

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«ЕДИНАЯ ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ СЛУЖБА РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»
АЛТАЕ-САЛЯНСКИЙ ФИЛИАЛ

На правах рукописи

ПОЛЯНСКИЙ Павел Олегович

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛЕЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ
ПРИ ЦИФРОВОЙ ОБРАБОТКЕ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

1.6.9 – геофизика

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

Еманов Александр Федорович

доктор технических наук

НОВОСИБИРСК - 2022

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. ОБЗОР МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ИХ ДОСТОИНСТВА И НЕДОСТАТКИ....	12
Глава 2. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СТВОРЕ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ	24
Глава 3. ОСОБЕННОСТИ ЦИФРОВОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН МЕТОДОМ ДИНАМИЧЕСКОГО ПЕРЕСЧЕТА НА ОПОРНЫХ ПРОФИЛЯХ.....	32
3.1. Метод динамического пересчета преломленных волн	32
3.2. Оценка точности выделения сигналов преломленных волн методом динамического пересчета.....	46
3.3. Влияние параметров кривизны динии профиля на точность вычисления амплитудно-частотных характеристик фильтров при динамическом пересчете	49
3.3.1. Влияние параметров кривизны профиля 3-ДВ на динамический пересчет данных, зарегистрированных системой наблюдения МОВ-ОГТ	53
3.3.2. Влияние параметров кривизны профиля 3-ДВ на динамический пересчет данных, зарегистрированных системой наблюдения КМПВ.....	57
3.3.3. Влияние параметров кривизны профиля 3-ДВ на динамический пересчет данных, зарегистрированных системой наблюдения ГСЗ	58
Глава 4. АЛГОРИТМЫ КОНТРОЛЯ ИЗМЕНЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК СИГНАЛОВ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН ВДОЛЬ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ.....	60
4.1. Алгоритм контроля изменения областей прослеживания преломленных волн вдоль опорного профиля 3-ДВ с использованием динамических годографов	63
4.2. Определение характеристик волнового поля преломленных волн вдоль опорного профиля 3-ДВ по временным разрезам.....	78
4.3. Алгоритм контроля величины рефракции волн в верхней части земной коры по частотным спектрам вдоль опорного профиля 3-ДВ.....	97

Глава 5. СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СТВОРЕ ПРОФИЛЯ 3-ДВ, ПОСТРОЕННЫЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДИНАМИЧЕСКОГО ПЕРЕСЧЕТА ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН.....	105
5.1. Интерпретация скоростных разрезов верхней части земной коры на участках опорного профиля 3-ДВ	106
5.1.1. Интерпретация скоростного разреза верхней части земной коры по Южному участку опорного профиля 3-ДВ.	106
5.1.2. Интерпретация скоростного разреза верхней части земной коры по Северо-Западному участку опорного профиля 3-ДВ.....	110
5.1.3. Интерпретация скоростного разреза верхней части земной коры по Северо-Восточному участку опорного профиля 3-ДВ.	114
5.2. Верификация сейсмических разрезов верхней части земной коры.....	119
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	123
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	126

ВВЕДЕНИЕ

Объект исследования – программно-алгоритмическая составляющая метода динамического пересчета преломленных волн при обработке данных сейсморазведки на опорных профилях.

Актуальность исследования. Сейсмические исследования на опорных профилях выполняются с использованием комплекса систем наблюдения: ГСЗ (глубинное сейсмическое зондирование), МОВ-ОГТ (метод отраженных волн в модификации общей глубинной точки) и КМПВ (корреляционный метод преломленных волн). Данные, полученные системами наблюдения МОВ-ОГТ и ГСЗ, широко используются для определения глубинного строения земной коры и верхней части мантии по отраженным [Горошко и др., 2013; Гошко, Ефимов, Сальников, 2014] и преломленным волнам [Кашубин и др., 2011; Соловьев и др., 2016; Суворов и Мельник, 2018], соответственно. Таким образом, сейсмическое строение верхней части земной коры (до глубин ~ 3 км) остается недостаточно изученным на опорных профилях. Источником столь важной информации о сейсмическом строении верхней части земной коры, о месторождениях рудных полезных ископаемых в этом диапазоне глубин являются детальные данные продольных и поперечных преломленных волн, регистрируемые системой МОВ-ОГТ. Использование методов прямого лучевого трассирования [Zelt, Smith, 1992; Zelt, Ellis, 1998] и сейсмической томографии [Крылов и др., 1993; Rawlinson, Pozgay, Fishwick, 2010] для обработки этих данных затруднительно вследствие высокой кратности системы наблюдения (75-100) и плотности данных, составляющей десять миллионов сейсмических трасс на всю длину профиля 3-ДВ (2650 км). Для столь значительных массивов данных целесообразно использовать методы цифровой обработки, основы которой заложены в публикациях С.В. Крылова с соавторами [Крылов и Сергеев, 1985; Митрофанов и Сергеев, 1986]. Метод динамического пересчета преломленных волн как дальнейшее развитие

методов цифровой обработки данных систем наблюдений с многократными перекрытиями разработан в исследованиях А.Ф. Еманова и В.С. Селезнева [Селезнев и Еманов, 1998; Еманов, Селезнев, Коршик, 2008]. Но до настоящего времени этот метод применялся только на прямолинейных профилях небольшой длины [Еманов и др., 1998; Коршик, Еманов, Селезнев, 2003; Полянский, Сальников, Еманов, 2014]. Для обработки данных, зарегистрированных на криволинейном протяженном профиле, требуется развитие программно-алгоритмической составляющей метода динамического пересчета с учетом изменений волнового поля, возникающих при пересечении линией профиля границ разных геологических структур. Поэтому, **актуальность исследования** обусловлена необходимостью разработки новых алгоритмов цифровой автоматизированной обработки данных преломленных волн на основе метода динамического пересчета для определения скоростного строения верхней части земной коры на опорных профилях.

Цель исследования – развитие программно-алгоритмической составляющей метода динамического пересчета преломленных волн для получения новой информации о скоростном строении верхней части земной коры на опорных профилях.

Научные задачи:

1. Дать оценку применимости метода динамического пересчёта преломленных волн для обработки данных систем наблюдения с многократными перекрытиями в условиях криволинейного профиля.
2. Разработать и программно реализовать алгоритм определения областей прослеживания преломленных волн и алгоритм контроля величины рефракции волн вдоль опорного профиля при переходе от временных разрезов к скоростным моделям.
3. С использованием разработанных алгоритмов, по результатам динамического пересчета преломленных волн, зарегистрированных системой

наблюдения ОГТ, определить динамические и кинематические характеристики волнового поля, соответствующего верхней части земной коры осадочных бассейнов и складчатых областей на профиле З-ДВ.

Фактический материал и методы исследования

В диссертации использованы сейсмические данные, зарегистрированные системой наблюдения МОВ-ОГТ на опорном профиле З-ДВ длиной 2650 км, пересекающем геологические структуры Центрально-Азиатского складчатого пояса, Сибирской платформы, Предверхоянского краевого прогиба, Сетте-Дабанского тектонического блока и Яно-Колымской складчатой системы. Полевые исследования МОВ-ОГТ на опорном профиле выполнялись ОП “Спецгеофизика” ГФУП “ВНИИГеофизика”.

Исследование выполнено на основе развития программно-алгоритмической составляющей методов автоматической селекции сигналов преломленных волн [Крылов и Сергеев, 1985; Митрофанов и Сергеев, 1986; Селезнев и Еманов, 1998]. Основной метод исследования – метод динамического пересчета преломленных волн [Еманов, Селезнев, Коршик, 2008], который включает алгоритмы цифровой обработки данных и используется для построения временных разрезов и сейсмограмм преломленных волн по данным систем наблюдения с многократными перекрытиями.

Для определения кинематических характеристик зарегистрированного волнового поля, выполнения двумерной пространственно-временной фильтрации сейсмограмм и визуализации результирующих временных разрезов и динамических годографов использовалось программное обеспечение RADEX-PRO [Буряк и др., 2006]. На основе метода динамического пересчета преломленных волн разработано и реализовано программное обеспечение “Dymond v1.0” [Полянский и др., 2019], позволяющее выполнять селекцию сигналов преломленных волн с учетом меняющегося вдоль опорного профиля волнового поля. **Высокая степень**

достоверности результатов обеспечивается:

- Вычислением спектров когерентности и контролем значений относительной погрешности вычисления АЧХ фильтров динамического пересчета при верификации временных разрезов и сейсмограмм ОПВ, построенных методом динамического пересчета преломленных волн;
- Результатами решения прямых кинематических задач для верификации построенных скоростных разрезов: значения невязок времен между наблюденными и теоретическими годографами не превышает 20-30 мс.
- Сравнением построенных соискателем временных и скоростных разрезов с результатами, полученными другими исследователями на профиле 3-ДВ: временными и глубинными разрезами по данным методов отраженных волн и КМПВ, а также структурно-геологическими разрезами.

Защищаемые научные результаты

1. Кривизна профиля при динамическом пересчете преломленных волн воздействует на результирующие сигналы как низкочастотный фильтр. Метод динамического пересчета эффективен для обработки данных систем наблюдений ОГТ и ГСЗ в условиях криволинейного профиля.

2. Разработаны и программно реализованы: алгоритм контроля областей прослеживания и алгоритм контроля величины рефракции преломленных волн вдоль опорного профиля. Развит подход к переходу от временных разрезов к скоростным моделям.

3. Волновые поля преломленных волн, полученные как результат динамического пересчета, отражают особенности строения земной коры до глубин 3 км вдоль профиля 3-ДВ: в областях Нижнеалданской впадины и Предверхоянского прогиба зафиксированы преломляющие границы в осадочном чехле и частично поверхность фундамента Сибирской платформы; в Сетте-Дабанской и Верхояно-Колымской складчатых областях прослежены пологозалегающие преломляющие границы с наличием рефракции волн.

Научная новизна

1. Дифференцированием функции разности нагоняющих годографов преломленных волн получено выражение для вычисления амплитудно-частотных характеристик фильтров пересчета с учетом параметров кривизны профиля. С использованием полученного выражения доказано, что криволинейность профиля влияет на сигналы преломленных волн при динамическом пересчете как низкочастотный фильтр.

2. С использованием полученного выражения оценено влияние низкочастотной фильтрации на динамический пересчет преломленных волн при параметрах кривизны профиля 3-ДВ:

- При динамическом пересчете данных систем наблюдений ОГТ и ГСЗ на результирующих временных разрезов понижение амплитуды не превышает 15% в полосе частот опорных волн 12-40 Гц;
- При динамическом пересчете данных системы КМПВ понижение амплитуд составляет 70-100% в полосе частот опорных волн 12-40 Гц.

3. Разработан и программно реализован алгоритм определения областей прослеживания преломленных волн на основе динамического пересчета волнового поля в сейсмограммы общего пункта возбуждения ($i=const$) и автоматического контроля изменения областей прослеживания волн вдоль профиля по значениям $\Delta x/\Delta t$, вычисляемым в окнах ΔL_1 и ΔL_2 .

4. Разработан и программно реализован алгоритм контроля рефракции волн в подстилающую толщу, основанный на вычислении частотных спектров трасс временных разрезов $L=const$. По результатам сравнения значений частот в спектрах исходных трасс и в спектрах трасс результирующих временных разрезах оценена величина рефракции волн в верхней части коры структур вдоль профиля 3-ДВ.

5. С использованием разработанных алгоритмов обработки данных преломленных волн определены особенности сейсмического строения верхней части земной коры (до глубин ~3 км) в геологических структурах, пересекаемых профилем 3-ДВ (Сибирская платформа, Предверхоянский краевой прогиб, Сетте-Дабанская складчатая область). По изменению значений отношения скоростей продольных и поперечных волн выявлена блочная структура верхней коры в Яно-Колымской складчатой системе.

Личный вклад соискателя состоит в разработке и программной реализации алгоритмов на основе метода динамического пересчета преломленных волн. С использованием разработанного программного обеспечения “Dynmond v1.0” соискателем выполнена цифровая обработка сейсмических данных преломленных волн, зарегистрированных системой ОГТ на профиле 3-ДВ, и интерпретация полученных результатов. Соискатель принимал непосредственное участие в регистрации сейсмических данных на опорном профиле 3-ДВ и написании научных статей по теме диссертации. Соискатель участвовал в подготовке публикаций – в оформлении графического материала и подготовке текста.

Теоретическая и практическая значимость результатов

Разработанные алгоритмы и реализованное программное обеспечение позволили повысить производительность цифровой обработки данных преломленных волн на опорном профиле 3-ДВ. Для построения временных разрезов и скоростных моделей по всей длине профиля требуется несколько недель работы, при плотности данных, равной десять миллионов сейсмических трасс на 2650 км длины профиля 3-ДВ.

Разработанные алгоритмы дали возможность автоматически определять области прослеживания преломленных волн в разных тектонических блоках, пересекаемых профилем, и вычислять величину вертикального градиента скорости преломленных волн в подстилающей толще. С использованием

частично автоматизированного подхода к построению скоростных разрезов определено сейсмическое строение верхней части земной коры на участках профиля 3-ДВ. Полученные в диссертации результаты подтверждают мнение ряда исследователей [Имаева и др, 2006; Черкасов, Сальников, Гошко, 2013; Старосельцев, 2015; Третьяков и Прокопьев, 2015] о надвиговой структуре зоны сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области. Построена скоростная модель верхней коры вдоль Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ по данным продольных и поперечных волн. Полученная информация о изменениях значений отношения скоростей Р- и S-волн в верхней коре актуальна для металлогенеза Магаданской области и Республики Якутия.

Апробация работы и публикации

Основные результаты исследования представлены научному сообществу, докладывались и получили одобрение специалистов на международных и всероссийских конференциях: “50 лет сейсмологического мониторинга Сибири” (2013), “Геофизические методы исследования земной коры. Всероссийская конференция, посвященная 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева” (Новосибирск, 2014), “Сейсмические технологии” (Москва, 2016), “Интерэспо Гео-Сибирь” (Новосибирск, 2016-2021), “ГеоБайкал-2016 - расширяя горизонты” (Иркутск, 2016), международной сейсмологической школе “Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных” (Душанбе, респ. Таджикистан, 2018; Новосибирск, 2021), всероссийской научно-практической конференции молодых ученых “Науки о земле. Современное состояние” (Шира, респ. Хакасия, 2017), а также на школах-конференциях молодых ученых: Екатеринбург, (2014, 2016, 2018); Пермь, (2015, 2017); Иркутск, (2017). Часть защищаемых научных результатов получена в рамках исследований по Проекту РФФИ “Эврика! Идея” №17-35-80026, выполненном под руководством соискателя.

Публикации. Соискателем опубликовано 27 работ по теме диссертации. Из них: 5 статей в журналах из перечня ВАК, 1 свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ, 21 статья – в журналах и сборниках материалов конференций.

Структура и объем диссертации

Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения и списка литературы из 176 источников. Полный объем диссертации составляет 148 страниц, включая основное содержание, 67 рисунков и 1 таблицу.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность доктору технических наук Еманову Александру Федоровичу за научное руководство, постоянное внимание и неоценимую помощь на всех этапах подготовки работы.

Автор глубоко признателен коллективу АСФ ФИЦ ЕГС РАН – к.г.-м.н. Соловьеву В.М, д.г.-м.н. Селезневу В.С., к.г-м.н. Еманову А.А., к.ф-м.н. Фатееву А.В., Баху А.А. за важные рекомендации и обсуждение полученных результатов. За помощь в разработке программного обеспечения “Dynmond v1.0” автор признателен Дураченко А.В.

За предоставленный фактический материал в виде данных МОВ-ОГТ, зарегистрированных на опорном профиле З-ДВ, за ценные советы при подготовке научных статей автор благодарен д.г.-м.н. Сальникову А.С. За важные рекомендации при геологической интерпретации полученных результатов и подготовке текста диссертации автор искренне признателен д.г.-м.н. Полянскому О.П. За ценные советы и конструктивную критику автор благодарен д.т.н. Колесникову Ю.И., к.ф.-м.н. Дучкову А.А., д.т.н. Виноградову Ю.А., д.ф.-м.н. Протасову М.И., д.т.н. чл.-корр. РАН А.А. Маловичко, д.г.-м.н. чл.-корр. РАН И.Ю. Кулакову, д.г.-м.н. Суворову В.Д., д.ф.-м.н. Митрофанову Г.М., д.г.-м.н. Шарову Н.В., к.г.-м.н. Мельник Е.А, Самойловой В.И.

Глава 1

ОБЗОР МЕТОДОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ. ИХ ДОСТОИНСТВА И НЕДОСТАТКИ

Определение сейсмического строения земной коры - актуальная задача при поисках и разведке месторождений полезных ископаемых. Этапы решения этой задачи: получение сейсмических данных, выделение опорных волн, построение сейсмических разрезов и геологическая интерпретация этих разрезов. На сегодня из публикаций известен ряд методов обработки сейсмических данных, разработанных и используемых как российскими (Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Сальников А.С., Кашубин С.Н., Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Шаров Н.В., Суворов В.Д., Соловьев В.М., Мишенькина З.Р., Шелудько И.Ф., Кулаков И.Ю., Павленкова Н.И., Гошко Е.Ю. и др.), так и зарубежными исследователями (Aki K., Dziewonski A.M., Zelt C.A., Smith R.B., Ellis R.M., Thybo H., Feng R., McEvilly T.V. и др.). Известные методы обработки сейсмических данных классифицируются по разным признакам: по принципам обработки сигналов от разных типов источников (активные источники – взрывные, импульсные, вибрационные, землетрясения; пассивные источники – микросейсмические колебания); по обработке данных систем наблюдений, используемых для регистрации продольных, поперечных и обменных волн; по типу обрабатываемых волн для получения информации о свойствах среды (отраженные волны, головные волны, рефрагированные волны, дифрагированные волны и т.д.); по определяемым кинематическим (скорость и времена пробега сейсмических волн) и динамическим характеристикам волнового поля (частотные спектры сигналов, поглощение сейсмических волн, эффект рефракции волн в нижележащие толщи).

Метод общей средней точки в модификации метода отраженных волн (МОВ-ОСТ) [Mayne, 1962; Yilmaz, 2001] - основополагающий для выполнения

цифровой обработки данных отраженных волн, регистрируемых системами наблюдения с многократными перекрытиями. Обработка волнового поля методом общей средней точки заключается в синфазном суммировании и накоплении сигналов отраженных волн при подавлении сигналов волн других типов и случайных помех. Метод дает возможность получать временные разрезы с отображением отражающих границ. Такие разрезы, по результатам применения алгоритмов миграции [Гольдин, 1991; Baysal et al., 1983; Claerbout, 1971; Zhang Y., Zhang G., 2009] могут быть уточнены и преобразованы в глубинные. Метод общей средней точки в настоящее время очень популярен вследствие наличия большого количества автоматизированных алгоритмов обработки данных, начиная от подходов к суммированию сигналов отраженных волн и заканчивая процедурой миграции. Именно благодаря ускоренному прогрессу вычислительной техники и, соответственно, развитию алгоритмов цифровой обработки, метод отраженных волн постепенно вытеснил ранее широко использовавшиеся методы, основанные на “ручной” обработке данных преломленных волн. Второе преимущество метода - универсальность используемых систем регистрации отраженных волн. Метод адаптирован и используется для определения строения земной коры в региональных масштабах на опорных профилях в России (например, в пределах зоны сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы [Диденко и др., 2013], в пределах акваторий Охотского [Кашубин и др., 2011] и Баренцева морей [Сакулина, Кашубин, Павленкова, 2016], Уральского орогена [Рыбалка и др., 2011]) и за рубежом: в акваториях Ионического и Средиземного морей [Kokinou et al., 2003], в пределах Северной Америки [Cook et al., 1981; Clowes et al., 1996;], Западной Европы [A continent revealed..., 1992] и Австралийского континента [Korsch et al., 1990]. Помимо глубинных исследований, метод общей средней точки широко применяется для решения задач поисков месторождений углеводородов в верхней части коры по данным детальных площадных систем

наблюдений [Ампилов и Батурина, 2013]. Очевидно, что вышеописанным методом можно определить только структуру отражающих поверхностей в земной коре, так как остальные типы волн, кроме отраженных, являются помехами и подавляются системой обработки. Кроме того, без привлечения дополнительной информации о значениях скоростей волн в среде, получаемой с использованием данных преломленных волн, алгоритмы суммирования сигналов отраженных волн применять невозможно. Поэтому, очень актуальны исследования, выполняемые на стыке сейсмических методов, дополняющих друг друга - например, комплексная интерпретация данных отраженных и преломленных волн для изучения всей толщи земной коры на опорных профилях по материалам систем наблюдений ОГТ, КМПВ и ГСЗ [Сальников и др., 2013].

Из публикаций [Гошко, Ефимов, Сальников, 2011; Гошко, Ефимов, Сальников, 2014] известен *метод частотно-энергетического анализа временных разрезов отраженных волн*, основанный на явлении частотного резонанса. В окне заданного размера, передвигающемся по временному разрезу с заданным перекрытием, вычисляется сейсмическая энергия в полном диапазоне частот, сейсмическая энергия в высокочастотном диапазоне, а также значения основной частоты, соответствующей максимуму амплитудного спектра в текущем положении окна. Определяемые частотно-энергетические характеристики волнового поля непосредственно связаны с физическим состоянием вещества в толщах земной коры, поэтому в результате выделяются блоки, разломы и отдельные геологические тела в земной коре. С использованием метода Д.И. Рудницкой [Рудницкая, Старосельцев, Сальников, 2013] уточнено современное состояние земной коры тектонических структур Алданского щита и Среднеленской моноклизы вдоль опорного профиля 3-ДВ. Таким образом, методом частотно-энергетического анализа можно определить сейсмогеологическую структуру земной коры по детальным данным систем наблюдений ОГТ с многократными перекрытиями.

Ограничение при использовании метода заключается в невозможности прямого определения значений скоростей сейсмических волн в толщах.

Методы обработки данных сейсмических волн первых вступлений могут быть разделены на две подгруппы, в зависимости от типа зондирующих волн. При определении структуры земной коры волны первых вступлений чаще всего интерпретируются как головные или как рефрагированные. Такое разделение волн на подклассы обуславливает использование разных интерпретационных моделей геологических сред. Рефрагированные волны существуют в приближении модели среды, где скорость являются функцией координат, в общем случае $V=V(x, y, z)$. Чаще всего, рассматривается одномерная зависимость: $V=V(z)$. Фронты этих волн не имеют разрыва при монотонном изменении скорости с глубиной, поэтому при обработке данных невозможно проследить сейсмические границы, на которых есть скачок скорости волн. Возможно, поэтому рассмотрение преломленных волн исключительно как рефрагированных, и отрицание существования головных волн [Авербух, 1975] дало неоднозначные результаты в практике глубинных сейсмических исследований. Головные волны образуются при разрыве фронта падающей волны на границе, поэтому, в свою очередь, интерпретационные модели головных волн подразумевают присутствие сейсмических границ, где есть положительный скачок скорости. Вопрос разделения преломленных волн на головные и рефрагированные детально рассмотрен в работе [Пузырев, 1987].

Рассмотрим основные методы обработки данных рефрагированных волн. Для определения скорости сейсмических волн и глубин расположения сейсмических горизонтов в земной коре широко применяется *метод прямого лучевого трассирования*, разработанный и программно реализованный Zelt C.A с соавторами [Zelt, Smith, 1992; Zelt, Ellis, 1998]. Метод используется для определения скоростного строения земной коры в зонах тектонических

структур разной природы: Сибирской платформы, Предверхоянского краевого прогиба, Верхояно-Колымской складчатой системы, Алданского щита и Становой складчатой системы [Соловьев и др., 2014; Соловьев и др., 2016; Соловьев и др., 2018, Суворов, Мельник, Сальников, 2014; Суворов и др., 2016; Суворов, Мельник, Сальников, 2017; Суворов и Мельник, 2018], Байкальской рифтовой зоны, а также в пределах акваторий Южно-Охотской глубоководной котловины, поднятия Менделеева в Северном Ледовитом океане [Павленкова, Кашубин, Гонтовая, 2018; Кашубин и др., 2011]. Идея метода состоит в решении обратной задачи путем подбора оптимальной скоростной модели среды в ходе последовательных итераций - решений прямой задачи. Последовательным перебором параметров сейсмической модели (глубина залегания сейсмических границ, значений скорости волн в пластах) выполняется расчет теоретических годографов волн, соответствующих скоростной модели, и их сопоставление с годографами, полученными в результате определения времен пробега сейсмических волн по зарегистрированным сейсмограммам. От точности определения значений времен вступлений волн на сейсмограммах зависят значения невязок между годографами, и, соответственно, точность локализации границ структур в земной коре. Поэтому, критерием достоверности результирующей модели являются минимальные значения невязок между рассчитываемыми и наблюденными годографами. Следует отметить, что для обработки данных методом прямого лучевого трассирования необходимо сначала создать систему нагоняющих годографов первых вступлений, уточнив во взаимных пунктах наблюдений значения времен пробега волн. Первым недостатком подхода является не очень высокая детальность получаемых результатов, не сравнимая с детальностью результатов цифровой обработки данных отраженных волн. Для обработки данных методом прямого лучевого трассирования необходимо “вручную” определить времена пробега волн. Это тем сложнее, чем выше кратность прослеживания опорных волн и чем больше

длина линии наблюдения. Вторым недостатком является неединственность решения - метод позволяет для одного и того же волнового поля строить отличающиеся друг от друга разрезы, особенно при выполнении работы разными специалистами [Тулина, Бурмин, Шемелева, 2011]. Поэтому прямое лучевое трассирование, как правило, используют для получения моделей земной коры в региональном масштабе [Соловьев и др., 2016] в рамках систем наблюдений корреляционного метода преломленных волн и метода глубинного сейсмического зондирования, где кратность перекрытия не столь высока, как при наблюдениях МОВ-ОГТ.

Метод сейсмической томографии на временных задержках [Крылов, Мишенъкин, Мишенъкина, 1993] основан на линеаризованной постановке обратной кинематической задачи [Aki, Christofferson, Husebye, 1977; Dziewonski et al., 1977]. Метод позволяет определить распределение скорости в исследуемой среде по данным профильных и площадных систем наблюдений. Идея метода заключается в разложении функции скорости на две составляющие: нормальную, осредненную в рассматриваемом объеме, зависимость скорости от глубины $V(z)$ и аномальную составляющую обратного значения скорости $e(z)$, малую по сравнению с $1/V(z)$. Наблюденное время пробега волны также складывается из двух составляющих, связанных с разложением функции скорости. По значениям времен пробега волн на сейсмограммах определяется одномерное распределение $V(z)$ и рассчитываются соответствующие траектории сейсмических лучей. В дальнейшем, эти данные позволяют определить аномальную составляющую, и, вычислить искомое распределение скорости в среде. Лежащее в основе линеаризованной постановки условие “малости” аномальной составляющей $e(z)$, как правило, выполняется в большинстве случаев при изучении земной коры [Крылов, Мишенъкин, Мишенъкина, 1993]. Несмотря на это, в рамках данной совокупности методов очень важно уделять внимание правильному выбору нормальных скоростных моделей $V(z)$. Следует отметить, что методы

томографии часто используются в комплексе с методом прямого лучевого трассирования, описанным выше, для обработки данных, регистрируемых при глубинном сейсмическом зондировании [Соловьев и др., 2014; Суворов и Мельник, 2019] на опорных профилях в пределах тектонических структур Сибирской платформы, Верхояно-Колымской складчатой системы, а также для обработки данных КМПВ (корреляционный метод преломленный волн), [Суворов и др., 2016]. Существующее на сегодняшний день ограничение методов томографии, как и прямого лучевого трассирования, заключается в необходимости вручную определять на сейсмограммах времена пробега целевых волн. Это существенно усложняет обработку данных системы наблюдения ОГТ с высокой кратностью (75-100). Вполне возможно, что разработка алгоритмов автоматического определения времен вступлений на основе надежных критериев автоматической корреляции осей синфазности опорных волн могла бы обеспечить “прорыв” в методах кинематической обработки данных преломленных волн. Но реальность такова, что разработанные и программно реализованные алгоритмы автоматического определения времен вступлений и корреляции осей синфазности волн [Withers et al., 1998] не всегда позволяют точно определить значения времен вступлений целевых волн на фоне помех, что, несомненно, несколько ограничивает возможности методов сейсмической томографии и прямого лучевого трассирования.

В практике сейсморазведки используются методы обработки, основанные на том, что в первых вступлениях фиксируются головные волны с коническим фронтом. Определенное распространение получили подходы к цифровой обработке данных, аналогичные применяемым в МОВ-ОСТ. *Метод общей глубинной площадки* разработан А.М. Епинатьевой с соавторами, [Епинатьева, Голошибин, Литвин, 1990]. Идея метода заключается в том, чтобы выделить волновое поле, соответствующее опорной головной волне. Аналогично используемому в методе общей средней точки подходу с

расчетом вертикальных спектров скоростей, подбором оптимальных значений кажущихся скоростей, вычислением и вводом кинематических поправок, выполнить суммирование сейсмических трасс аналогично обработке данных в МОВ-ОСТ. Принципиальное различие методов заключается в том, что в данном случае сигналы отраженных волн - помехи, а целевыми являются сигналы преломленных волн. Методом общей глубинной площадки возможно построить динамические временные разрезы с отображением геологических границ, которым соответствуют преломленные волны. Комплекс методов общей средней точки и общей глубинной площадки использован для совместной обработки и интерпретации данных отраженных и преломленных волн, зарегистрированных на опорном профиле 5-АР в задаче поиска месторождений углеводородов в земной коре акватории Восточно-Сибирского моря, [Половков, 2011]. Преимущество метода - в автоматизации обработки данных преломленных волн, зарегистрированных системами наблюдения с высокой кратностью, а недостаток - в отсутствии физического обоснования процедуры суммирования сейсмограмм преломленных волн с разными расстояниями источник-сейсмоприемник. В работе О.К. Кондратьева [Кондратьев, 2002] доказано, что для получения динамических временных разрезов по регистрируемым в большом диапазоне удалений источник-сейсмоприемник сейсмограммам преломленных волн математический аппарат, первоначально разработанный для обработки данных отраженных волн МОВ-ОГТ, использовать не всегда корректно. Таким образом, метод общей глубинной площадки можно трактовать как промежуточный этап перехода к цифровой автоматизированной обработке данных преломленных волн, регистрируемых системами наблюдения с многократными перекрытиями.

Еще одна идея реализации цифровой обработки данных преломленных волн, регистрируемых системами наблюдения с многократными перекрытиями, предложена С.В. Крыловым, В.Н. Сергеевым и Г.М.

Митрофановым в [Крылов и Сергеев, 1985; Митрофанов и Сергеев, 1986]. Подход основан на том, что исследуемая геологическая среда рассматривается как линейная система, а сигналы преломленных волн обладают свойством пространственной когерентности [Бендат и Пирсол, 1971], проявляющимся в параллельности нагоняющих годографов волн. Нагоняющие годографы волн других типов не параллельны друг другу, соответственно, сами волны не когерентны по пространству. Динамическое соотношение Крылова-Сергеева для четырех взаимно-увязанных наблюдений дает возможность вычислить спектр сигнала преломленной волны в нужной точке обобщенной плоскости по известным спектрам сигнала в трех других точках. С применением этого соотношения созданы первые автоматизированные алгоритмы выделения сигналов преломленных волн и подавления сигналов волн других типов и построения динамических разрезов. Первый недостаток этих алгоритмов - низкая точность при наличии случайных помех на сейсмограммах, поскольку динамическое соотношение учитывает только свойства регулярных волн и не позволяет подавлять случайные помехи. Второй недостаток алгоритмов обработки, основанных на формуле Крылова-Сергеева, заключается в отсутствии обоснования выбора области трасс на обобщенной плоскости наблюдений, используемых при построении фильтров пересчета: непонятно, какие сейсмограммы содержат полезную информацию о линейных преобразованиях сигнала вдоль луча преломленной волны, а какие не содержат этой информации и их не нужно учитывать при обработке.

Для исключения ограничений подхода С.В. Крылова и его соавторов, А.Ф. Емановым совместно с В.С. Селезневым и Н.А. Коршиком [Селезнев и Еманов, 1998; Еманов, Селезнев, Коршик, 2008; Коршик, Еманов, Селезнев, 2003] теоретически обоснован и разработан *метод динамического пересчета преломленных волн* с использованием оптимальных фильтров Винера. Первое преимущество этого метода по сравнению с подходом, основанным на спектральном соотношении Крылова-Сергеева, заключается в наличии

физически обоснованной выборки трасс на обобщенной плоскости, содержащей информацию о линейных преобразованиях сигнала опорной преломленной волны на исследуемом участке среды. В зависимости от необходимых параметров, вводимых в диалоговом режиме (область прослеживания опорной преломленной волны, параметры системы наблюдения), алгоритм обработки автоматически ограничивает область полезной информации на обобщенной плоскости. Сейсмические трассы внутри этой области используются для вычисления амплитудно-частотных характеристик фильтров Винера. Далее осуществляются последовательные шаги пересчета волнового поля в интересующую точку на обобщенной плоскости. Второе преимущество метода, разработанного А.Ф. Емановым с соавторами, - более высокая точность вычисления амплитудно-частотных и фазово-частотных характеристик фильтров пересчета: на каждом из последовательных шагов вычисление характеристики производится по данным большого количества сейсмических трасс, в отличие от алгоритмов обработки с использованием динамического спектрального соотношения, где характеристика фильтра на каждом шаге пересчета рассчитывается по данным всего лишь трех сейсмических трасс. По сути, метод динамического пересчета головных волн схож с методом общей средней точки. В методе ОСТ синфазным суммированием, с использованием высокой кратности системы наблюдений решается задача автоматического выделения сигналов отраженных волн. При динамическом пересчете с применением свойства пространственной когерентности, производится автоматическая селекция волн, нагоняющие гидографы которых параллельны. Важно, что в результирующем волновом поле присутствуют сигналы только преломленных волн, а сигналы волн других типов, равно как и случайные помехи, подавляются интерференционной системой [Бендат и Пирсол, 1983]. С использованием динамического пересчета существенно ускоряется обработка данных преломленных волн, так как не требуется “вручную” определять

времена пробега преломленных волн. Поэтому становится возможной обработка данных, зарегистрированных наиболее плотными системами наблюдений, с высокой кратностью прослеживания опорных волн, без понижения точности построений вследствие “человеческого фактора”. Результаты обработки могут быть представлены в виде сейсмограмм общего пункта возбуждения или общего пункта приема, в виде временных разрезов, характеризующихся фиксированным значением удаления источник - сейсмоприемник, а также в виде произвольного типа выборки сейсмических трасс.

Таким образом, метод динамического пересчета дал возможность получать важную информацию о динамических характеристиках волнового поля, недоступную ранее, и, совместно с МОВ-ОСТ, осуществлять комплексную интерпретацию детальных данных отраженных и преломленных волн, регистрируемых одними и теми же системами наблюдения. Вместе с этим, метод динамического пересчета преломленных волн изначально разработан для обработки данных, регистрируемых на прямых линиях профилей [Еманов, Селезнев, Коршик, 2001]. До недавнего времени, с использованием этого метода обрабатывались данные, зарегистрированные на участках небольшой протяженности, где была обеспечена прямолинейность профилей и отсутствие рефракции волн [Еманов и др., 2000; Полянский, Сальников, Еманов, 2014; Полянский, 2015]. Но участки опорных профилей характеризуются длиной 800-1000 км, а влияние целого ряда факторов (рефракции волн, криволинейных профилей, сильных изменений в свойствах волновых полей в разных блоках) на результаты обработки методом динамического пересчета, ранее не учитывалось.

Отдельно стоит упомянуть о влиянии рефракции волн на точность обработки данных методом динамического пересчета. Как правило, в реальных средах присутствует увеличение скорости с глубиной, связанное с

проницанием волны в нижележащий слой [Пузырев, 1960]. Динамическое спектральное соотношение Крылова-Сергеева скорректировано В.Н. Сергеевым в 1988 году для случая наличия эффекта проницания волн в нижележащую среду [Сергеев, 1988]. Но этого недостаточно для осуществления оперативной цифровой обработки данных, регистрируемых на опорных профилях, методом динамического пересчета. Не было сделано ни качественных, ни количественных оценок воздействия фактора рефракции волн на точность вычисления амплитудно-частотных характеристик фильтров пересчета данных, регистрируемых системами наблюдения ОГТ, КМПВ и ГСЗ на опорных профилях.

Не менее важно разработать и реализовать современное программное обеспечение, позволяющее более эффективно производить обработку данных методом динамического пересчета, регистрируемых на опорных профилях плотными системами наблюдения с многократными перекрытиями с учетом влияния вышеуказанных факторов. Учитывая все вышеписанное, необходимо дальнейшее развитие программно-алгоритмической составляющей метода динамического пересчета преломленных волн.

Глава 2

ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СТВОРЕ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ

Опорный геофизический профиль 3-ДВ, длина которого составляет 2650 км, пересекает зоны сочленения ряда крупных тектонических структур: Северо-Азиатского кратона, Сибирской платформы и Яно-Колымской складчатой системы, а также множество структур меньшей протяженности. Тектоническая схема в районе расположения профиля 3-ДВ показана на рисунке 2.1.

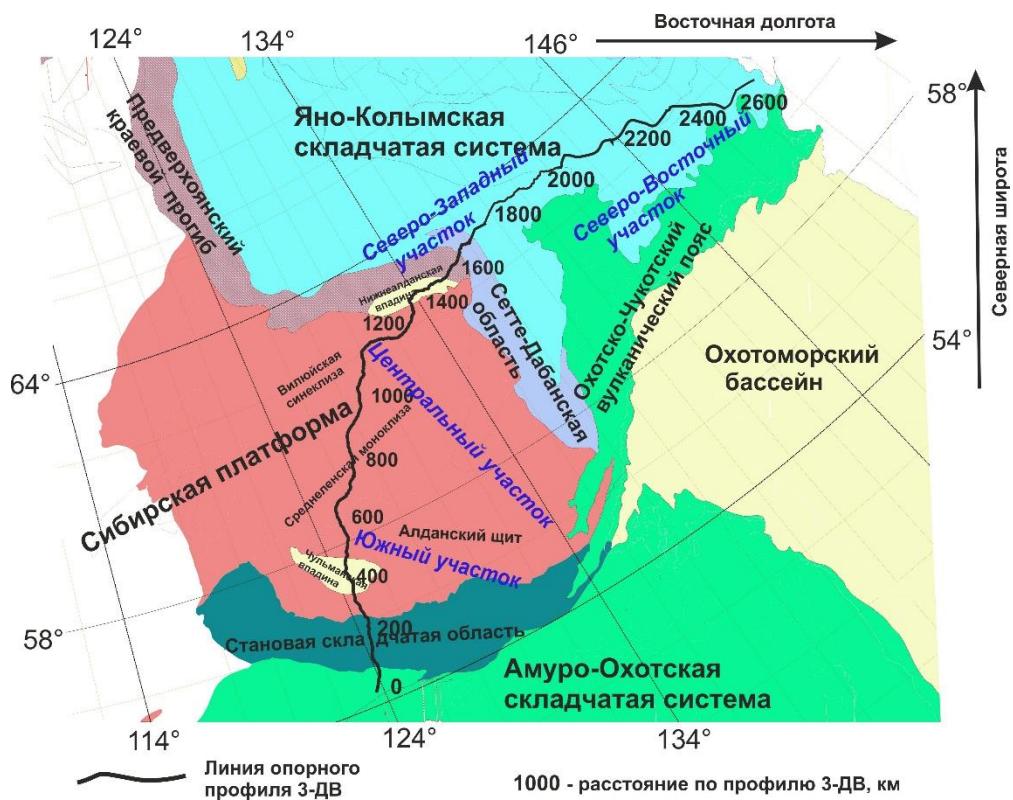


Рисунок 2.1 – Тектоническая схема района расположения опорного профиля 3-ДВ (по данным карты кратонов и орогенных поясов Центральной и Восточной Азии ([Парфенов и др., 2003], с изменением и дополнением).

Южный участок профиля 3-ДВ (0-700 км) проходит вдоль федеральной трассы М-56. Он пересекает Амуро-Охотскую складчатую систему, Становую складчатую область и южную часть Сибирской платформы. Отрезок профиля

0-60 км пересекает часть Соловьевского прогиба, относящегося к Амуро-Охотской складчатой системе. Севернее линия профиля пересекает плоскость Монголо-Охотского глубинного разлома [Павлов и Парфенов, 1993], разделяющего Амуро-Охотскую систему и Становую складчатую область (см. рисунок 2.1). Отрезок профиля между отметками 60 км и 290 км расположен в Становой складчатой области. Верхняя часть земной коры в Становой области смята в складки, при этом преобладают метаморфические породы разных фаций [Судовиков, Глебовицкий, Другова, 1965]. Общая мощность гнейсов и сланцев, образованных в результате метаморфизма песчано-глинистых осадков, достигает 8-8.5 км. Зона сочленения северной части Становой складчатой области с Алданским щитом, относящимся уже к югу Сибирской платформы, тоже пересекается глубинным разломом - Южно-Алданским краевым швом. Это разрывное нарушение возникло в позднем архее, однако сохраняет свою активность и в нынешнее время, на что указывает приуроченность очагов землетрясений к зоне разлома, [Павлов и Парфенов, 1993].

Интервал 290-700 км Южного участка профиля 3-ДВ расположен в пределах Сибирской платформы. Выделяются Алданский щит (290-640 км) и Среднеленская моноклиза (640-700 км). В южной части Алданского щита расположена Чульманская впадина, которая пересекается участком профиля между отметками 290 км и 430 км. Эта впадина представлена осадочными угленосными толщами (песчаники, аргиллиты, углистые сланцы, доломиты и известняки) юрского и мелового периодов, общей мощностью свыше 4 км [Имаев, Имаева, Козьмин, 2005; Павлов и Парфенов, 1993].

К северу от Алданского щита, участок профиля 3-ДВ пересекает часть Среднеленской моноклизы, верхняя часть земной коры в которой составлена осадочными породами периодов рифея, венда и кембрия.

В структурах, пересекаемых Южным участком профиля, широко распространены месторождения полезных ископаемых. Одно из крупнейших в регионе месторождений коксующихся углей – Нерюнгринское, расположенное в зоне Чульманской впадины. Весьма распространены месторождения урана, апатита, тория, молибдена, свинца [Шевченко и др., 2011].

Центральный участок (700-1420 км) полностью расположен в пределах Сибирской платформы [Имаева и др., 2017], (см. рисунок 2.1) и поочередно пересекает Среднеленскую моноклизу (700–950 км), часть Вилюйской синеклизы (950-1350 км) и часть Нижнеалданской впадины (1350-1420 км). Эта впадина вместе с Предверхоянским краевым прогибом составляют переходную зону между Сибирской платформой и Яно-Колымской складчатой системой [Черкасов, Сальников, Гошко, 2013]. Длина Центрального участка профиля 3-ДВ составляет 720 км.

Геологический разрез верхней части земной коры по Центральному участку профиля 3-ДВ [Горошко и др., 2013] представлен на рисунке 2.2. На разрезе выделяются осадочный чехол и кристаллический фундамент. Осадочный чехол представлен породами кембрийского, триасового, юрского и мелового периодов (аргиллиты, пески, песчаники, алевролиты, известняки, доломиты, брекчии). Осадочный чехол характеризуется субгоризонтальным залеганием пород, но мощность чехла постепенно увеличивается до ~2.5-3.0 км по мере приближения к северо-восточному краю Центрального участка. Нижняя граница осадочного чехла маркирует поверхность архейского кристаллического фундамента. На отрезке 1150-1300 км профилем пересекается часть Якутского погребенного поднятия [Гриненко и Князев, 2017].

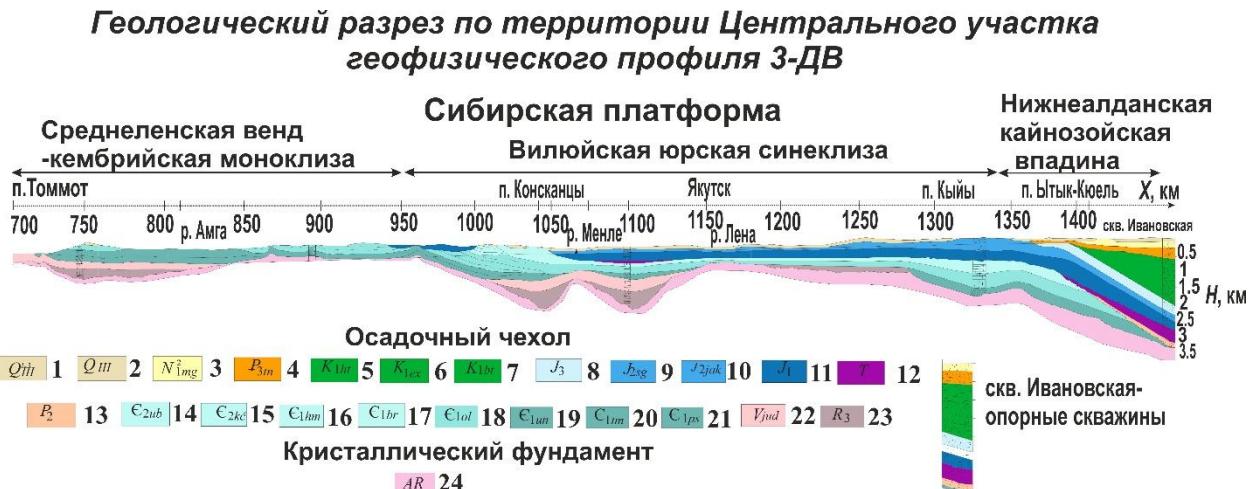


Рисунок 2.2 – Геологический разрез верхней части земной коры по Центральному участку профиля 3-ДВ [Горошко и др., 2013, с дополнением]. По оси абсцисс – расстояние по профилю, км, а по оси ординат – глубина, км.

Условные обозначения: 1–23 – осадочные породы разного возраста: 1, 2 – кайнозой, четвертичная система (пески, алевриты); 3 – неогеновая система, средний миоцен (пески, прослои галечников); 4 – палеогеновая система, олигоцен (пески, галечники); 5, 6, 7 – мезозой, меловая система (пески, песчанки, алевролиты, угли); 8, 9, 10, 11 – юрская система (8 – верхний отдел, 9, 10 – средний отдел, 11 – нижний отдел: песчаники, алевролиты, аргиллиты); 12 – триасовая система (песчаники, конгломераты, алевролиты); 13 – палеозой, пермская система (нерасчлененные отложения: песчаники, алевролиты); 14, 15 – кембрийская система, средний отдел (известняки, мергели, алевролиты); 16–21 – кембрийская система, нижний отдел (известняки, мергели); 22, 23 – верхний протерозой, венд (доломиты, брекции, покровы базальтов); 24 – кристаллический фундамент: архейский отдел (кристаллические сланцы, жилки биотитовых гранитов, гранито-гнейсы).

Линия Северо-Западного участка профиля 3-ДВ поочередно, с запада на восток проходит через часть Нижнеалданской впадины (1350–1570 км), Предверхоянский краевой прогиб (1570–1620 км), Сетте-Дабанскую складчатую область (1620–1720 км) и западную часть Яно-Колымской складчатой системы (1720–2100 км). На рисунке 2.3 а показана схема тектонического районирования зоны сочленения восточной части Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области, опубликованная в [Тектоника ..., 2001].

Нижнеалданская наложенная впадина, выделяемая Г.Н.Черкасовым в северо-восточной части Сибирской платформы, пересекается профилем 3-ДВ на отрезке 1350–1570 км. Впадина составлена молодыми осадочными

породами олигоцен-четвертичного периода общей мощностью ~1 км [Черкасов, Сальников, Гошко, 2013].

Предверхоянский прогиб ограничен с юга Нижнеалданским разломом, пересекаемым профилем на отметке 1570 км. Прогиб сложен мелководными морскими, континентальными обломочными и вулканогенно-осадочными породами юрского и мелового периодов. Общая мощность осадочного чехла в пределах прогиба превышает 8 км [Пущаровский, 1959; Суворов и Мельник, 2019]. Окраинный разлом, пересекаемый профилем на отметке 1625 км, отделяет северо-восточную часть Предверхоянского краевого прогиба от Сетте-Дабанской складчатой области.

Сетте-Дабанская складчатая область пересекается отрезком профиля 1625-1720 км. Верхняя часть земной коры сложена деформированными в складки осадочными породами карбонатного состава, мелководного и глубоководного, а также вулканогенно-осадочного генезиса, присутствуют интрузии пород основного и ультраосновного состава [Третьяков и Прокопьев, 2015]. Геодинамическая колонка Сетте-Дабанской зоны, опубликованная в [Тектоника ..., 2001], продемонстрирована на рисунке 2.3 б. В пределах области широко распространены месторождения полезных ископаемых - руды меди, золота, тантала, ниобия [Старосельцев, 2015]. Сетте-Дабанская область в ее восточной части граничит с западной частью Верхояно-Колымской складчатой системы. Зона сочленения проходит по Бурхалинскому разлому [Тектоника ..., 2001], пересекаемому линией Северо-Западного участка профиля 3-ДВ на отметке 1720 км. По результатам некоторых исследователей [Имаева и др, 2006; Черкасов, Сальников, Гошко, 2013; Горошко, 2016; Третьяков и Прокопьев, 2015] Сетте-Дабанская область имеет природу надвиговой структуры в зоне сочленения Сибирской платформы и Яно-Колымской складчатой системы. Также имеются нерешённые вопросы о положении границы Сибирской платформы и Северо-Азиатского кратона [Башарин, Беляев, Хоменко, 2005]. Более детальное

строение самой верхней части разреза может дать полезную информацию о положении границы Сибирской платформы в сечении профиля 3-ДВ.

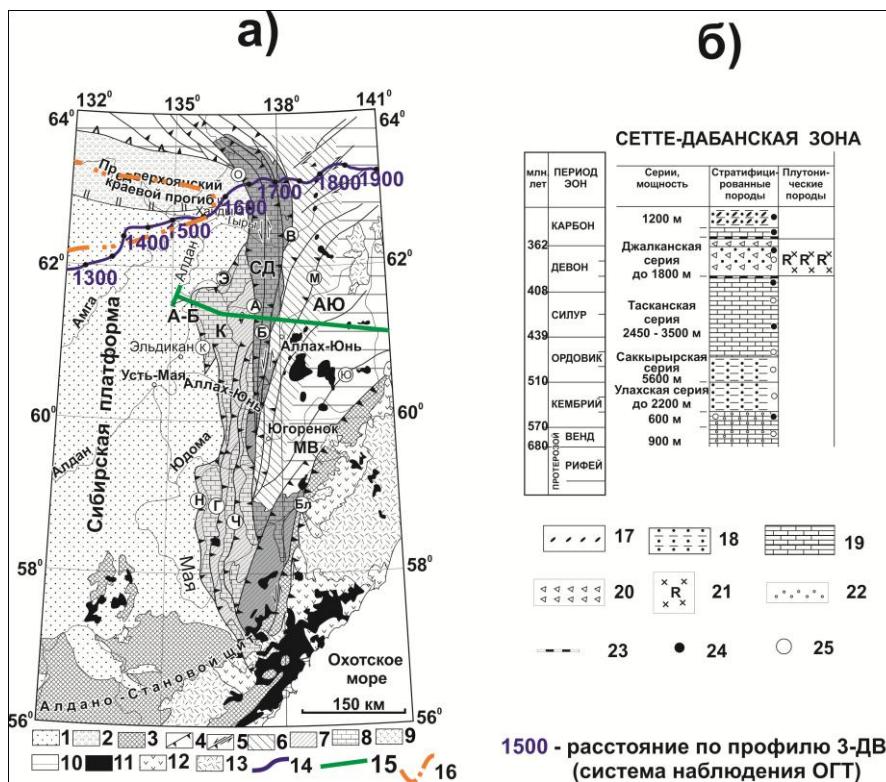


Рисунок 2.3 – Тектоническая схема зоны сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области (а); геодинамическая колонка Сетте-Дабанской складчатой области (б). ([Тектоника ..., 2001], с дополнением).

Условные обозначения к тектонической схеме (а): 1- осадочный чехол Сибирской платформы; 2 – Предверхоянский краевой прогиб; 3 – раннекембрийские и палеозойские образования; 4 – надвиги; 5 – сдвиги и взбросы-надвиги; 6 – метаморфический пояс; 7 – рифейские отложения; 8 – венд-нижнепалеозойские отложения; 9 – среднедевонские-нижнекаменноугольные отложения; 10 – верхнепалеозойские-мезозойские отложения; 11 – мезозойские гранитоиды; 12 – Удской вулкано - плутонический пояс; 13 – Охотско-Чукотский вулкано - плутонический пояс; 14 – Северо-Западный участок профиля 3-ДВ; 15 – Структурный разрез центральной части Верхоянского складчатого пояса; 16 – граница Нижнеалданской впадины, по данным [Черкасов, Сальников, Гошко, 2013]. Условные обозначения к геодинамической колонке (б): 17 – олистостромы; 18 – турбидиты; 19 – мелководные обломочные отложения; 20 – рифтовые вулканогенно-осадочные образования; 21 – основные и ультраосновные поороды; 22 – мелководные карбонатные отложения; 23 – несогласия; 24 – морская макрофауна; 25 – морская микрофауна.

Северо-Восточный участок профиля 3-ДВ (2100-2650 км) расположен в пределах Яно-Колымской складчатой системы (рисунок 2.4). Участок профиля пересекает область сочленения Евразийской и Охотоморской литосферных плит [Соловьев и др., 2016]. Уточнение местоположения

межплитной границы – актуальная задача [Fujita et al., 2009, Hindle, Fujita, Mackey, 2009]. При ее решении необходимо учитывать значительный набор геологических и геофизических признаков: данные измерения смещений методом GPS, карты аномалий поля силы тяжести [Тимофеев и др., 2012] и карты распределения теплового потока [Mackey, Fujita, Ruff, 1998]. Не менее важна информация и о сейсмическом строении верхней части земной коры. В публикации В.М. Соловьева с соавторами [Соловьев и др., 2016] приведены скоростные модели по данным метода глубинного сейсмического зондирования на Северо-Восточном участке, карты распределения гипоцентров землетрясений в зоне сочленения плит - результаты определения глубинного строения земной коры в зоне сочленения плит. Детальные сейсмические модели строения верхней части земной коры в створе Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ содержат важную дополнительную информацию о месторождениях полезных ископаемых исследуемом районе.

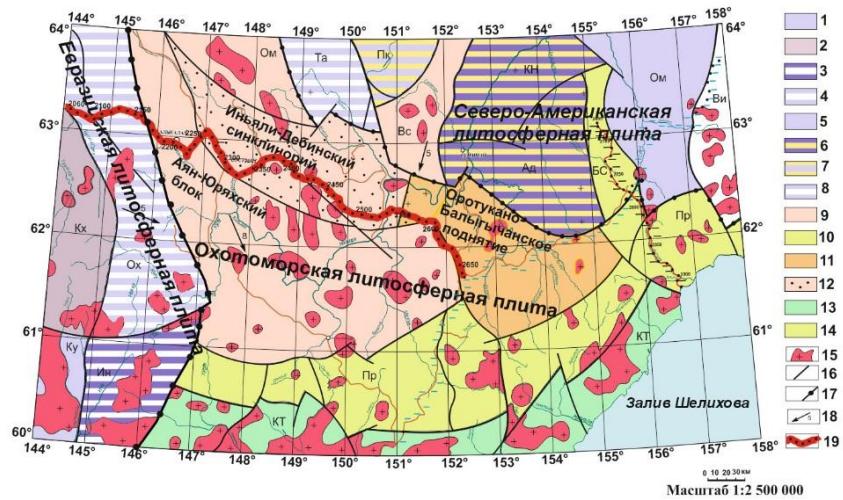


Рисунок 2.4 – Тектоническая схема района расположения Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ, [Государственная ..., 2012].

Условные обозначения: Евразийская плита. Блоки: 1 - раннеархейский Кухтуйский (Ку), 2 - позднеархейско-раннепротерозойский Кара-Хаятинский (КХ), 3 - архейско-раннепротерозойский Инянский (Ин), 4 - позднеархейско-раннепротерозойский Охотский (Ох). Северо-Американская плита. Блоки: 5 - раннеархейский Омолонский (Ом), 6 - архейско-раннепротерозойские Куларо-Нерский (КН) и Адгойский (Ад), 7 - позднеархейско-раннепротерозойский Приколымский (Пк), 8 - позднеархейские Тасканский (Та) и Виличенский (Ви), 9 - раннепротерозойский Верхнесеймчанский (ВС) и Аян-Юряхский (АЮ) гранит-зеленокаменные блоки, 10 - Балыгычано-Сугойский блок (БС) - участок с формированием гранито-метаморфического слоя в раннем-позднем мелу. Охотоморская плита. Блоки: 9 - Аян-Юряхский (АЮ). 11-12 - раннепротерозойские

Ортукано-Балыгычанский (ОБ) гранулито-гнейсовый (11), Омулевский (Ом) 12 - Иньали-Дебинский (ИД), 13 - Кони-Тайгоносская система блоков (КТ) - участки с формированием гранито-метаморфического слоя в поздней юре-мелу, 14 - Приохотская система блоков (Пр) - участок с формированием гранито-метаморфического слоя в раннем-позднем мелу, 15 - комплексы гранитоидов. 16 - границы тектонических блоков, 17 - контуры литосферных плит. 18 - векторы движения плит и их скорости, (мм/год) [Имаев, Имаева, Козьмин, 2005]. 19 - линия Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ.

Северо-Восточный участок профиля 3-ДВ пересекает Аян-Юряхский антиклиниорий, Иньали-Дебинский синклиниорий и Оротукано-Балыгычанское поднятие (ОБП).

Аян-Юряхский антиклиниорий пересекается профилем в интервале 2100-(2250÷2300) км. Геологическая структура блока представлена пермскими и триасовыми отложениями общей мощностью свыше 5-7 км [Горячев, 1998]. На территории антиклиниория магматические образования представлены гранитоидными массивами, дайками различного состава и возраста. Основные тела гранитоидов локализованы на флангах антиклиниория, в его центральной части развиты штоки и свиты даек [Константинов, Константиновский, Наталенко, 2013]. Северо-восточная граница антиклиниория с Иньали-Дебинским блоком представлена крупным линейным Чай-Юринским разломом [Чехов, 1976], простирающимся в юго-восточном направлении.

Иньали-Дебинский синклиниорий пересекается профилем 3-ДВ в интервале ПК 2270-2550 км. В строении блока принимают участие триасовые и юрские тонкообломочные и глинистые пелагические комплексы. Осадочные толщи прорваны дайками и разнообразными магматическими интрузиями (габбро-перidotиты и гранит-порфиры) юрско-мелового возраста [Горячев, 1998].

Оротукано-Балыгычанское поднятие пересекается профилем на интервале 2550-2665 км. Эта структура разбита на ряд пластин и чешуй, надвинутых друг на друга. Вблизи надвигов и взбросов наблюдаются крутые складки и сильно наклоненные блоки-моноклинали.

Глава 3

ОСОБЕННОСТИ ЦИФРОВОЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН МЕТОДОМ ДИНАМИЧЕСКОГО ПЕРЕСЧЕТА НА ОПОРНЫХ ПРОФИЛЯХ

3.1. Метод динамического пересчета преломленных волн

Регистрируемое на опорном профиле системой наблюдения ОГТ волновое поле содержит сигналы отраженных, преломленных, дифрагированных волн, случайные и регулярные помехи. Для исследования сейсмической структуры верхней части земной коры, необходимо выделить сигналы преломленных волн на фоне помех и регулярных волн других типов. В связи с кратностью системы наблюдений ОГТ (60-100) и протяженностью участков опорных профилей до 1000 км, обработка данных преломленных волн методами прямого лучевого трассирования [Zelt, Smith, 1992] и сейсмической томографии [Rawlinson, Pozgay, Fishwick, 2010] затруднительна. Основным методом в нашем исследовании является метод динамического пересчета преломленных волн. Основы этого метода обработки данных сейсморазведки с многократными перекрытиями заложены в статье С.В. Крылова и В.Н. Сергеева [Крылов и Сергеев, 1985] и в публикации Г.М. Митрофанова и В.Н. Сергеева [Митрофанов и Сергеев, 1986]. Принципиальное различие в подходах к цифровой обработке данных отраженных и преломленных волн показано на рисунке 3.1: в случае накопления сигналов отраженных волн - из волнового поля извлекается информация об элементе отражающей площадки (см. рисунок 3.1 а), которому соответствуют лучи отраженных волн, суммируемых в методе ОСТ; при цифровой обработке данных преломленных волн из волнового поля извлекается информация о линейных преобразованиях вдоль луча ABCD (см. рисунок 3.1 б). На основе полученных С.В. Крыловым с соавторами

результатов цифровая обработка данных преломленных волн далее развита исследованиях А.Ф. Еманова, с В.С. Селезнева и Н.А. Коршик [Еманов, Селезнев, Коршик, 2008]. Метод динамического пересчета основан на свойстве пространственной когерентности преломленных волн, которое заключается в том, что нагоняющие гидографы преломленных волн параллельны друг другу, а нагоняющие гидографы остальных типов волн не параллельны.

Первоначально метод разработан с учетом следующих предположений:

1. Исследуемая среда, на поверхности которой расположены источники и приемники колебаний, рассматривается как линейная система, свойства которой определяются ее спектральной характеристикой. На сейсмический сигнал, распространяющийся в среде, воздействуют только те ее участки, через которые проходит луч головной волны (см. рисунок 3.1 б).
2. Предполагается, что головные волны скользят по преломляющим поверхностям без проницания в нижележащую толщу.

Для элемента системы из четырех увязанных наблюдений С.В. Крыловым в работе [Крылов и Сергеев, 1985] доказана справедливость выражения:

$$t_i^j + t_{i+1}^{j+1} = t_{i+1}^j + t_i^{j+1} \Leftrightarrow S_i^j(\omega) = \frac{S_i^{j+1}(\omega) \cdot S_{i+1}^j(\omega)}{S_{i+1}^{j+1}(\omega)}, \quad (3.1)$$

где $t_i^j, t_{i+1}^j, t_i^{j+1}, t_{i+1}^{j+1}$ - времена вступлений головных волн, а $S_i^j(\omega), S_{i+1}^j(\omega), S_i^{j+1}(\omega), S_{i+1}^{j+1}(\omega)$ - комплексные спектры сигналов, зарегистрированных в точках на обобщенной плоскости (см. рисунок 3.1 б). Согласно выражению (3.1), по спектрам сигналов головной волны в трёх точках системы наблюдений можно рассчитать спектр сигнала этой же головной волны в четвёртой точке.

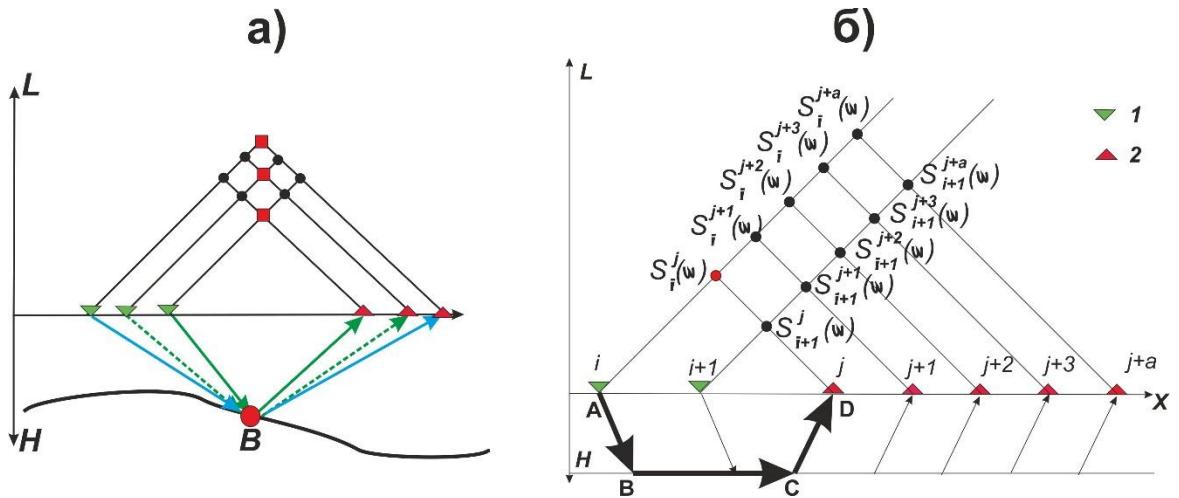


Рисунок 3.1 – Элементы системы наблюдения на обобщенной плоскости и лучевая схема отраженных (а) и головных волн (б). Зелеными треугольниками (1) обозначены источники, красными (2) – сейсмоприемники.

Формула (3.1) справедлива для множества точек, образующих четырехугольники с общими вершинами (i,j) и $(i+1,j)$ на обобщенной плоскости. Поэтому, пересчет волнового поля в произвольную точку с координатами источника и сейсмоприемника (i,j) выполняется суммированием процедур (3.1) по записям в точках обобщенной плоскости, образующих N четырехугольников с общими вершинами (i,j) и $(i+1,j)$, (см. рисунок 3.1 б):

$$S_i^j(\omega) = \sum_{a=1}^N \frac{S_{i+1}^j(\omega) \cdot S_i^{j+a}(\omega)}{S_{i+1}^{j+a}(\omega)} \quad (3.2)$$

Выражения (3.1-3.2) справедливы для неограниченного количества головных волн на сейсмограмме, они справедливы и для сигналов кратных головных волн. Амплитуды спектральных составляющих головных волн раскладываются по временам вступлений в соответствии с фазовым спектром. Расчет комплексного спектра выполняется для всей трассы сразу. Выполняя суммирование сейсмограмм при пересчете волнового поля с использованием (3.2) в произвольную точку с координатами источника и сейсмоприемника (i,j) на обобщенной плоскости наблюдения, мы **получаем информацию о**

линейных преобразованиях вдоль луча ABCD, соответствующего головной волне в заданной точке. После суммирования (3.2) осуществляется обратное преобразование Фурье для получения результирующей сейсмограммы.

Для случаев наличия рефракции волн в подстилающей среде, формула (3.1) скорректирована В.Н. Сергеевым в [Сергеев, 1988]. Соотношение Крылова-Сергеева стало фундаментальным для физического обоснования метода динамического пересчёта преломленных волн, но оно не стало эффективным для создания алгоритмов массовой обработки данных, поскольку в нем не учитываются свойства помех. Второй недостаток алгоритмов обработки, основанных на формуле Крылова-Сергеева - отсутствие обоснования выбора области на обобщенной плоскости, используемой для расчета характеристик фильтров пересчета: непонятно, какие сейсмограммы содержат информацию о линейных преобразованиях сигнала пересчитываемой преломленной волны, а какие не содержат полезной информации и их не нужно использовать при обработке.

Более эффективный алгоритм обработки основан на построении частотной характеристики оптимального фильтра Винера для пересчёта головных волн из одной точки обобщённой плоскости в другую [Еманов и Селезнев, 1995; Восстановление ..., 2004]. Рассмотрим на обобщенной плоскости наблюдений сейсмограммы двух источников с записями одной и той же головной волны (см. рисунок 3.1 б). Процедура единичного шага пересчета волнового поля на обобщенной плоскости из точки $(i+1,j)$ в точку (i,j) в частотной области описывается уравнениями (3.3-3.4):

$$F_i^j(\omega) = F_{i+1}^j(\omega) \cdot h_{i+1,i}^{j,j}(\omega), \quad (3.3)$$

$$S_{i+1}^j(\omega) = F_{i+1}^j(\omega) + W_{i+1}^j(\omega) \quad (3.4)$$

где $F_i^j(\omega)$ - частотный спектр трассы-результата пересчета, $F_{i+1}^j(\omega)$ - частотный спектр трассы, из которой пересчитываем волновое поле. Но спектр любой сейсмической трассы всегда представлен в виде $S_{i+1}^j(\omega)$: суммы спектров полезного сигнала ($F_{i+1}^j(\omega)$) и случайных помех ($W_{i+1}^j(\omega)$) в точке $(i+1, j)$. $h_{i+1}^{j,j+1}(\omega)$ - амплитудно-частотная характеристика фильтра пересчета. Для выделения когерентной составляющей в результате пересчета необходимо с наибольшей точностью преобразовать сигнал $S_{i+1}^j(\omega)$ в сигнал $F_i^j(\omega)$. Для этого необходимо вычислить частотную характеристику оптимального фильтра Винера $h_{opt}(\omega)$:

$$M \left| F_i^j(\omega) - S_{i+1}^j(\omega) \cdot h_{opt}(\omega) \right|^2 = \min \quad (3.5)$$

Здесь M – математическое ожидание квадрата разности сигнала $\bar{F}_{i+1}^j(\omega)$, пропущенного через фильтр и сигналом $F_i^j(\omega)$ на выходе линейной системы,

$$h_{opt}(\omega) = \frac{M \left[F_i^j(\omega) S_{i+1}^j(\omega)^* \right]}{M \left| S_{i+1}^j(\omega) \right|^2}, \quad (3.6)$$

Здесь и далее, верхний индекс $(*)$ - обозначение комплексно-сопряженного спектра. Вычислив частотную характеристику фильтра, запишем выражение для пересчета волнового поля:

$$F_i^j(\omega) = S_{i+1}^j(\omega) \cdot h_{opt}(\omega) = S_{i+1}^j(\omega) \frac{\sum_a \left[S_i^{j+a}(\omega) S_{i+1}^{j+a}(\omega)^* \right]}{\sum_a \left| S_{i+1}^{j+a}(\omega) \right|^2} \quad (3.7)$$

В работе А.Ф. Еманова и соавторов [Еманов, Селезнев, Коршик, 2008] подробно разобраны разные схемы динамического пересчета волнового поля. В исследовании для пересчета применяется схема пересчета, представленная на рисунках 3.2 и 3.3. Многоугольник LKSQPR ограничивает область полезной информации для пересчёта поля головной волны в точку О.

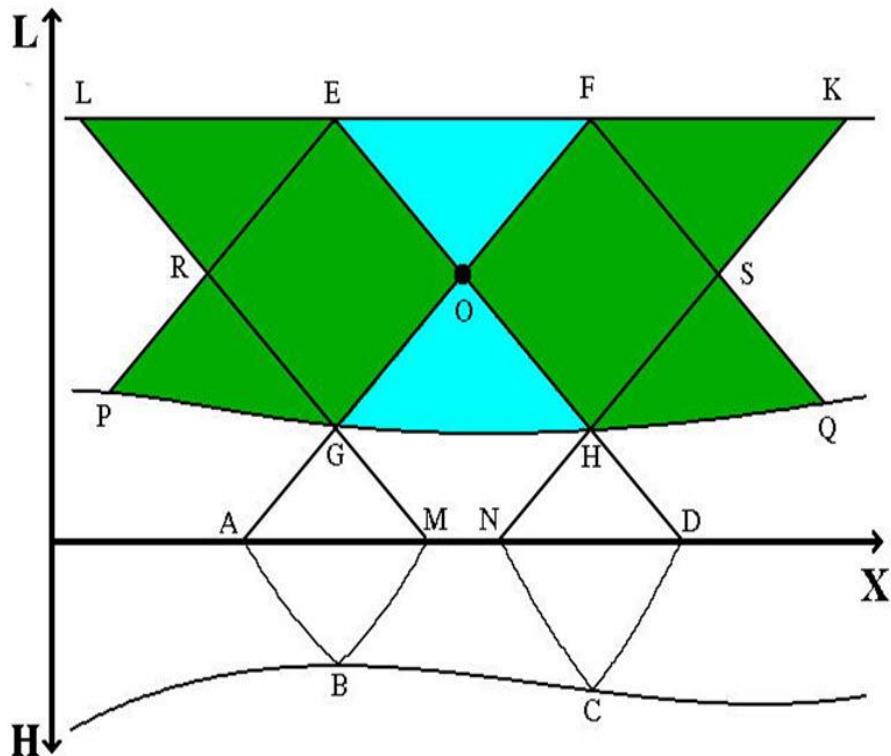


Рисунок 3.2 – Лучевая схема головной волны и схематическое изображение области полезной информации для пересчета волнового поля в точку **O**, [Восстановление ..., 2004].

Информация о линейных преобразованиях сигнала преломленной волны на отрезках луча AB и CD содержится в трассах, лежащих на корреляционных ходах FG и EH, соответственно. Область LGHK разделяется на четыре части этими корреляционными ходами. В области EOF содержатся точки, в трассах которых содержится полная информация о линейных преобразованиях сигнала на отрезке луча BC, а вся информация об этом участке преломляющей границы содержится в сейсмограммах точек, лежащих на любой линии $L=const$ внутри области HOG.

В точках обобщенной плоскости, лежащих внутри областей LEOG и KFOH, количество информации о линейных преобразованиях сигналов на луче BC уменьшается по мере удаления точек от корреляционных ходов GF и HE. Размеры этих областей зависят от строения среды, без наличия сведений о разрезе невозможно определить их границы. В связи с этим, нижняя и

верхняя границы определяются областью прослеживания преломленной волны.

При пересчете головных волн в точку **O** необходимо исключить информацию о линейных преобразованиях сигнала вне луча ABCD. Проведя корреляционные ходы EP и FQ, мы получим многоугольник LKSQPR, в трассах точек внутри которого сосредоточена как извлекаемая, так и та “лишняя” информация, которую необходимо исключить при пересчете волнового поля в точку **O**. Информации для пересчета головных волн в точку **O** нет в сейсмограммах точек обобщенной плоскости вне многоугольника LKSQPR. Рисунок 3.3 иллюстрирует схему последовательного пересчета волнового поля в точку (1).

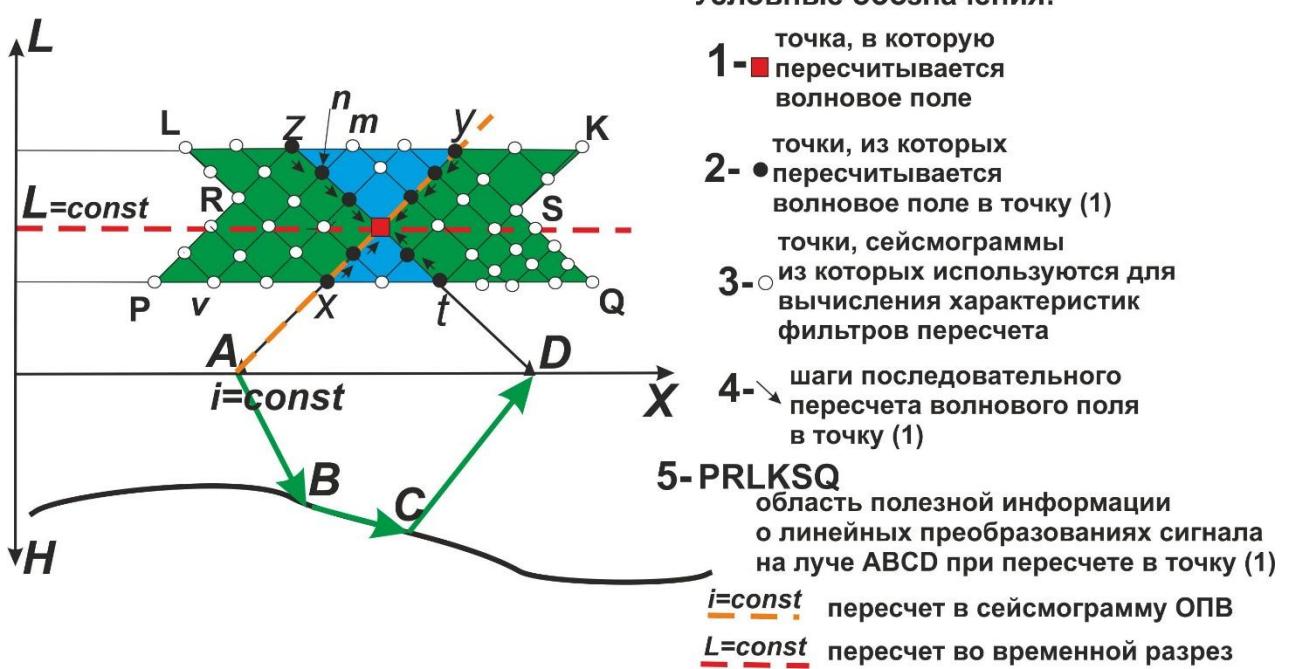


Рисунок 3.3 – Область полезной информации на обобщенной плоскости наблюдений и схемы динамического пересчета волнового поля в линии $L=const$ и $i=const$.

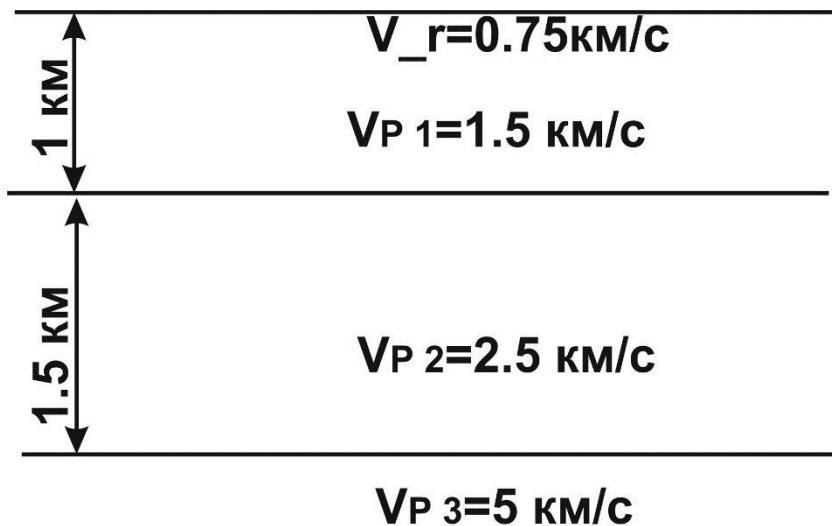
В точку (1) пересчитываются только сейсмограммы трасс (2) с корреляционных ходов xy и zt , пересекающихся в точке (1). Рассмотрим пошаговый пересчет волнового поля вдоль корреляционного хода zt . Сейсмограмма из верхней точки (z) пересчитывается до ближайшей точки n с

использованием формулы (3.7) (с соответствующими индексами). При этом сейсмограммы точек (3), лежащих на корреляционных ходах zP и mv , используются для вычисления характеристики $h_{opt}(\omega)$ фильтра пересчета в формуле (3.7). На следующем шаге сумма исходной сейсмограммы, соответствующей точке n , и сейсмограммы-результата пересчета в эту точку, аналогичным образом пересчитывается еще на один шаг вдоль корреляционного хода zt . Подобные итерации повторяются вдоль корреляционного хода zt до тех пор, пока не будет достигнута точка (1). Аналогичным образом вдоль корреляционного хода zt выполняется последовательный пересчет по направлению от точки t к точке (1). Сейсмограммы точек, лежащих на корреляционном ходе xy , последовательно пересчитываются в (1) аналогичным образом. После завершения пересчета по каждому из четырех направлений в точке (1) выполняем суммирование четырех результирующих трасс и обратное преобразование Фурье. Далее смещаем точку (1) на один шаг вдоль линии $L=const$ или $i=const$. В результате последовательного смещения точки (1) вдоль линии $L=const$ и динамического пересчета получаем набор трасс с шагом, равным расстоянию между источниками в системе наблюдений. Такой набор трасс называется временным разрезом по головной волне с фиксированным значением расстояния ($L=const$) источник-приемник. Если точку (1) последовательно смещаем вдоль линии $i=const$, то в результате пересчета формируется сейсмограмма ОПВ (здесь и далее – результирующая сейсмограмма ОПВ или динамический годограф $i=const$) с расстоянием между сейсмоприемниками, реализованным в системе наблюдений.

Временные разрезы $L=const$ и сейсмограммы ОПВ $i=const$ являются наборами трасс, на которых присутствуют только головные волны. Каждая результирующая трасса содержит информацию о линейных преобразованиях вдоль луча головной волны, распространяющегося вдоль соответствующего участка преломляющей границы.

Метод динамического пересчета с использованием фильтров Винера, разработанный А.Ф. Емановым и В.С. Селезневым с соавторами, обеспечивает селекцию волн с параллельными нагоняющими гидографами, с использованием области полезной информации на обобщенной плоскости наблюдений. В отличие от методов обработки, где требуется построение систем нагоняющих гидографов, высокая кратность системы наблюдения не только не является фактором, усложняющим обработку данных, но и повышает точность построения результирующих сейсмограмм.

Для волнового поля, соответствующего модели горизонтально-слоистой среды с двумя преломляющими границами, показанной на рисунке 3.4, применим метод динамического пересчета при подавлении помех, сигналов отраженных волн и выделении сигналов головных волн.



$dx_{\text{сп}}=50 \text{ м}$ - расстояние м/у сейсмоприемниками
 $dx_{\text{пв}}=100 \text{ м}$ - расстояние м/у источниками
 V_r - скорость поверхности волн
 $V_{P1} \ V_{P2} \ V_{P3}$ - скорости продольных волн
 в слоях

Рисунок 3.4 – Модель среды и параметры системы наблюдения.

Рассчитанная сейсмограмма приведена на рисунке 3.5 а. Кроме сигналов преломленных волн, обозначенных (1) и (2), на сейсмограмме прослеживаются сигналы поверхности волны и отраженной волны, обозначенные (0) и (3), соответственно. Кроме сигналов регулярных волн, на трассах прослеживаются достаточно интенсивные случайные помехи. Рисунок 3.5 б иллюстрирует результат динамического пересчета первичного волнового поля в динамический годограф $i=const.$

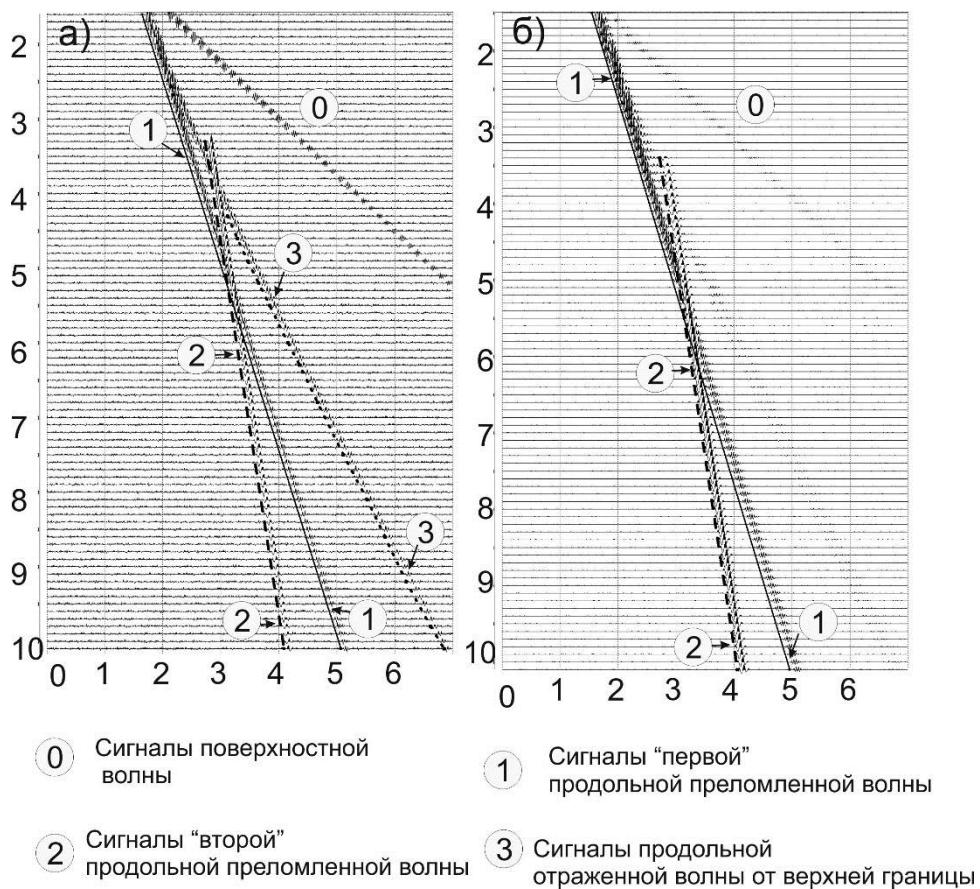


Рисунок 3.5 – Рассчитанная сейсмограмма ОПВ (а); динамический годограф (б) – результат динамического пересчета волнового поля. По оси абсцисс – время (с), по оси ординат – расстояние источник-сейсмоприемник (км).

Интервал расстояний источник-сейсмоприемник 1.5-10 км, где в первых вступлениях поочередно прослеживаются две продольные преломленные волны (1 и 2), составляет область прослеживания целевых волн. В результате пересчета отфильтрована поверхность волна, обозначенная (0). Поскольку отраженная волна (3) не обладает свойством параллельности нагоняющих

годографов, то при динамическом пересчете сигналы отраженной волны отфильтрованы. Существенно ослаблены случайные помехи на результирующих трассах. При этом, в результате пересчета улучшено отношение сигнал/шум для сигналов головных волн (1) и (2), соответствующих обеим преломляющим границам.

Рисунок 3.6 а иллюстрирует выборку ($L=7$ км) трасс рассчитанной сейсмограммы, рисунок 3.6 б - результирующий временной разрез $L=7$ км. В качестве области полезной информации при динамическом пересчете выбран интервал расстояний источник-сейсмоприемник 6-10 км. Этот интервал совпадает с областью прослеживания в первых вступлениях преломленной волны, соответствующей второй преломляющей границе. Преломленная волна, соответствующая первой преломляющей границе, прослеживается в последующих вступлениях в выбранной области. Динамический пересчет позволил подавить волновое поле отраженной волны (показанное цифрой 3) и ослабить случайные помехи.

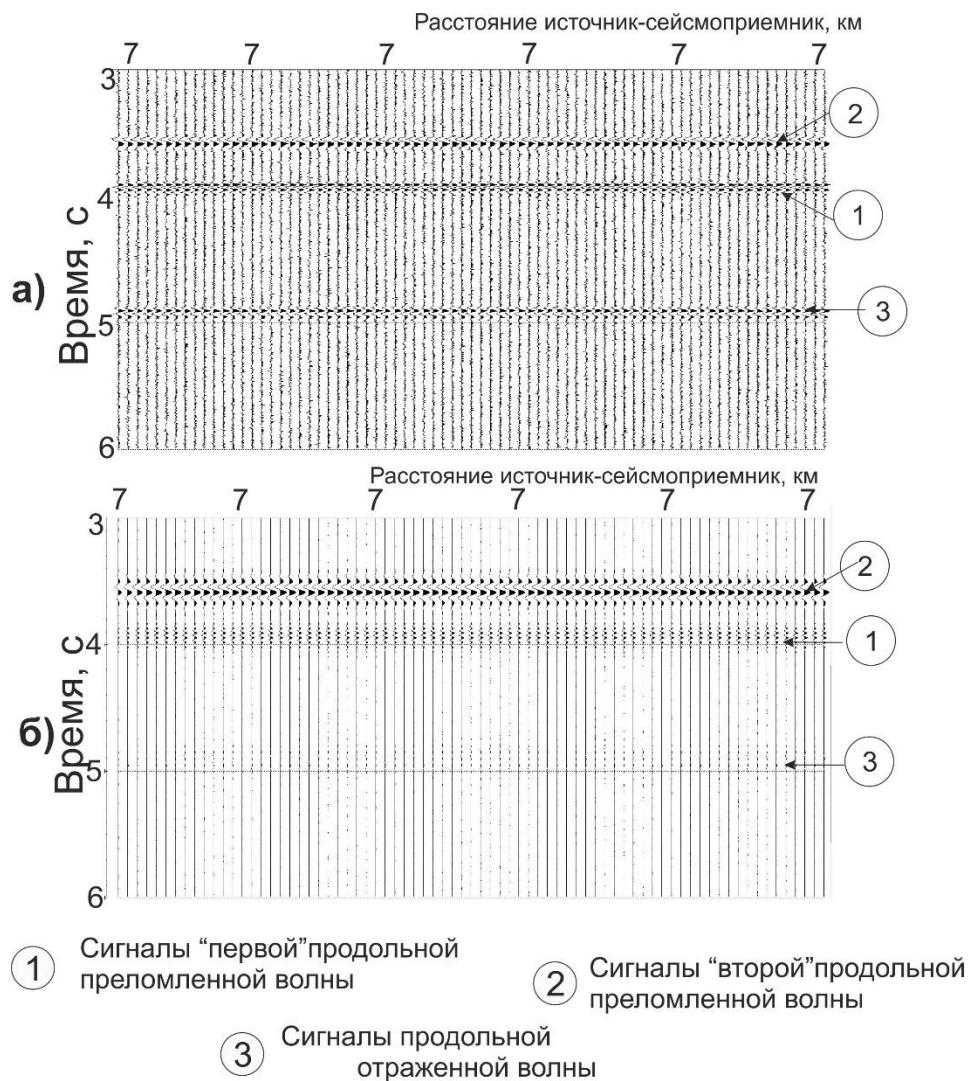


Рисунок 3.6 – Выборка исходных сейсмических трасс $L=7$ км (а); временной разрез (б) $L=7$ км – результат динамического пересчета волнового поля.

Каждая трасса временного разреза $L=const$ содержит информацию о свойствах среды вдоль соответствующего луча преломленной волны ABCD (см. рисунок 3.3). Таким образом, временной разрез $L=const$ отображает изменения в волновом поле преломленных волн вдоль профиля. Варьируя вдоль профиля область полезной информации для пересчета, в соответствии с областями прослеживания опорных волн, можно выделять сигналы, соответствующие этим волнам.

Пример динамического пересчета сейсмической трассы, зарегистрированной на опорном профиле 3-ДВ, можно видеть на рисунке 3.7. Из анализа Фурье-спектра на рисунке 3.7 б следует, что частотный состав

сигнала головной волны составляет $\sim 10\text{-}32$ Гц. Кроме сигнала опорной головной волны, на записи присутствуют случайные помехи и монохроматические помехи с частотами 25 Гц, 35 Гц и 50 Гц.

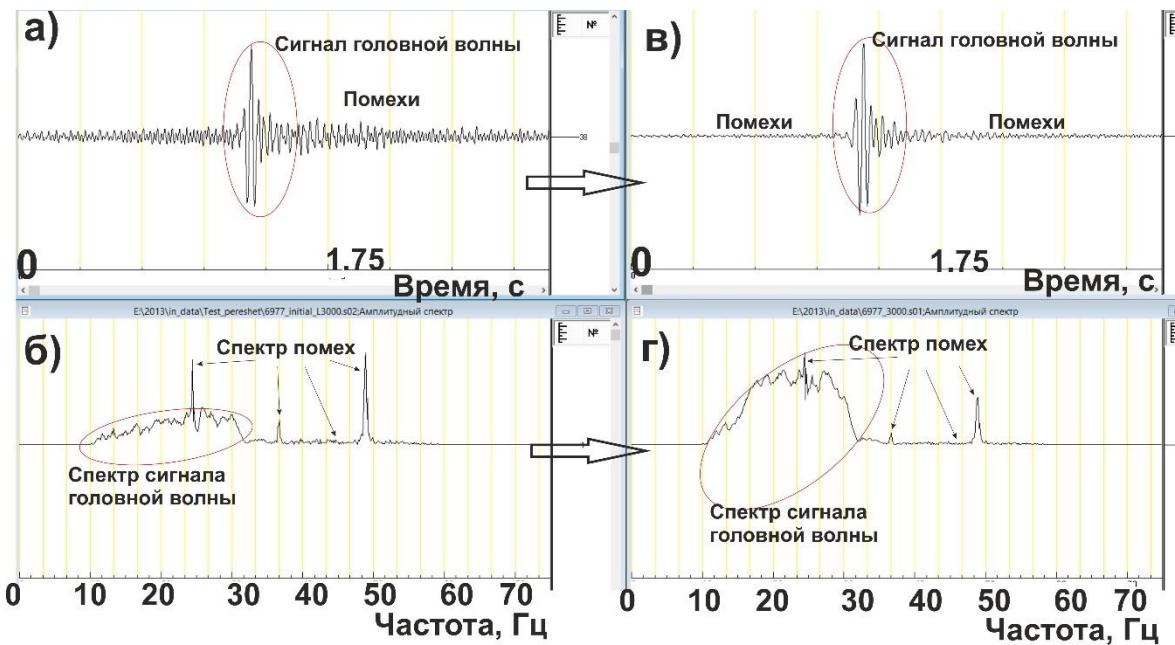


Рисунок 3.7 – Пример динамического пересчета преломленных волн: а) зарегистрированная сейсмограмма, б) спектр зарегистрированной сейсмограммы; в) сейсмограмма-результат динамического пересчета, г) спектр результирующей сейсмограммы.

Из анализа спектра трассы, полученной в результате динамического пересчета, (см. рисунок 3.7 г) ясно, что в результате динамического пересчета увеличены амплитуды частотных составляющих сигнала опорной волны, уменьшены амплитуды случайных и монохроматических помех. В следствие этого, на результирующей трассе (см. рисунок 3.7 б) возросло значение отношения сигнал/помеха.

Важной особенностью обработки является возможность динамического пересчёта головных волн за пределы их областей прослеживания. Поэтому, возможно получить трассы с удалениями, превышающими максимальные значения областей прослеживания головных волн, а также со значениями удалений, близких к линии начальных точек головной волны. На рисунке 3.8 б показан результат пересчета волнового поля, зарегистрированного на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ, в сейсмограмму ОПВ.

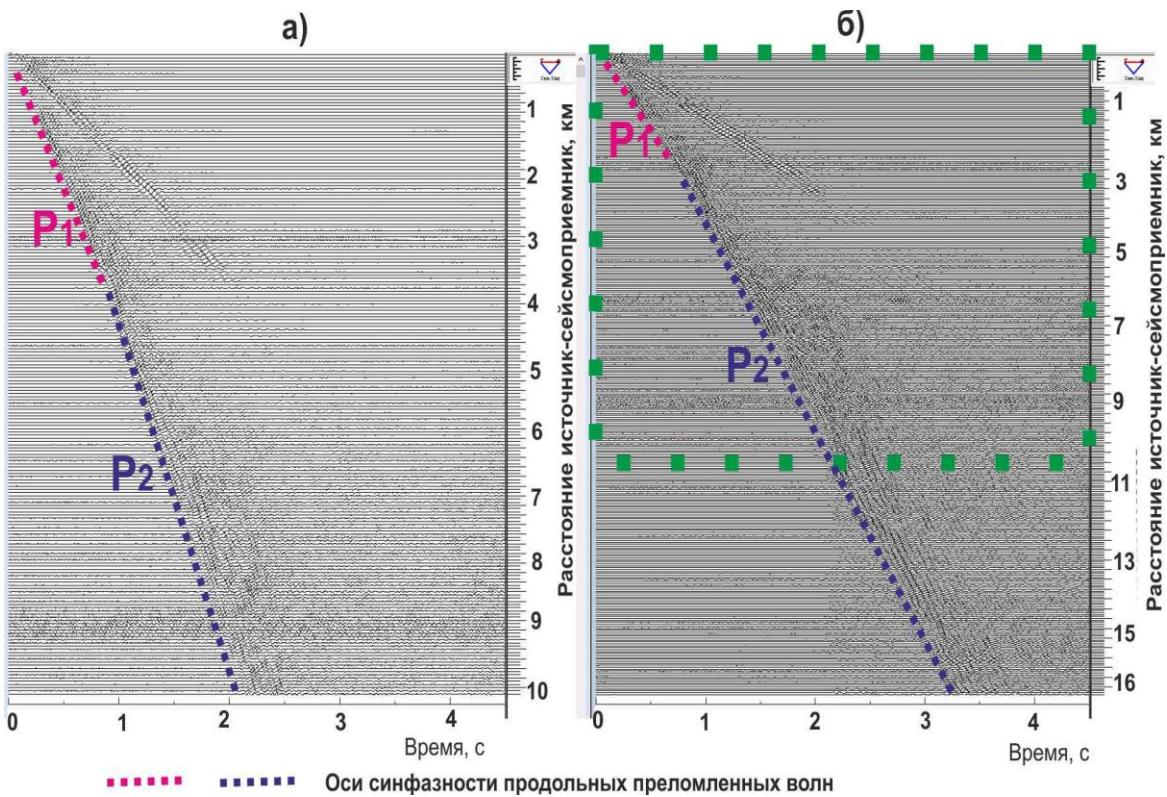


Рисунок 3.8 – Пример динамического пересчета волнового поля, зарегистрированного в пределах Верхояно-Колымской складчатой области, в сейсмограмму ОПВ $i=const$; а) зарегистрированная сейсмограмма; б) сейсмограмма-результат динамического пересчета. Цветными линиями показаны области прослеживания продольных преломленных волн P_1 и P_2 . Зеленой рамкой ограничена область, в которой содержатся все трассы исходной сейсмограммы.

На зарегистрированной сейсмограмме (см. рисунок 3.8 а), максимальное удаление источник-сейсмоприемник составляет 10 км. Шаг между сейсмоприемниками - 50 м, между источниками - 100 м. На результирующей сейсмограмме, построенной динамическим пересчетом волнового поля (см. рисунок 3.8 б), до расстояния 16.5 км присутствуют трассы с сигналами головной волны P_2 . Зеленой рамкой ограничены все трассы со значениями расстояний источник-сейсмоприемник, аналогичными значениями расстояний на первичной сейсмограмме.

3.2. Оценка точности выделения сигналов преломленных волн методом динамического пересчета

При построении временных разрезов и динамических годографов использован метод динамического пересчета преломленных волн с применением одноканальных фильтров Винера. Для оценки точности пересчёта головных волн применяется подход с расчетом спектров когерентности [Восстановление ..., 2004]. Формула для вычисления значений спектра когерентности приведена ниже:

$$\beta^2(\omega) = \frac{\left| M[S_{i+1}^j(\omega) \cdot S_i^j(\omega)^*] \right|^2}{M |S_i^j(\omega)|^2 M |S_{i+1}^j(\omega)|^2} \quad (3.8)$$

В числителе - осреднённый по множеству реализаций спектр функции взаимной корреляции сигналов на входе фильтра и на выходе. В знаменателе - произведение осреднённых по множеству реализаций квадратов модулей спектров сигналов на входе и выходе фильтра, соответственно. Спектр когерентности также можно выразить через осреднённые по множеству реализаций квадраты отношения спектров сигнал/помеха на входе ($\alpha_1(\omega)$) и выходе фильтра ($\alpha_2(\omega)$):

$$\beta^2(\omega) = \frac{1}{(1 + \alpha_1(\omega))(1 + \alpha_2(\omega))} \quad (3.9)$$

Из анализа выражения (3.9) вытекает, что значения спектра когерентности изменяются в пределах от 0 до 1. При этом, чем ближе значение $\beta(\omega)$ к 1, тем большая доля в общей энергии волнового поля принадлежит головным волнам. При обработке данных систем наблюдения с многократными перекрытиями спектр когерентности может быть рассчитан по записям пар сейсмограмм, с применением осреднения по множеству трасс вдоль профиля. Графики на рисунке 3.9 отображают примеры спектров когерентности, рассчитываемых вдоль профиля З-ДВ.

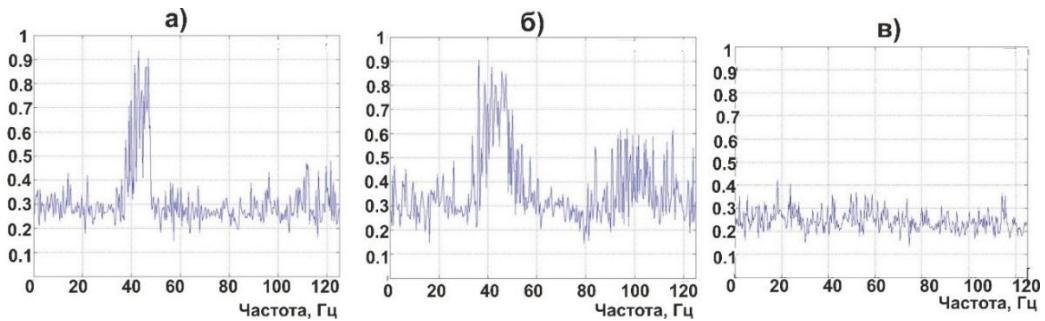


Рисунок 3.9 - Примеры спектров рассчитанных когерентности вдоль опорного профиля: а) и б) спектры когерентности трасс с сигналами выделенной головной волны; в) спектр когерентности трасс с низкой когерентностью.

На спектрах когерентности в полосе частот ~30-50 Гц фиксируются значения 0.7-0.9 (см. рисунки 3.9 а и 3.9 б). Это указывает на то, что в результате цифровой обработки выделены когерентные сигналы с частотным спектром 30-50 Гц. Эти сигналы соответствуют волнам с параллельными нагоняющими гидографами. В то же время, если значения спектра когерентности (см. рисунок 3.9 в) не превышают 0.3-0.4 во всей полосе частот. Низкие значения спектра когерентности могут быть обусловлены прослеживанием на сейсмограммах преломленных волн с разной кажущейся скоростью, изменением области прослеживания волн вдоль профиля, и низкими значениями отношения сигнал/помеха в регистрируемых данных.

Для оценки относительной ошибки вычисления амплитудно-частотной характеристики фильтра пересчёта головной волны используется выражение [Восстановление ..., 2004]:

$$\varepsilon[|h(\omega)|] = \frac{[1 - \beta^2(\omega)]^{1/2}}{|\beta(\omega)|\sqrt{2(2n-3)}} \quad (3.10)$$

$\varepsilon[|h(\omega)|]$ - относительная погрешность вычисления модуля АЧХ фильтра пересчёта головной волны, n – кратность системы наблюдения. В этой же работе показано, что относительная погрешность вычисления фазовой характеристики фильтра пересчета приблизительно равна относительной погрешности вычисления амплитудной характеристики фильтра. Графики

функций зависимости относительной погрешности характеристики фильтра пересчета от значений спектра когерентности и кратности системы наблюдений продемонстрированы на рисунке 3.10.

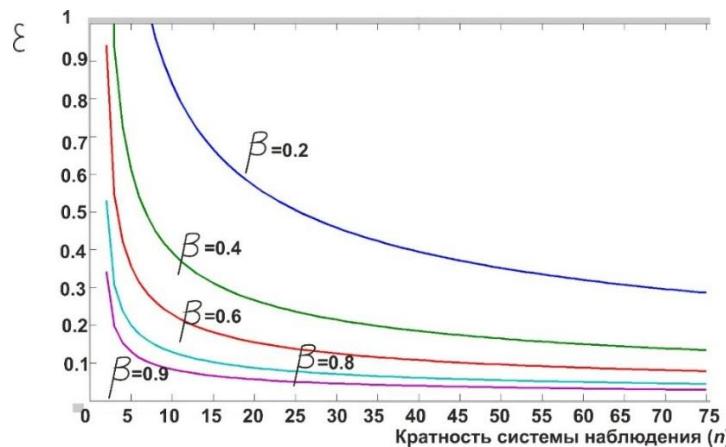


Рисунок 3.10 - Зависимость относительной погрешности вычисления АЧХ фильтра пересчета от кратности системы наблюдения при разных значениях спектров когерентности.

Из анализа графиков следует, что выше значение спектра когерентности, тем при меньшей кратности достигается заданная точность. При высоких значениях спектра когерентности (например, $\beta=0.9$) даже при малой кратности ($n \sim 10-15$) системы наблюдений можно достичь достаточной точности пересчёта головных волн ($\xi < 0.1$), а при значениях спектров когерентности $\beta \leq 0.6$, такая точность достигается только при высокой кратности систем наблюдений. Значения относительной ошибки вычисления АЧХ фильтра пересчета на профиле 3-ДВ (при кратности системы наблюдения по опорной преломленной волне $n=40$) представлены на рисунке 3.11.

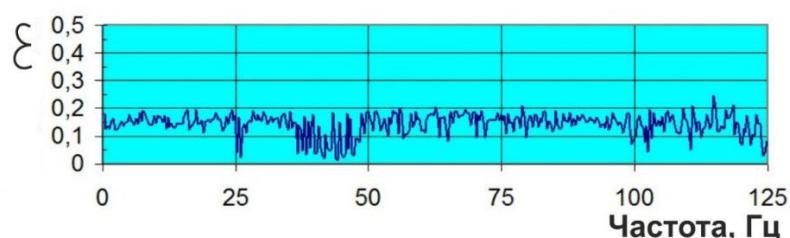


Рисунок 3.11 - Значения относительной погрешности вычисления АЧХ фильтра пересчета на профиле 3-ДВ при кратности системы наблюдения $n=40$ по опорной преломленной волне.

3.3. Влияние параметров кривизны линии профиля на точность вычисления амплитудно-частотных характеристик фильтров при динамическом пересчете

При сейсмических исследованиях земной коры, проводимых на опорных геофизических профилях, возбуждение и регистрация волновых полей осуществляется вдоль федеральных автодорог. При этом длина участков профилей может превышать 800-1000 км [Липилин и др., 2000; Эринчек и др., 2014]. Метод динамического пересчета [Восстановление ..., 2004] изначально разрабатывался для прямолинейных участков профилей. При регистрации волнового поля на криволинейной линии наблюдения нагоняющие годографы преломленных волн не параллельны друг другу. Также и в случае наличия эффекта проницания (рефракции) волн в подстилающую толщу нагоняющий годограф “сближается” с нагоняемым.

При динамическом пересчете волнового поля из точки $(i+1, j)$ в точку (i, j) (см. рисунок 3.3), с использованием множества трасс, входящих в область прослеживания опорной волны, с учетом влияния непараллельности нагоняющих годографов, результирующий спектр можно представить так:

$$S_i^j(\omega) = F_{i+1}^j(\omega) \cdot h_{opt}(\omega) \cdot \sum_{a=1}^n \exp(I\omega\theta_a), \quad (3.11)$$

где n – число пар трасс, лежащих в области прослеживания на нагоняющих годографах; a – текущий номер сейсмоприемника; ω – циклическая частота; I – комплексное число, действительная часть которого равна 0, а мнимая часть равна 1. θ_a - показатель непараллельности нагоняющих годографов. $F_{i+1}^j(\omega)$ – спектр пересчитываемой трассы в точке $(i+1, j)$ при параллельных нагоняющих годографах, $S_i^j(\omega)$ – спектр результирующей трассы в точке (i, j) , с учетом непараллельности нагоняющих годографов. Такой фильтр является

разновидностью фильтра низких частот. В нашем случае θ_a является суперпозицией показателей непараллельности, обусловленных факторами рефракции волн и криволинейности профиля. Далее оценим, насколько значимо влияние каждого из них на точность вычисления фильтров динамического пересчета.

Рассмотрим случай, когда регистрация волнового поля производится на криволинейном профиле, показанном синей линией на рисунке 3.12. Все источники и сейсмоприемники характеризуются географическими координатами X и $Y(X)$. Рассмотрим лучевые схемы преломленной волны, распространяющейся от двух последовательно расположенных источников (3) и регистрируемой сейсмоприемниками (4).

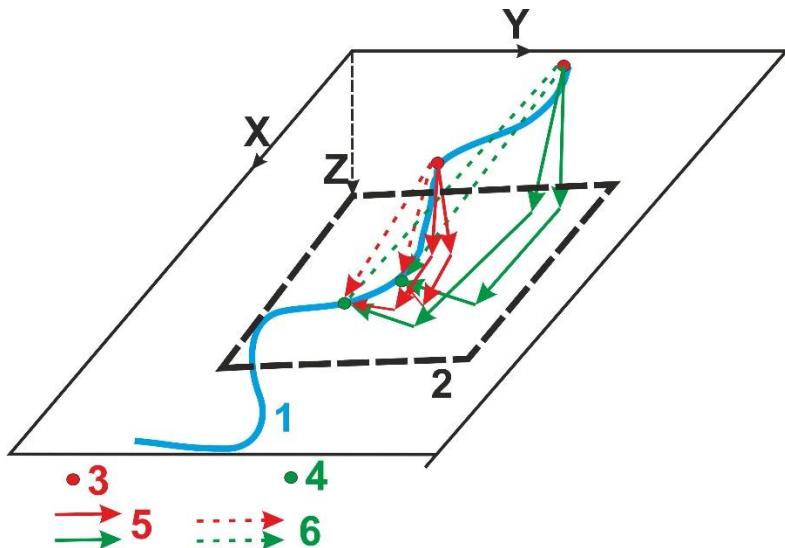


Рисунок 3.12 – Лучевые схемы преломленных волн при регистрации волнового поля на криволинейном профиле. 1 - линия профиля на плоскости (X, Y), 2 - преломляющая граница, 3 - расположение источников на профиле, 4 - расположение сейсмоприемников на профиле, 5 - траектории лучей преломленных волн (красные и зеленые сплошные линии), 6 - проекции лучей на плоскость (красные и зеленые прерывистые линии).

На рисунке 3.12 наглядно показано, что в случае криволинейного профиля, система наблюдений является “трехмерной” - лучи преломленных волн распространяются от источников к сейсмоприемникам в разных плоскостях. Очевидно, что это приводит к непараллельности нагоняющих годографов преломленных волн. Как написано выше, метод динамического

пересчета разработан для прямолинейных профилей на плоскости. Чтобы количественно оценить влияние криволинейного профиля на точность обработки методом динамического пересчета преломленных волн, рассмотрим функцию линии профиля в параметрическом виде (3.12):

$$Y(X) = A \sin(BX), \quad \frac{dY(X)}{dX} = AB \cos(BX), \quad (3.12)$$

где A, B – параметры, определяющие кривизну линии профиля. Любой участок опорного профиля можно представить в виде суперпозиции функций (3.12), характеризующихся разными значениями параметров A и B .

В этом случае, годограф головной волны $t(X, Y(X))$ описывается выражением:

$$t(X, Y(X)) = t_0 + \frac{1}{V_{ep.}} \sqrt{X^2 + Y(X)^2} \quad (3.13)$$

Введем функцию разности нагоняющих годографов:

$$\begin{aligned} \Delta t(X, Y(X)) &= t(X + \Delta X, Y(X) + \Delta Y) - t(X, Y(X)) = \\ &= \frac{1}{V_g} \left[\sqrt{(X - \Delta X)^2 + (A \sin(BX) - \Delta Y)^2} - \sqrt{(X)^2 + (A \sin(BX))^2} \right] \end{aligned} \quad (3.14)$$

Здесь и далее, ΔX и ΔY – длины проекций вектора, координаты которого определяются соседними пунктами возбуждения, на оси абсцисс и ординат в декартовой системе координат.

Показатель непараллельности нагоняющих годографов вычисляется как производная функции разности нагоняющих годографов (3.14) [Пузырев, 1960]. Поскольку в нашем случае нагоняющий годограф является функцией, зависящей от X и Y , причем Y также является функцией $Y(X)$, то θ_1 – показатель непараллельности, обусловленный криволинейным профилем, можно вычислить таким образом:

$$\theta_1 = (\Delta t(X, Y(X)))' = \frac{d(\Delta t(X, Y(X)))}{dX} + \frac{d(\Delta t(X, Y(X)))}{dY} \cdot \frac{d(Y(X))}{dX} = \\ \frac{1}{V_r} \left[\frac{X - \Delta X + 2A^2B \sin(BX) \cos(BX) - 2AB\Delta Y \cos(BX)}{\sqrt{(X - \Delta X)^2 + (A \sin(BX) - \Delta Y)^2}} - \frac{X + 2A^2B \sin(BX) \cos(BX)}{\sqrt{X^2 + (A \sin(BX))^2}} \right] \quad (3.15)$$

При динамическом пересчете оценим влияние значений параметров A и B на частотный спектр сигналов головных волн, зарегистрированных системами наблюдения глубинного ОГТ, КМПВ и ГСЗ на Центральном участке профиля 3-ДВ. Помимо этого оценим, насколько значительно может быть влияние этих величин при динамическом пересчете на частотный спектр сигналов головных волн, зарегистрированных на криволинейном участке произвольного опорного профиля системой ОГТ. Линии Центрального участка профиля 3-ДВ на плоскости (X, Y) и рельефа дневной поверхности вдоль этой линии приведены на рисунке 3.13.

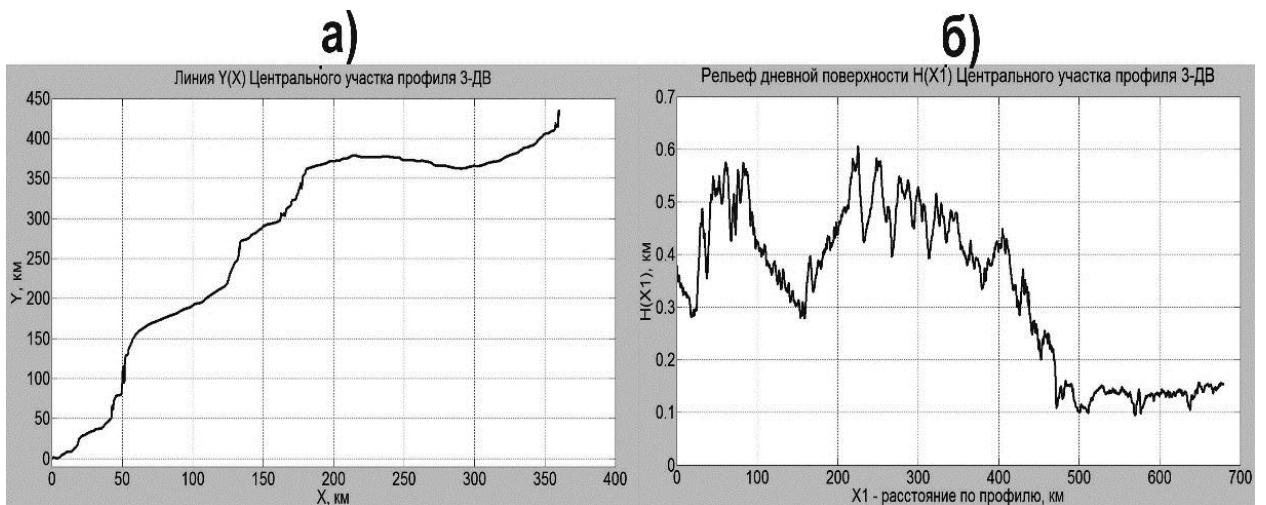


Рисунок 3.13 – Схематическое изображение профиля 3-ДВ: а) линия Центрального участка профиля 3-ДВ на плоскости (X, Y) ; б) рельеф дневной поверхности вдоль Центральном участке профиля 3-ДВ.

3.3.1. Влияние параметров кривизны профиля 3-ДВ на динамический пересчет данных, зарегистрированных системой наблюдения МОВ-ОГТ. Расстояние между источниками составляет 100 м, между сейсмоприемниками - 50 м, длина гидографа - 10 км при регистрации системой МОВ-ОГТ на опорных профилях. С использованием (3.11 - 3.15) вычислим абсолютные значения амплитудно-частотных характеристик (далее - АЧХ) фильтров пересчета при разных значениях параметров кривизны A и B , свойственных линии Центрального участка профиля 3-ДВ и произвольной линии опорного профиля. Частотный диапазон преломленных волн составляет в среднем по профилю 3-ДВ 12-40 Гц. В качестве V_G возьмем значение граничной скорости продольных преломленных волн, соответствующих преломляющей границе – поверхности кристаллического фундамента ($V_G \approx 6$ км/с). Рисунок 3.14 а иллюстрирует значения АЧХ низкочастотных фильтров динамического пересчета с учетом параметров кривизны A и B Центрального участка профиля 3-ДВ.

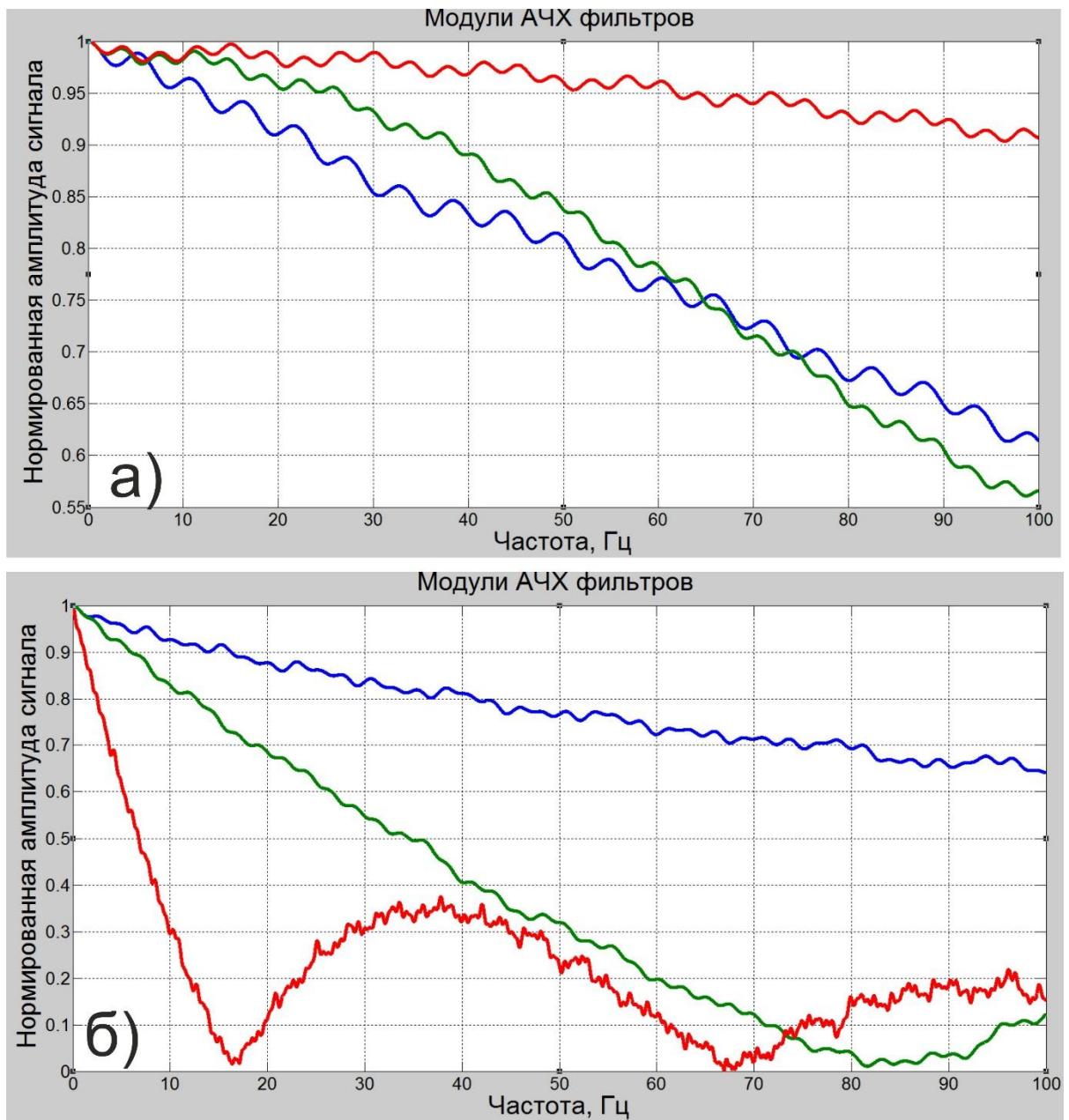


Рисунок 3.14 – Графики абсолютных значений АЧХ фильтров с учетом влияния кривизны Центрального участка профиля 3-ДВ (а) и кривизны произвольной линии опорного профиля (б) на результат динамического пересчета данных системы ОГТ.

Синей линией показан график абсолютных значений АЧХ фильтра низких частот (3.11) при значениях параметров $A=50$ м, $B=100$ м, $A/B=0.5$. Зеленой линией изображен график значений АЧХ фильтра при значениях параметров $A=500$ м, $B=10$ км, $A/B=0.05$. Красной линией представлен график абсолютных значений АЧХ фильтра при значениях параметров $A=4$ км, $B=70$ км, $A/B=0.06$. Из анализа графиков (см. рисунок 3.14 а) ясно, что максимальная интенсивность низкочастотной фильтрации, обусловленной криволинейным

профилем, зафиксирована при значениях $A=50$ м, $B=100$ м. В части спектра 12-40 Гц при низкочастотной фильтрации результирующего сигнала происходит понижение амплитуд частотных компонент на 5-15 % относительно результирующего сигнала, пересчитанного в условиях параллельных нагоняющих годографов и прямолинейного профиля. Для остальных значений A и B , приведенных выше, понижение амплитуд не превышает 2-10% в полосе частот 12-40 Гц.

Тем не менее, при значениях параметров A и B , свойственных произвольной линии наблюдений, вероятны случаи (см. рисунок 3.14 б), в которых кривизна линии профиля существенно влияет на результирующие частотные спектры сигналов преломленных волн, выделенных методом динамического пересчета. На рисунке 3.14 б синей линией показан график значений характеристики фильтра низких частот при $A=B=50$ м. На частоте 12 Гц понижение амплитуды результирующего сигнала при низкочастотной фильтрации составляет ~8 % и с возрастанием частоты увеличивается, достигая 20 % на частоте 40 Гц. Влияние низкочастотной фильтрации более значимо при значениях $A=200$ м, $B=100$ м (график АЧХ показан зеленой линией). В диапазоне частот 12-40 Гц АЧХ принимает значения 0.40-0.80 и более низкие значения на частотах, превышающих 40 Гц. При $A=1000$ м, $B=100$ м, ($A/B=10$, график АЧХ показан красной линией), фильтр характеризуется резким спадом АЧХ, вплоть до 100% на отрезке 0 - 15 Гц. При более высоких частотах значения АЧХ фильтра пересчета не превышают 0.35. Следовательно, амплитуды частотных компонент результирующих когерентных сигналов ниже на 65-100 % по сравнению с значениями, получаемыми в случае пересчета при параллельных нагоняющих годографах на прямолинейном профиле. Поэтому при значениях A/B , равных или превышающих 10, динамический пересчет данных системы наблюдения МОВ-ОГТ становится неэффективным вследствие низких значений

отношения сигнал/помеха на результирующих временных разрезах и динамических годографах.

На рисунке 3.15 представлен Фурье-спектр линии Центрального участка профиля $Y(X)$. По оси абсцисс – “длина волны”, определяемая значением параметра B , по оси ординат – амплитуда отклонения, которая определяется значением параметра A .



Рисунок 3.15 – Фурье-спектр линии $Y(X)$ Центрального участка профиля 3-ДВ.

В Фурье-спектре линии профиля выделяются несколько локальных максимумов (обведены красным), по которым можно оценить значения параметров кривизны, свойственных линии Центрального участка профиля. Для этих четырех максимумов характерны следующие значения параметров A и B : (2.5, 45), (4, 70), (4, 100), (25, 230). Соответственно, значения A/B изменяются в диапазоне 0.04-0.1. Как показано выше, при таких параметрах, АЧХ фильтра пересчета принимает значения, большие либо равные 0.90. Это позволяет сделать вывод, что кривизна Центрального участка профиля 3-ДВ

не оказывает значимого влияния на динамический пересчет преломленных волн, зарегистрированных системой наблюдения МОВ-ОГТ.

3.3.2. Влияние параметров кривизны профиля 3-ДВ на динамический пересчет данных, зарегистрированных системой наблюдения КМПВ. Для системы наблюдений КМПВ, реализованной на опорных профилях, расстояние между источниками может составлять от 1 до 10 км, длина гидографа при этом составляет несколько десятков километров. Вычислим абсолютные значения АЧХ фильтров низких частот при разных значениях расстояния между источниками. Расстояние между сейсмоприемниками примем 50 м. Параметры кривизны профиля: $A=100$ м, $B=1000$ м. Длина гидографа – 30 км. Рисунок 3.16 иллюстрирует значения АЧХ с учетом влияния кривизны профиля при разных значениях расстояния между источниками. Синей линией показан график АЧХ при расстоянии между источниками 1 км, зеленой линией – то же, но при расстоянии 2 км, красная линия – при расстоянии 5 км, светло-голубая линия – при расстоянии 10 км.

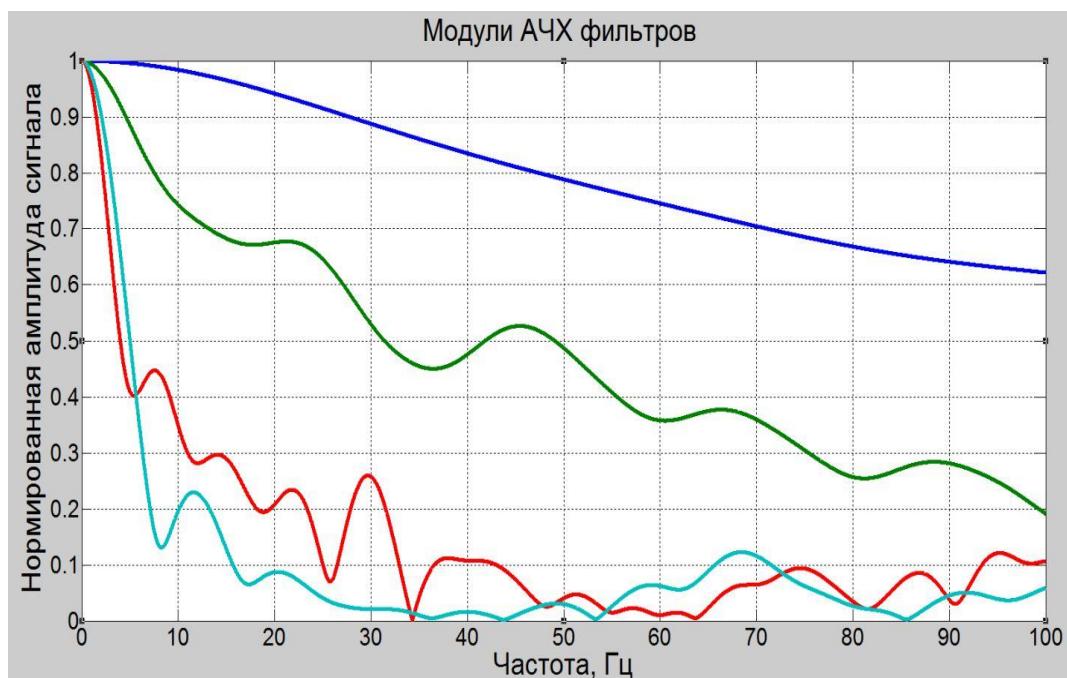


Рисунок 3.16 – Графики абсолютных значений АЧХ фильтров с учетом влияния кривизны линии Центрального участка профиля 3-ДВ на результат динамического пересчета данных системы КМПВ.

При расстояниях между соседними пунктами возбуждения 10 км, которое реализовано в системе КМПВ на профиле 3-ДВ, амплитуды результирующих сигналов в диапазоне частот 12–40 Гц в результате низкочастотной фильтрации при динамическом пересчете снизились на 80–95 %. Динамический пересчет становится неэффективен из-за очень низкого отношения сигнал/помеха на результирующих временных разрезах. При расстоянии между соседними источниками 5 км, в результате фильтрации при динамическом пересчете, амплитуда сигнала уменьшается на 70–90 % по сравнению с амплитудой пересчитанных сигналов в условиях прямолинейного профиля. При расстоянии между источниками 2 км понижение амплитуд составляет 30-50 %. При расстановке источников с шагом 1 км уменьшение амплитуд не более 15 % в диапазоне частот опорных волн 12-40 Гц, но такое расстояние между источниками не реализовано в системе наблюдений КМПВ на профиле 3-ДВ. Таким образом при динамическом пересчете данных, зарегистрированных системой КМПВ, вследствие кривизны линии опорного профиля 3-ДВ существенно снижаются амплитуды результирующих сигналов. Из этого следует, что динамический пересчет данных, регистрируемых системой наблюдения КМПВ на профиле 3-ДВ, неэффективен.

3.3.3. Влияние параметров кривизны профиля 3-ДВ на динамический пересчет данных, зарегистрированных системой наблюдения глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). В системе наблюдения ГСЗ расстояние между сейсмоприемниками ~5 км, между источниками ~20 км. Длина гидографа может достигать 500-700 км. Примем значение граничной скорости продольной волны на поверхности Мохоровичича $V_F \approx 8$ км/с. На рисунке 3.17 изображены графики значений АЧХ фильтров с учетом влияния кривизны линии Центрального участка профиля 3-ДВ при характерных для линии профиля значениях параметров A и B : синий график: $A=2$ км, $B=50$ км, зеленый график: $A=4$ км, $B=100$ км, красный график: $A=25$ км, $B=200$ км.

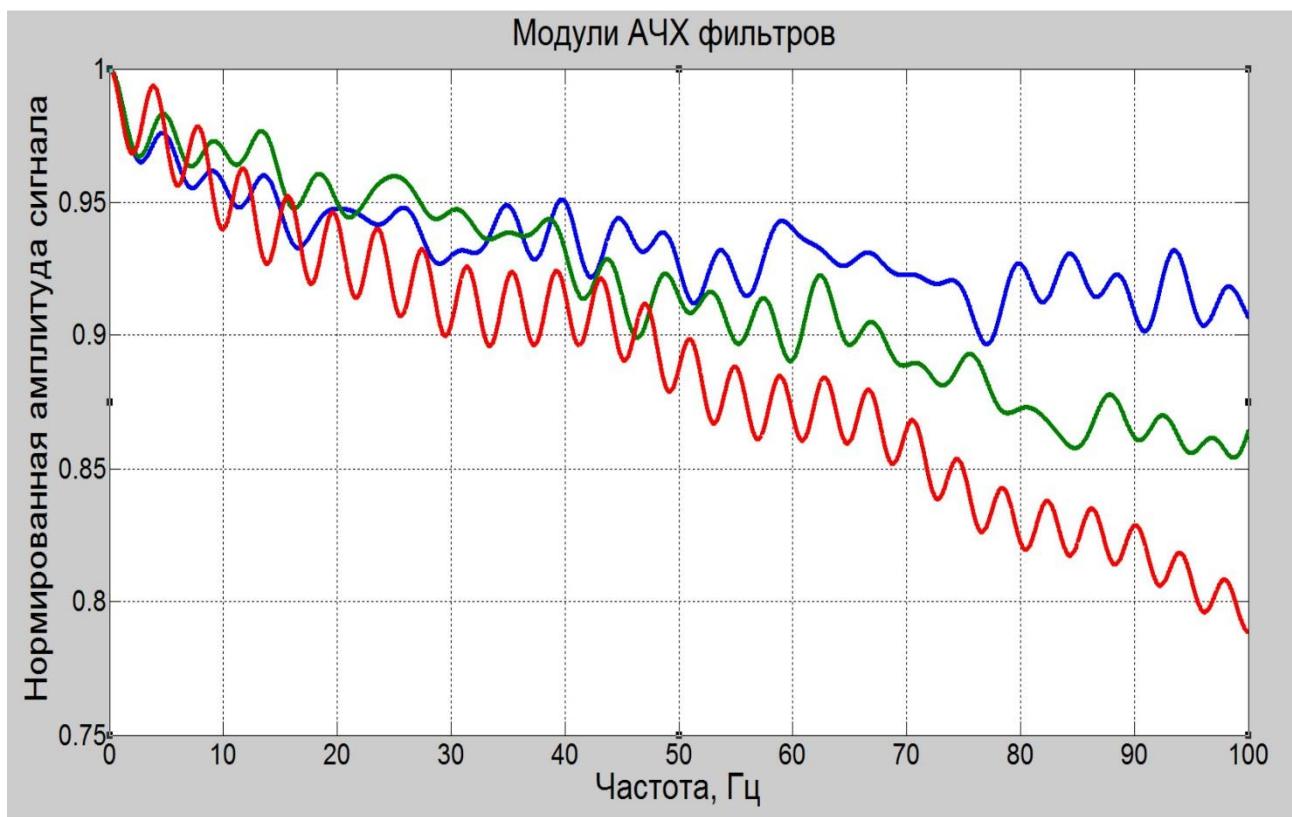


Рисунок 3.17 – Графики абсолютных значений АЧХ фильтров с учетом влияния кривизны линии Центрального участка профиля 3-ДВ на результат динамического пересчета данных системы ГСЗ.

В диапазоне частот до 40 Гц, низкочастотная фильтрация, связанная с влиянием криволинейного профиля, приводит к понижению амплитуд результирующих сигналов на 5-10% относительно сигналов-результатов динамического пересчета преломленных волн, зарегистрированных системой наблюдений ГСЗ на прямолинейном профиле. Поэтому при достаточной кратности системы наблюдения есть высокая вероятность получить качественные временные разрезы по волнам, преломленным на границе Мохоровичича и других глубинных границах раздела, с использованием цифровой обработки данных ГСЗ методом динамического пересчета.

Глава 4

АЛГОРИТМЫ КОНТРОЛЯ ИЗМЕНЕНИЙ ХАРАКТЕРИСТИК СИГНАЛОВ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН ВДОЛЬ ОПОРНОГО ПРОФИЛЯ 3-ДВ

Геофизические наблюдения на опорном профиле 3-ДВ выполнены в период с 2009 по 2013 гг. Профиль общей длиной 2650 км, начавшись на границе с Китаем, через Алданский щит достигнул Якутска, далее развернулся на северо-восток и завершился в Магаданской области [Эринчек и др., 2014].

Сейсмические исследования, выполненные на профиле 3-ДВ, по системам наблюдения и методам обработки данных разделяются на три вида: глубинные сейсмические зондирования (ГСЗ), глубинный метод отражённых волн (МОВ-ОГТ), корреляционный метод преломленных волн (КМПВ). Некоторые результаты сейсмических исследований на профиле 3-ДВ опубликованы [Гошко, Ефимов, Сальников, 2011; Диценко, 2013; Рудницкая, Старосельцев, Сальников, 2013; Соловьев и др., 2014; Соловьев и др., 2016; Старосельцев, 2015; Суворов и др., 2016]. Вышеперечисленные системы регистрации сейсмических волн на опорных профилях в основном нацелены на определение сейсмической структуры глубинной части земной коры и границы Мохоровичича. Соответственно, верхняя часть земной коры, в которой локализовано значительное число месторождений полезных ископаемых, остается недостаточно изученной. Реализованные в рамках исследования автоматизированные алгоритмы позволили извлечь из данных МОВ-ОГТ дополнительную информацию о свойствах сигналов преломленных волн и преломляющих границ в верхней части земной коры разных тектонических структур.

Параметры системы наблюдения МОВ-ОГТ на профиле З-ДВ и предварительная обработка данных. Возбуждение и регистрация волновых полей на профиле З-ДВ производилось вдоль автомобильной трассы М-56. В качестве источников сейсмических волн при исследованиях использовались вибрационные источники типа СВ-30/150 “Русич”, частотный диапазон излучаемого свип-сигнала составлял от 12 до 48 Гц. Расстояние между пунктами возбуждения составляло 100 м. Для регистрации волновых полей применена 402-канальная расстановка с шагом между пунктами регистрации 50 м, использовалась центральная система наблюдений по 201 прибору в разные стороны от источника, максимальное расстояние источник-сейсмоприемник в каждую сторону составило 10 км. В пунктах регистрации применялось группирование двенадцати геофонов GS20-DX.

Нами при предварительной обработке для повышения значений отношения сигнал/помеха на сейсмограммах, для подавления случайных и монохроматических шумов, корреляционных помех и сигналов поверхностных волн применена двумерная фильтрация сейсмограмм [Yilmaz, 2001]. В плоскости частота-волновое число (f, k) , каждой волне соответствует своя область, определяемая значениями ее кажущейся скорости. Примеры двумерных частотно-скоростных спектров показаны на рисунке 4.1. Так как значения кажущихся скоростей волн, соответствующих преломляющим границам в земной коре, существенно выше значений скорости поверхностных волн, то на плоскости (f, k) однозначно фиксируются области, соответствующие продольным и поперечным преломленным волнам (темные контуры на рисунках 4.1 а и б). При этом, области вне темного контура соответствуют сигналам, которые следует подавить. Далее значения амплитуд вне темного контура обнуляются, а внутри него остаются неизменными. В финале процедуры осуществляется двумерное обратное преобразование Фурье из (f, k) в (t, x) плоскость.

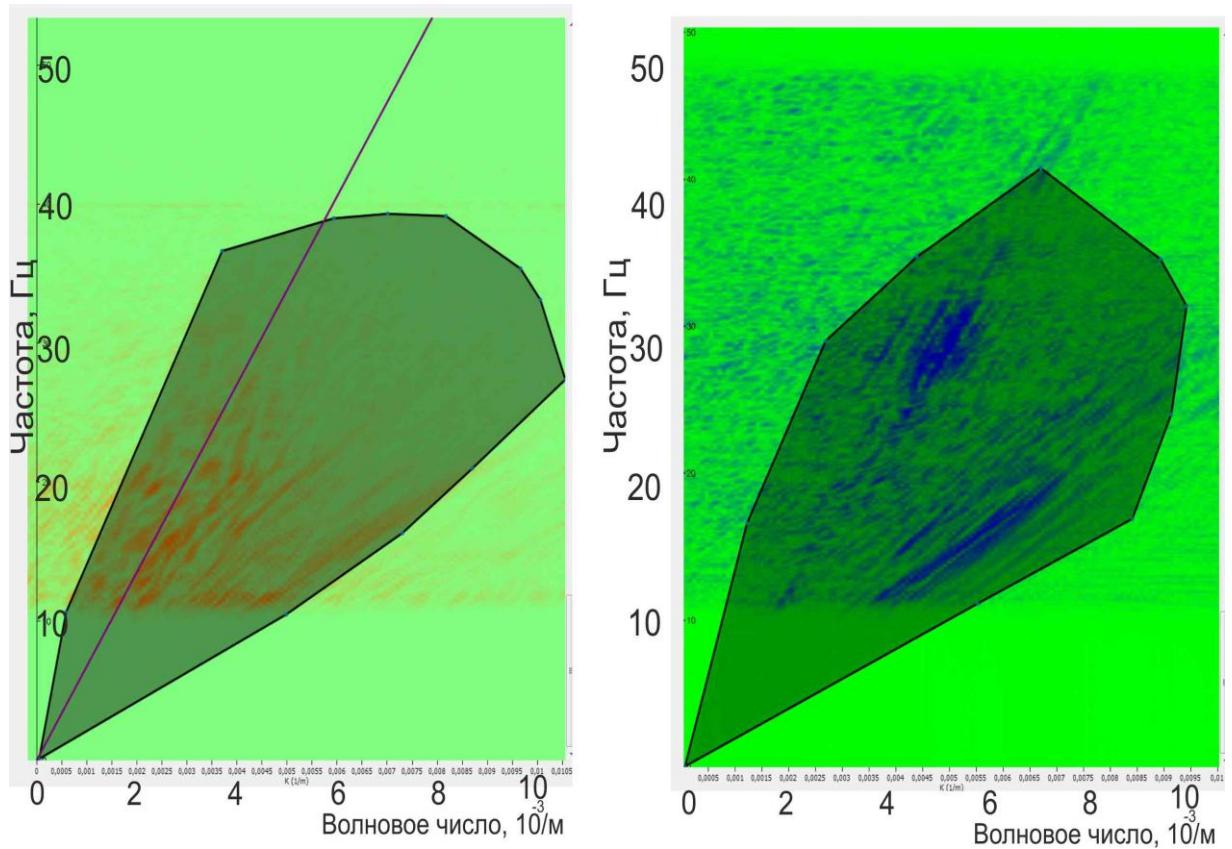


Рисунок 4.1 – Двумерные f - k спектры волнового поля: темный многоугольник ограничивает область, соответствующую сигналам преломленных продольных и поперечных волн.

Рисунок 4.2 демонстрирует зарегистрированные сейсмограммы и примеры сейсмограмм-результатов двумерной фильтрации.

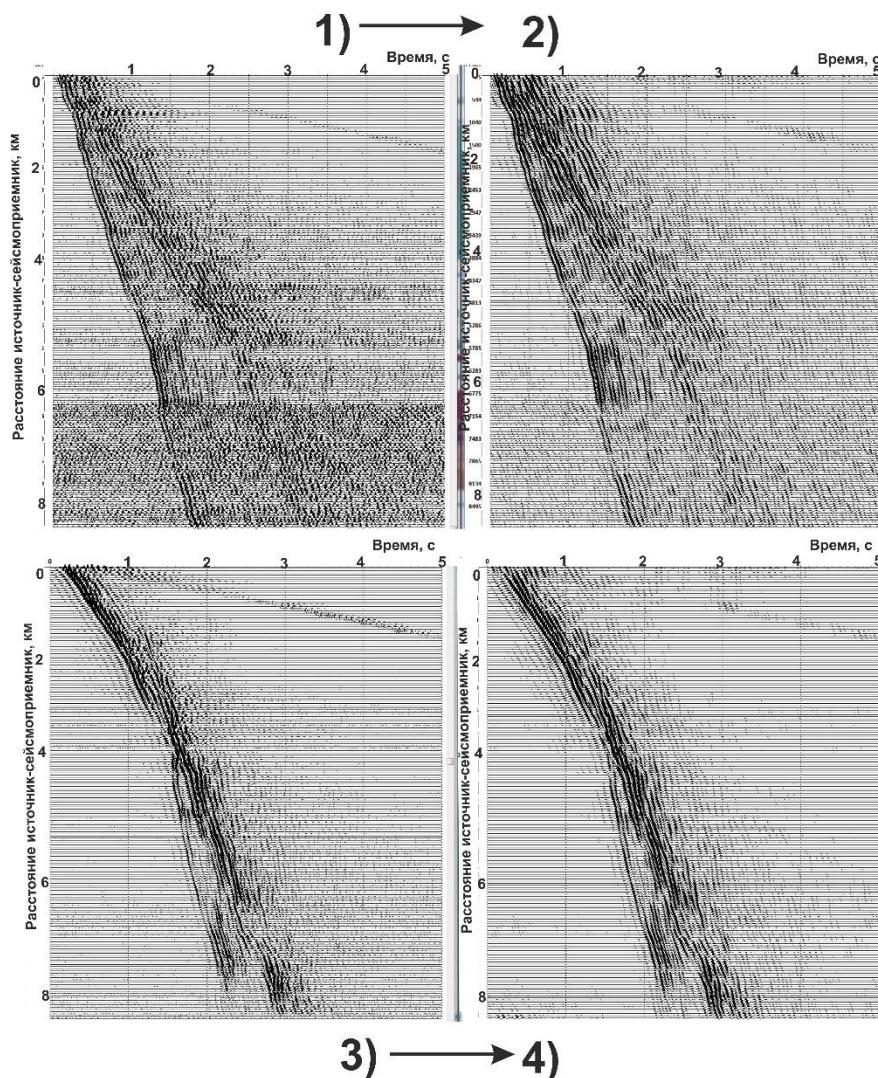


Рисунок 4.2 – Примеры двумерной f - k фильтрации сейсмограмм МОВ-ОГТ на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ. 1, 3 - зарегистрированные сейсмограммы, 2 и 4 – сейсмограммы-результаты двумерной фильтрации.

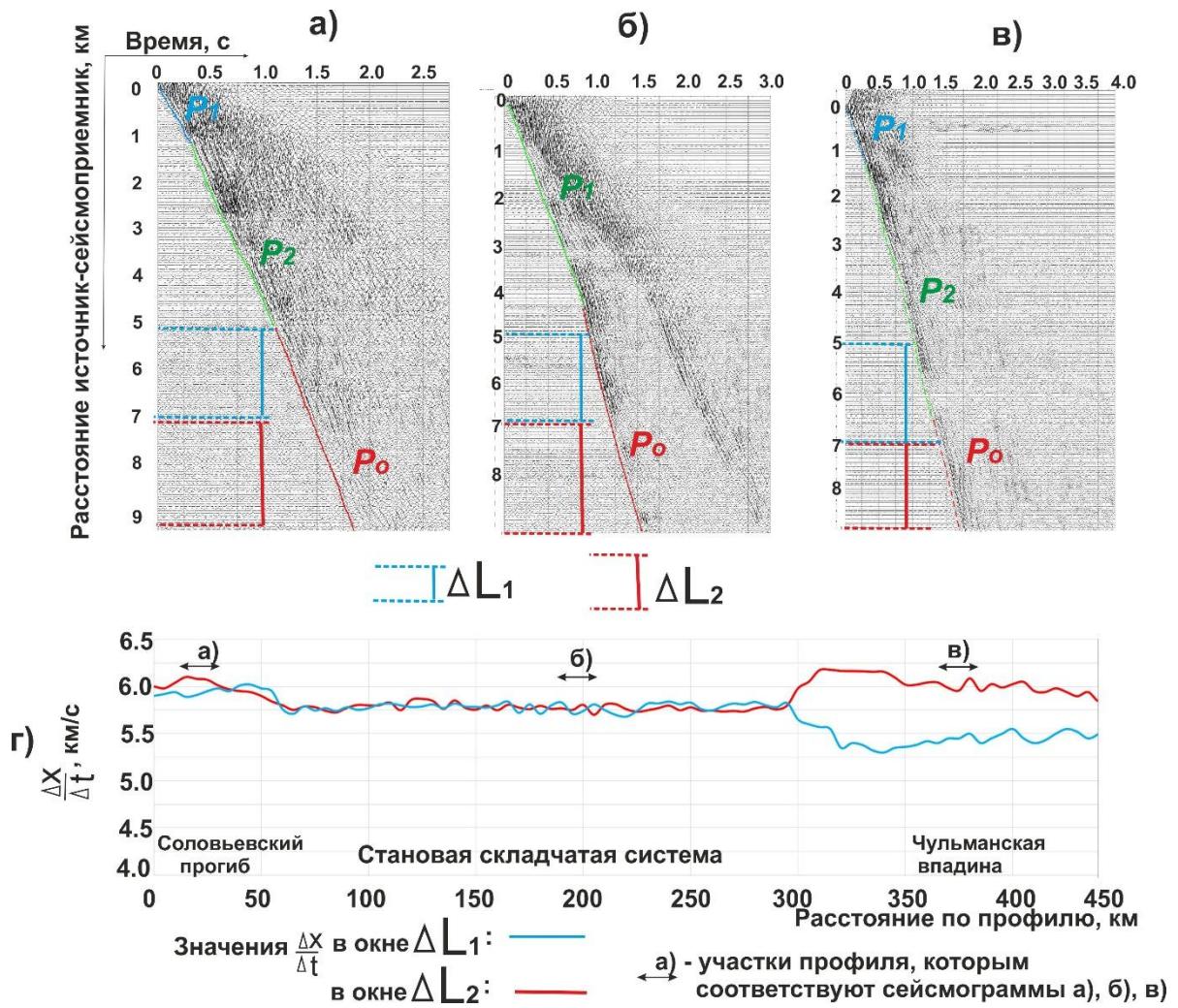
4.1. Алгоритм контроля изменения областей прослеживания преломленных волн вдоль опорного профиля 3-ДВ с использованием динамических годографов

Регистрируемое волновое поле значительно меняется при пересечении профилем разных блоков земной коры. В связи с высокой кратностью системы наблюдения и значительной протяженностью профиля необходимо

контролировать изменение областей прослеживания преломленных волн в первых вступлениях для последующей обработки данных методом динамического пересчета.

Процедура определения областей прослеживания преломленных волн в нашем исследовании осуществляется с сочетанием диалогового и автоматизированного подходов [Епинатьева, Голошибин, Литвин, 1990]. На рисунках 4.3 и 4.4 проиллюстрирована процедура определения областей прослеживания продольных преломленных волн на Южном участке профиля 3-ДВ. На начальном этапе пересчетом волнового поля в $i=const$ строим систему динамических годографов преломленных волн и по нагоняющим годографам определяем координаты смены преломленных волн в первых вступлениях – “точки излома” годографов. Определение координаты смены преломленных волн в первых вступлениях по динамическому годографу $i=const$ можно видеть на рисунке 4.3 а. В первых вступлениях на интервале расстояний 0-1.2 км от источника прослеживается продольная волна P_1 с кажущейся скоростью 3.8 км/с (область прослеживания этой волны показана синей наклонной линией). В интервале 1.2-5 км в первых вступлениях прослеживается продольная преломленная волна P_2 с кажущейся скоростью 4.9 км/с (область прослеживания этой волны показана зеленой наклонной линией). На расстояниях от 5 км и до конца установки сейсмоприемников, в первых вступлениях прослеживается опорная высокоскоростная волна P_o с кажущейся скоростью 6.0 км/с (область прослеживания этой волны показана красной наклонной линией). Вдоль профиля выполним процедуру определения области прослеживания опорной волны P_o : осуществляется автоматическая проверка значений $\Delta x/\Delta t$ в выбранных окнах $\Delta L_1 = [5 \text{ км}; 7 \text{ км}]$ и $\Delta L_2 = [7 \text{ км}; 9 \text{ км}]$. Окно ΔL_1 ограничено синими пунктирными линиями на рисунках 4.3 а-в. График вычисленных в окне ΔL_1 значений показан синей линией на рисунке 4.3 г. Окно ΔL_2 ограничено красными пунктирными линиями на рисунках 4.3 а-в. График

вычисленных в окне ΔL_2 значений показан красной линией на рисунке 4.3 г. Если разность вычисленных значений величины $\Delta x/\Delta t$ в окнах ΔL_1 и ΔL_2 не превышает 0.3 км/с (как, например, показано стрелками “а), б)” на рисунке 4.3 г), то считаем, что полученные значения $\Delta x/\Delta t$ являются значением кажущейся скорости волны. Соответственно, считаем, что область прослеживания преломленной волны P_o в первых вступлениях на этом интервале профиля не изменяется. В случае, если вдоль профиля фиксируется разность значений $\Delta x/\Delta t$ в окнах $\Delta L_1 = [5 \text{ км}; 7 \text{ км}]$ и $\Delta L_2 = [7 \text{ км}; 9 \text{ км}]$, превышающая 0.4 км/с (как показано стрелкой “в)” на рисунке 4.3 г), то это означает, что в результат вычисления $\Delta x/\Delta t$ в окне $\Delta L_1 = [5 \text{ км}; 7 \text{ км}]$ вносит вклад кажущаяся скорость волны P_2 (см. рисунок 4.3 в). Таким образом зафиксировано изменение областей прослеживания преломленных волн в первых вступлениях на интервале профиля от ПК 300 км до ПК 450 км. Стабильная вдоль профиля разность значений величины $\Delta x/\Delta t$, вычисленных в окнах ΔL_1 и ΔL_2 , превышающая 0.4 км/с, является критерием изменения области прослеживания преломленной волны.



При обнаружении устойчивой разности значений $\Delta x/\Delta t$ вдоль профиля вновь корректируем области прослеживания волн в первых вступлениях по результирующим динамическим годографам $i=const$, которые отображают волновое поле в этой части профиля (см. рисунок 4.4 а), и далее аналогично отслеживаем изменение значений $\Delta x/\Delta t$ в выбранных новых окнах $\Delta L_1 = [5.7 \text{ км}; 7.3 \text{ км}]$ и $\Delta L_2 = [7.3 \text{ км}; 9 \text{ км}]$ вдоль профиля.

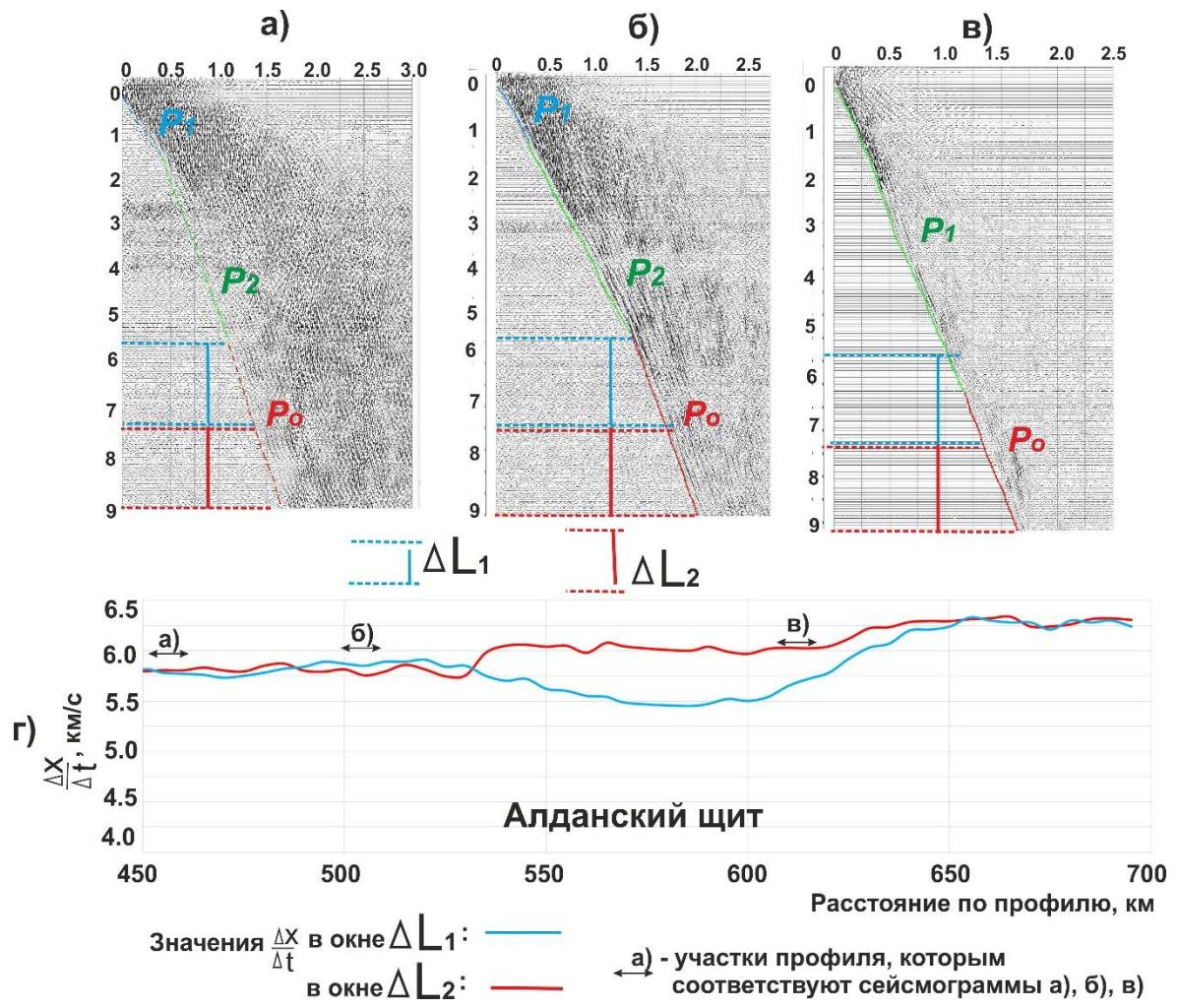


Рисунок 4.4 – Пример автоматизированного контроля изменения области прослеживания опорной продольной преломленной волны P_o вдоль Южного участка профиля 3-ДВ.

В некоторых случаях, для уточнения координат “точек излома” применяется процедура редукции динамических годографов (см. рисунок 4.5).

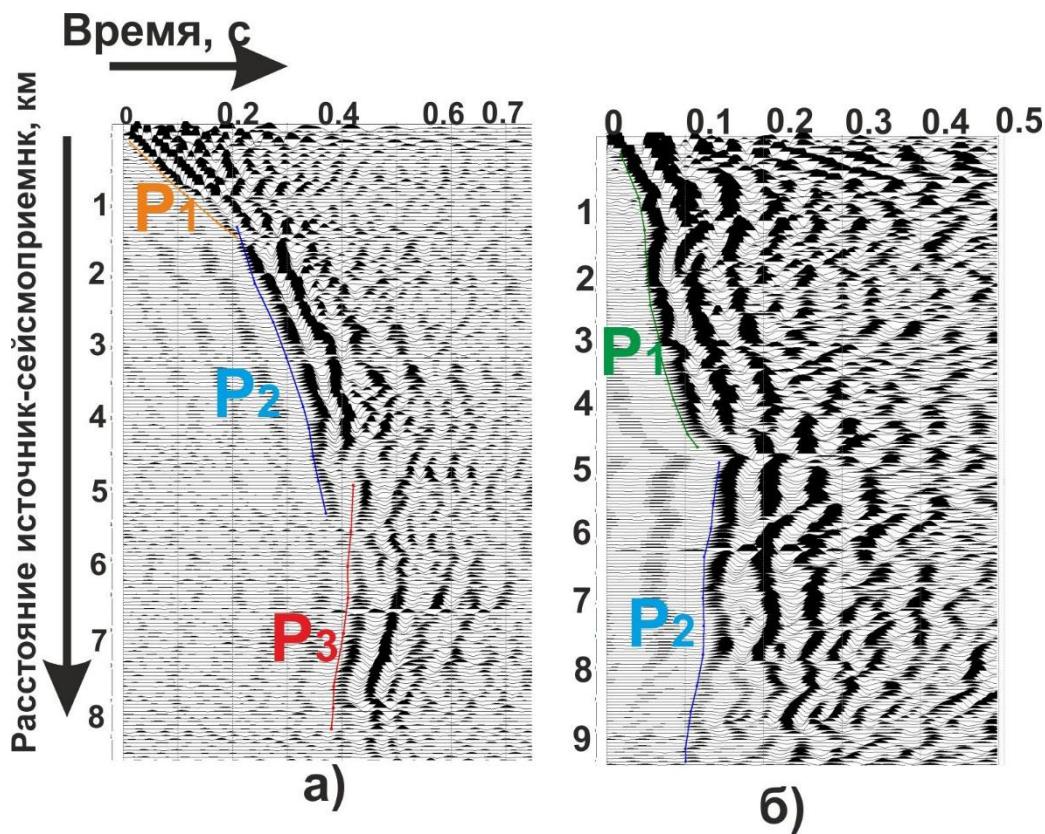


Рисунок 4.5 – Динамические годографы в редуцированном масштабе времен (скорость редукции – 5.5 км/с). Цветными линиями показаны области прослеживания продольных преломленных волн.

Для более наглядного видения изменения областей прослеживания волн в первых вступлениях рассмотрим рисунок 4.5. На этом рисунке проиллюстрированы примеры динамических годографов в редуцированном масштабе времен (скорость редукции составляет 5.5 км/с). На рисунке 4.5 а показан динамический годограф, соответствующий интервалу профиля, пересекающего Соловьевский прогиб. На расстояниях от источника ~ 1.5 км и ~ 5.5 км в первых вступлениях зафиксированы точки излома годографов. Продольные преломленные волны меняются на более высокоскоростные, соответствующие более глубокозалегающим границам. Например, область прослеживания волны P_1 в первых вступлениях составляет 0-1.5 км, ее кажущаяся скорость равна 3.5 км/с. Волна P_2 прослеживается в первых вступлениях в интервале расстояний от источника 1.5-5.5 км, кажущаяся скорость 4.9 км/с. Преломленная волна P_3 , кажущаяся скорость которой составляет ~ 6.0 -6.1 км/с, фиксируется в первых вступлениях на трассах, удаленных от источника на 5.5 км и более. Пример, показанный на рисунке 4.5 б, соответствует результирующему волновому полю в верхней коре Становой складчатой области. Примеры разделения областей прослеживания продольных преломленных волн на динамических годографах вдоль Южного участка профиля 3-ДВ приведены на рисунке 4.6.

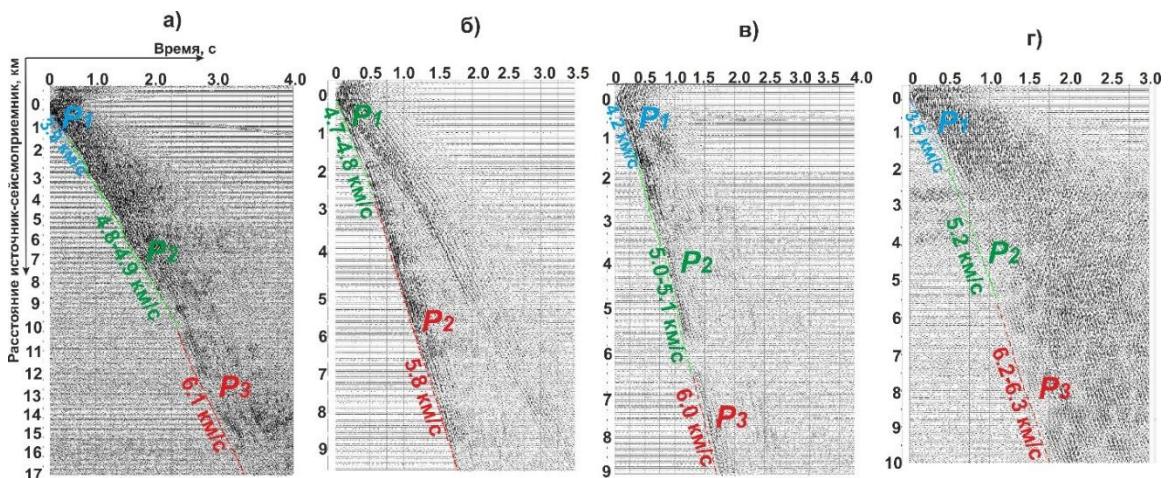


Рисунок 4.6 – Примеры динамических годографов $i=const$ на разных интервалах Южного участка профиля 3-ДВ (а-г). Цветными линиями показаны области прослеживания продольных преломленных волн.

Примеры на рисунке 4.6 иллюстрируют волновую картину и результаты пересчета в сейсмограмму ОПВ $i=const$ в разных частях Южного участка профиля 3-ДВ: в Соловьевском прогибе Амуро-Охотской складчатой системы (см. рисунок 4.6 а), в Становой складчатой области (см. рисунок 4.6 б). На рисунке 4.6 в показана сейсмограмма ОПВ, полученная пересчетом волнового поля, соответствующего Чульманской впадины. Результат пересчета волнового поля, прослеженного в Среднеленской моноклизе, в сейсмограмму ОПВ $i=const$ показан на рисунке 4.6 г.

Свойства сигналов преломленных волн, зарегистрированных на Центральном участке профиля 3-ДВ. На рисунках 4.7-4.10 показаны динамические годографы и области прослеживания волн в первых вступлениях: в волновом поле Среднеленской моноклизы (см. рисунки 4.7 и 4.8), Вилуйской синеклизы (см. рисунок 4.9) и Нижнеалданской впадины (см. рисунок 4.10).

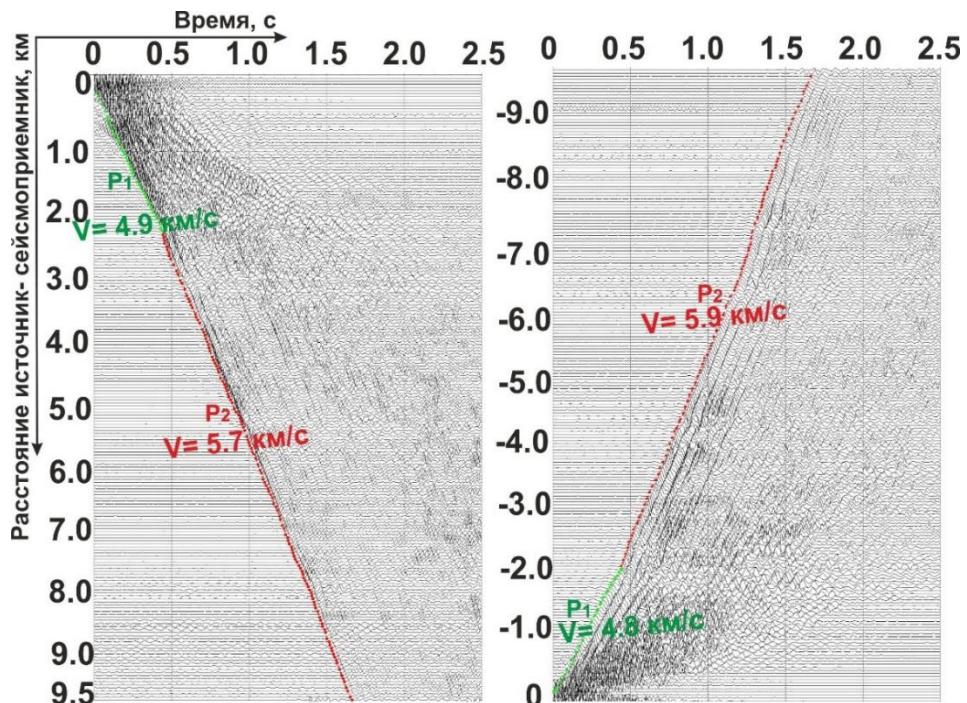


Рисунок 4.7 – Примеры результатов пересчета в динамические годографы $i=const$ на Центральном участке профиля 3-ДВ (по интервалу профиля, пересекающему Среднеленскую моноклизу).

Источники колебаний на сейсмограммах, показанных на рисунке 4.7, расположены во “взаимных точках”. На интервале удалений 0-2.2 км от источника зафиксирована продольная волна P_1 , кажущаяся скорость которой составляет 4.8-4.9 км/с, а видимая частота сигнала - 26-28 Гц. На расстояниях от 2.2 км до 9-9.5 км от источника, в первых вступлениях прослеживается преломленная волна P_2 . Кажущаяся скорость этой волны составляет 5.7 км/с в “прямом” направлении и 5.9 км/с во “встречном” направлении. Видимая частота сигналов преломленной волны P_2 – 20-22 Гц. На рисунке 4.8 приведен пример сейсмограмм, соответствующих северной части Среднеленской моноклизы. Эти сейсмограммы тоже характеризуются расположением источников во “взаимных точках”.

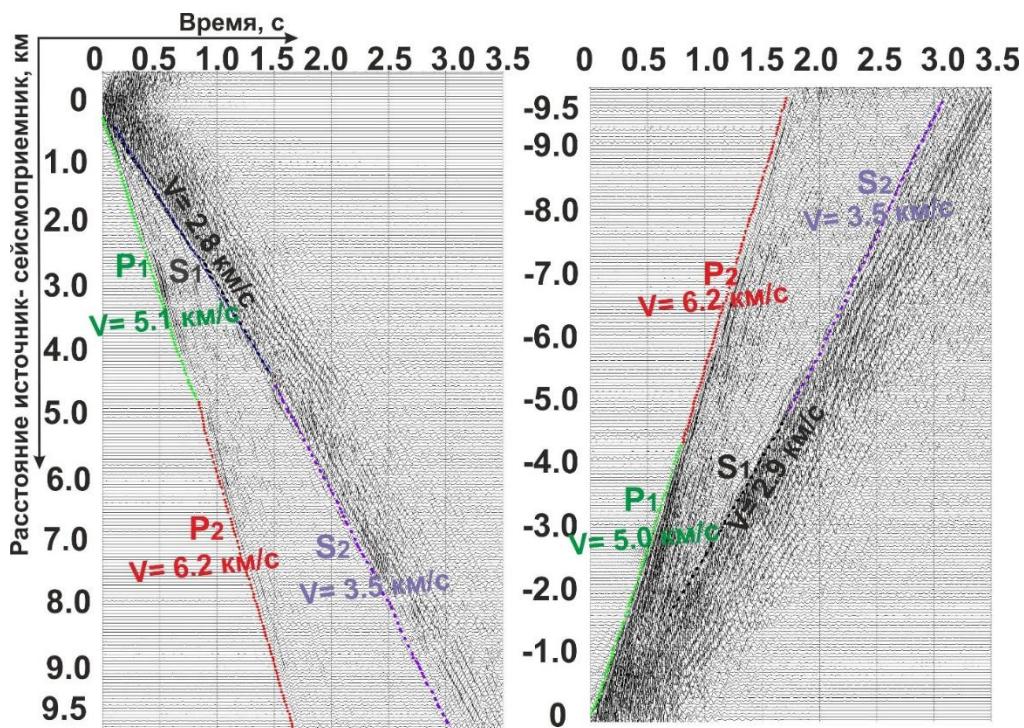


Рисунок 4.8 – Примеры результатов пересчета в динамические годографы $i=const$ на Центральном участке профиля 3-ДВ (по интервалу профиля 890-900 км, пересекающему Среднеленскую моноклизу).

На удалениях от источника 0-4.6 км в первых вступлениях прослеживается продольная волна P_1 . Значения ее кажущейся скорости составляют 5.1 км/с и 5.0 км/с в прямом и встречном направлениях, соответственно. Видимая частота волны P_1 составляет 28-30 Гц. На интервале

удалений 4.6-9.5 км от пункта возбуждения, в первых вступлениях фиксируется преломленная волна P_2 , значение кажущейся скорости которой составляет 6.2 км/с, а значение видимой частоты сигналов – 23-25 Гц. В последующих вступлениях сейсмограмм фиксируются поперечные волны S_1 и S_2 , значения кажущейся скорости которых составляют 2.8-2.9 км/с и 3.5 км/с. Центральные частоты сигналов поперечных волн \sim 15-18 Гц. Вероятно, преломленная волна S_2 соответствует той же самой границе, что и преломленная волна P_2 .

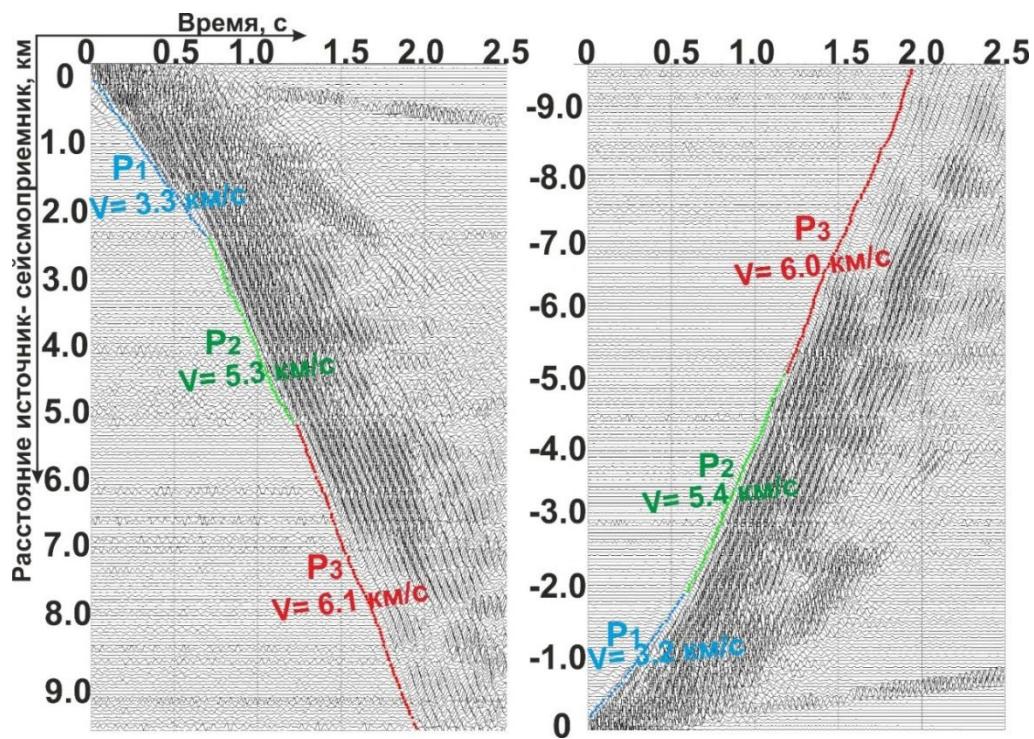


Рисунок 4.9 – Примеры результатов пересчета в динамические годографы $i=const$ на Центральном участке профиля 3-ДВ (интервал профиля 1240-1250 км, северо-восточная часть Вилюйской синеклизы).

Отличительной чертой волнового поля, представленного на рисунке 4.9 является то, что волна P_1 , фиксируемая в интервале удалений 0-2.2 км от источника, характеризуется заметно меньшей кажущейся скоростью (3.2-3.3 км/с), чем “первые” волны, зарегистрированные в других частях профиля (например, обозначаемые P_1 на рисунках 4.7 и 4.8). Вероятно, это связано с наличием в верхней части коры этой части Вилюйской синеклизы приповерхностного относительно низкоскоростного слоя значительной

мощности, сложенного менее плотными осадочными породами. Значения кажущейся скорости продольной преломленной волны P_2 , прослеживаемой в первых вступлениях на удалениях 2.2-5.2 км, составляют 5.3-5.4 км/с. Наиболее высокоскоростная продольная преломленная волна P_3 (6.0-6.1 км/с) прослеживается в первых вступлениях в интервале расстояний от источника 5.2-9.5 км.

Рисунок 4.10 иллюстрирует примеры сейсмограмм ОПВ, полученных динамическим пересчетом волнового поля, зарегистрированного в Нижнеалданской впадине. Эта впадина, выделяемая Н.Г. Черкасовым [Черкасов, Сальников, Гошко, 2013] в осадочном чехле Сибирской платформы, пересекается Центральным участком профиля на отрезке 1350-1420 км.

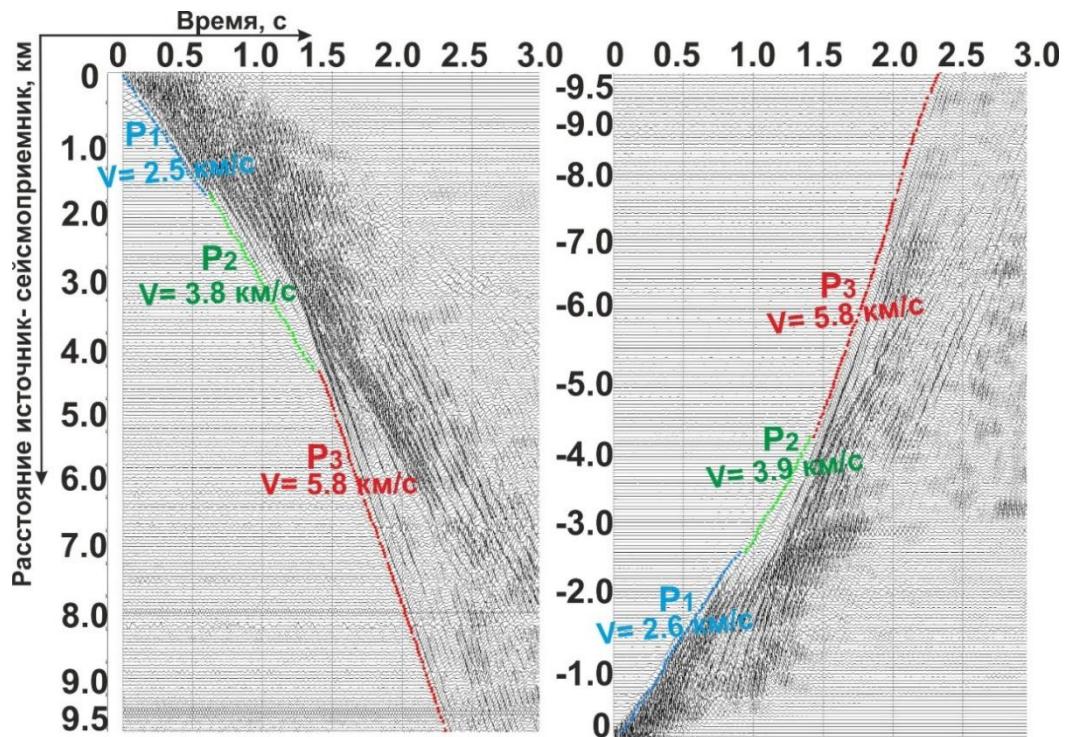


Рисунок 4.10 – Примеры результатов пересчета в динамические годографы $i=const$ на Центральном участке профиля 3-ДВ (интервал профиля 1360-1370 км, зона Нижнеалданской впадины).

Продольная преломленная волна, обозначенная P_2 , меняет волну P_1 в первых вступлениях на удалениях от источника 2-2.5 км. Волны P_1 и P_2 характеризуются кажущейся скоростью 2.5-2.6 км/с и 3.8-3.9 км/с,

соответственно. На удалениях от источника, превышающих 4.5 км, в первые вступления выходит волна P_3 , кажущаяся скорость которой составляет ~ 5.8 км/с. Значения центральных частот сигналов преломленных волн P_2 и P_3 изменяются в диапазонах 19-21 Гц и 16-18 Гц, соответственно.

Свойства сигналов преломленных волн, зарегистрированных на Северо-Западном и Северо-Восточном участках профиля 3-ДВ. Рисунки 4.11-4.13 иллюстрируют примеры сейсмограмм ОПВ, отображающих волновое поле, соответствующее тектоническим структурам, пересекаемым линией Северо-Западного участка профиля 3-ДВ: Нижнеалданской впадине (см. рисунок 4.11 а), Сетте-Дабанскому блоку (см. рисунок 4.12 а) и западной части Яно-Колымской складчатой системы (см. рисунки 4.11 б, 4.12 б и 4.13).

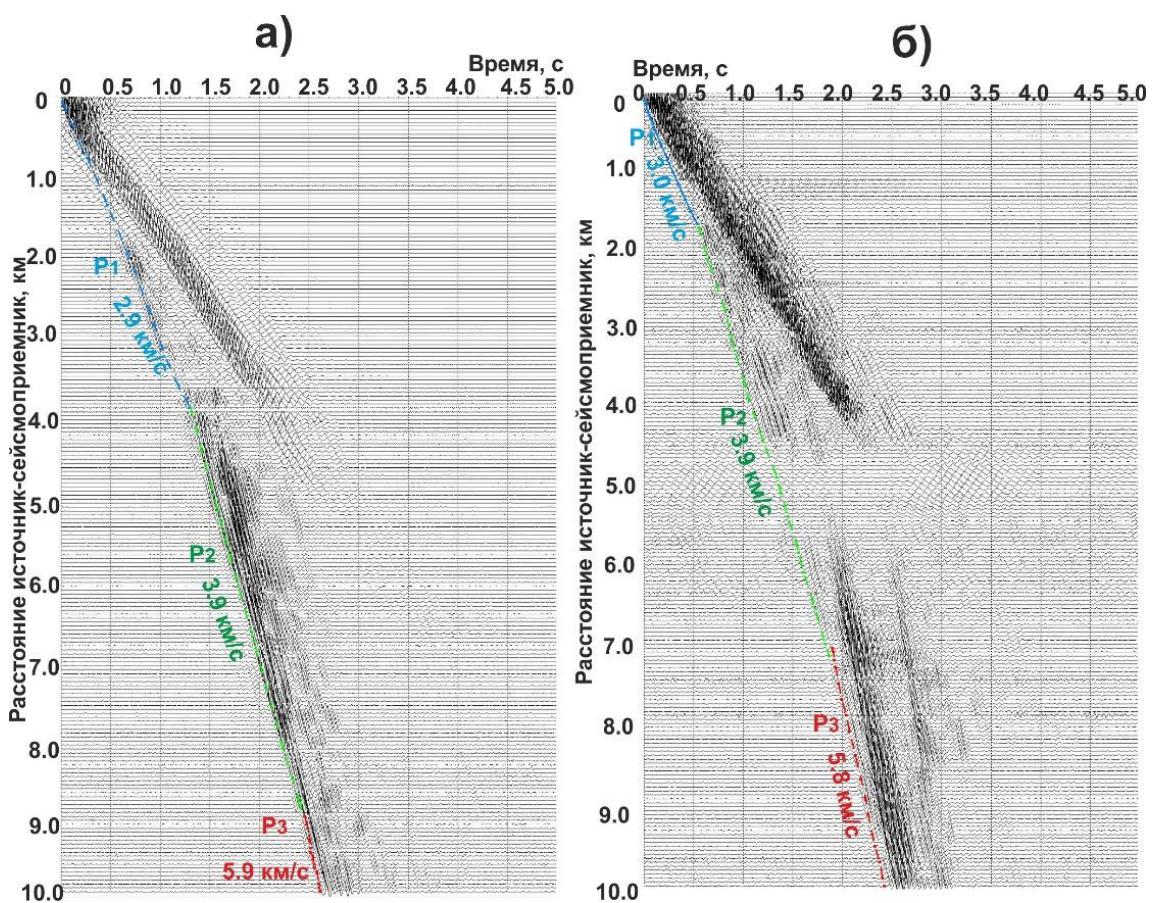


Рисунок 4.11 — Примеры результатов пересчета в динамические годографы $i=const$ на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ: а) результат пересчета волнового поля, соответствующего Нижнеалданской впадине, б) результат пересчета волнового поля, соответствующего западной части Яно-Колымской складчатой системы.

Волна P_1 (корреляция ее оси синфазности показана синим пунктиром на рисунке 4.11 а) прослеживается в первых вступлениях от 0 до 3.8 км на сейсмограмме-результате динамического пересчета волнового поля Нижнеалданской впадины. Эта волна характеризуется значительно более низкой скоростью (2.9 км/с), чем “первые” волны на сейсмограммах, соответствующих областям Сетте-Дабанского блока и зоны его сочленения с Яно-Колымской складчатой системой (значения скорости 4.8 км/с и 4.3 км/с, см. рисунок 4.12).

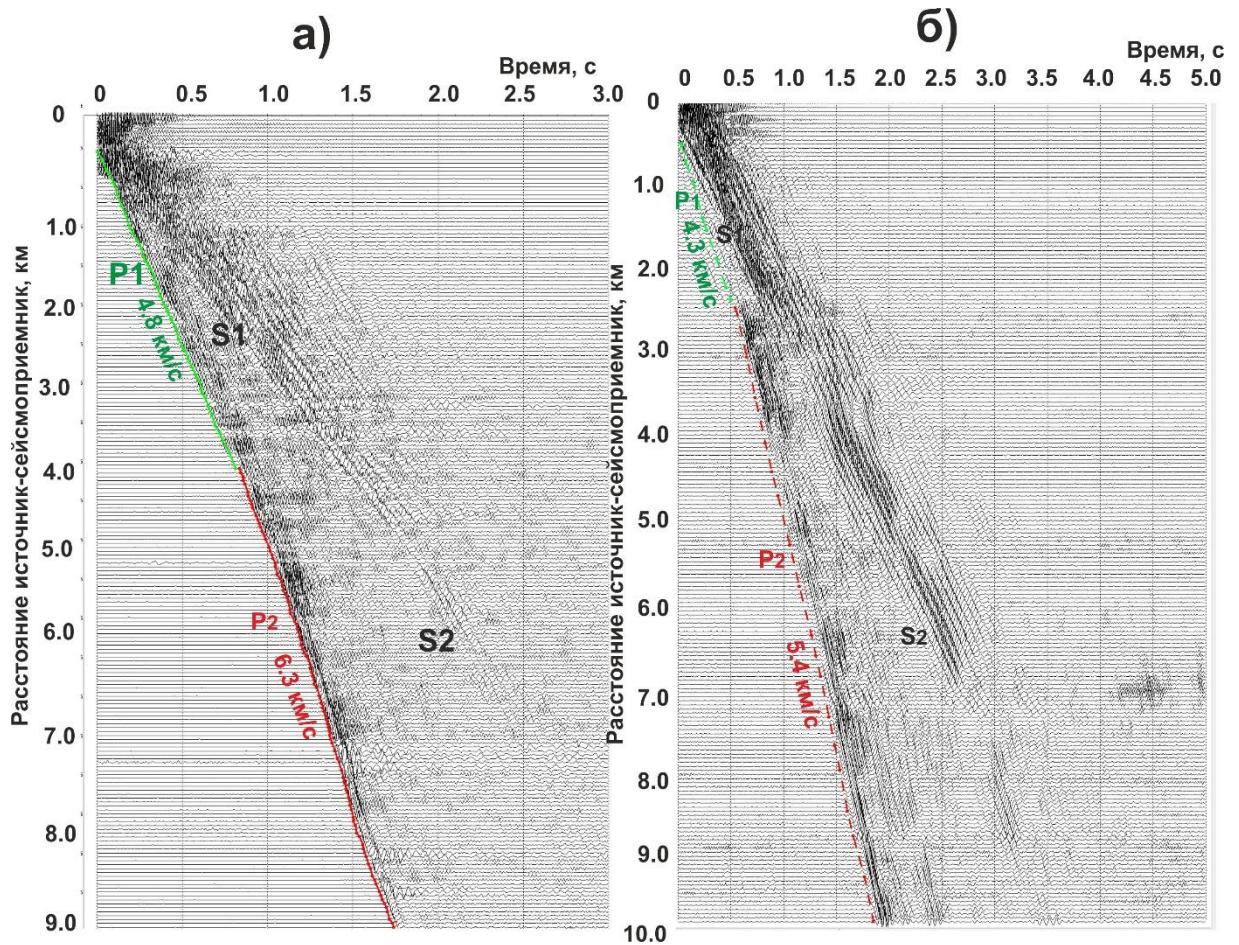


Рисунок 4.12 – Примеры результатов пересчета в динамические годографы $i=const$ на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ: а) результат пересчета сейсмограмм соответствующих волновому полю Сетте-Дабанского блока (а) и западной части Яно-Колымской складчатой системы (б).

На обеих сейсмограммах, изображенных на рисунке 4.12, значения скорости волны P_1 превышают значения скорости “второй” преломленной волны P_2 , фиксируемой в Нижнеалданской впадине (см. рисунок 4.11 а).

На сейсмограмме, соответствующей волновому полю Сетте-Дабанского блока (см. рисунок 4.12 а), можно отметить наиболее высокую кажущуюся скорость преломленной волны P_2 (6.3 км/с), по сравнению со скоростью продольных преломленных волн, фиксируемых на других сейсмограммах (см. рисунки 4.11-4.13). Видимые частоты сигналов продольных преломленных волн, зарегистрированных в пределах Сетте-Дабанского блока, варьируют от 18 до 22 Гц, а частоты сигналов поперечных волн составляют 13-16 Гц.

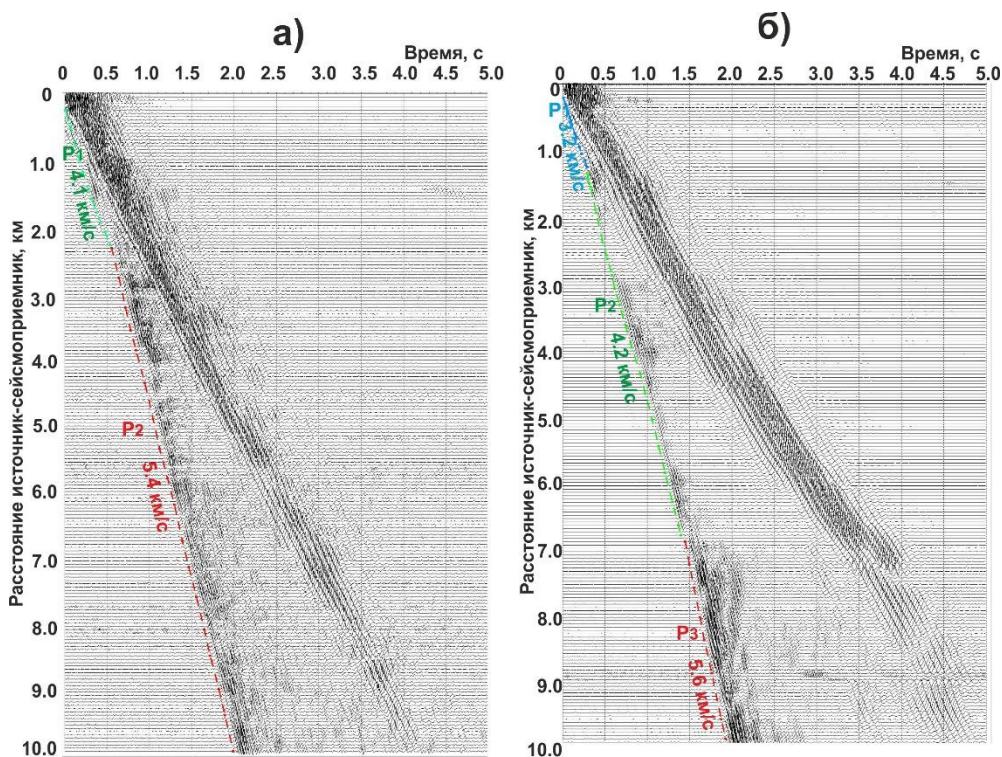


Рисунок 4.13 – Примеры динамических годографов на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ: а), б) результаты пересчета сейсмограмм, соответствующих волновому полю западной части Яно-Колымской складчатой системы.

Годограф, соответствующий волновому полю Западно-Верхоянской складчатой области, характеризуется наличием двух точек излома в интервале расстояний 0-10 км (см. рисунок 4.13 б). На годографе выделены три

продольные преломленные волны P_1 , P_2 , P_3 , кажущиеся скорости которых составляют 3.2 км/с, 4.2 км/с и 5.6 км/с, соответственно.

Рисунок 4.14 демонстрирует пример контроля областей прослеживания с использованием алгоритма вдоль Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ: в зоне Аян-Юряхского блока (см. рисунок 4.14 а, б), в пределах Иньяли-Дебинского блока (см. рисунок 4.14 в, г).

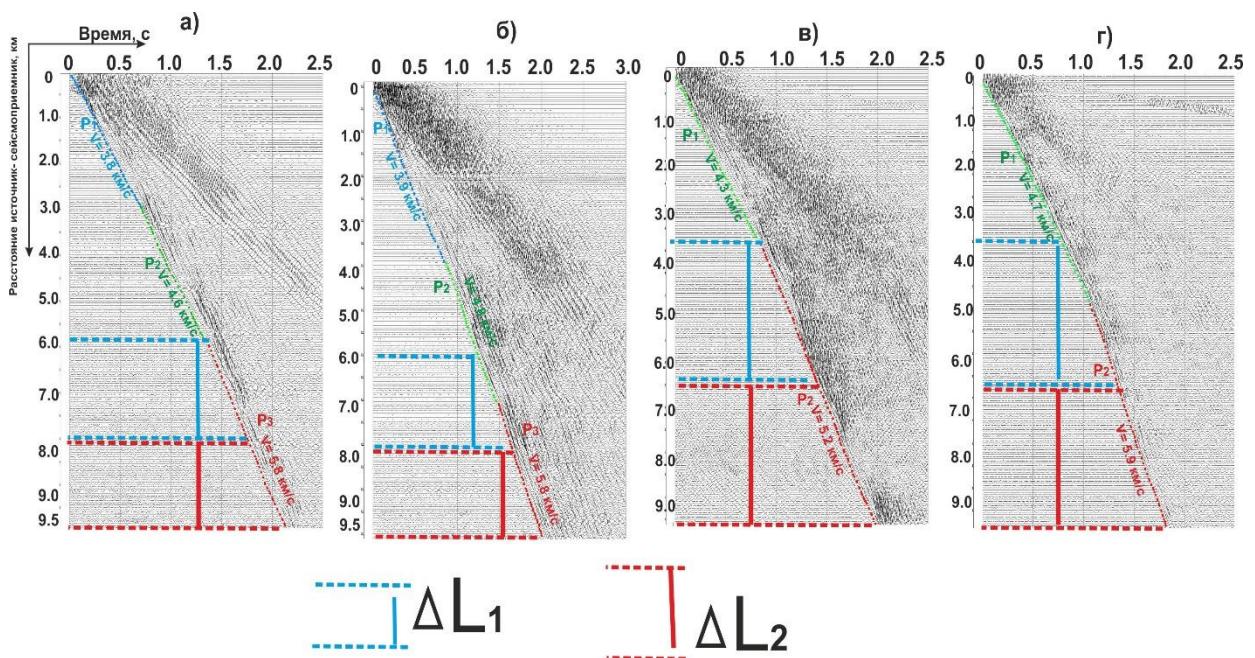


Рисунок 4.14 – Контроль изменения областей прослеживания волн вдоль Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ с использованием динамических годографов, соответствующих волновому полю: а), б) - Аян-Юряхского блока, в), г) - Иньяли-Дебинского блока.

Особенностью волнового поля, зарегистрированного в блоках земной коры, пересекаемых Северо-Восточным участком, является прослеживание в последующих вступлениях интенсивных поперечных волн. Рисунок 4.15 иллюстрирует примеры результирующих сейсмограмм ОПВ, на которых прослеживаются как продольные, так и поперечные волны. Значения кажущейся скорости прослеженных поперечных преломленных волн меняются в диапазоне 2.1-3.3 км/с.

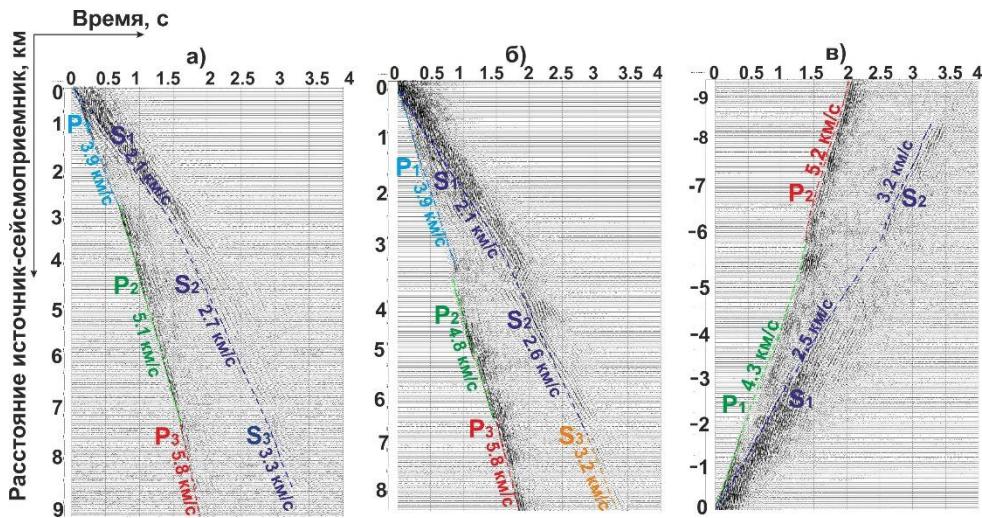


Рисунок 4.15 – Волновые поля продольных и поперечных волн на Северо-Восточном участке профиля 3-ДВ: динамические годографы, соответствующие волновому полю Аян-Юряхского блока (а, б) и Иньяли-Дебинского блока (в).

4.2. Определение характеристик волнового поля преломленных волн вдоль опорного профиля 3-ДВ по временным разрезам

После определения областей прослеживания преломленных волн появляется возможность построение временных разрезов $L=const$ вдоль профиля. При динамическом пересчете сейсмограмм необходимо учитывать меняющиеся вдоль профиля области прослеживания преломленных волн. Динамический пересчет трасс, лежащих в области прослеживания преломленной волны во временные разрезы $L_1=const$ и $L_2=2L_1$ дает возможность вычислить значения t_0 в произвольной точке D (см. рисунок 4.16 а):

$$t_0(D) = t_{L1}(D) + t_{L1}(G) - t_{2L1}(G)$$

Два временных разреза $L_1=const$ и $L_2=const$, построенные пересчетом трасс, лежащих в области прослеживания одной и той же преломленной волны, позволяют определить значения граничной скорости этой волны (см. рисунок 4.16 б).

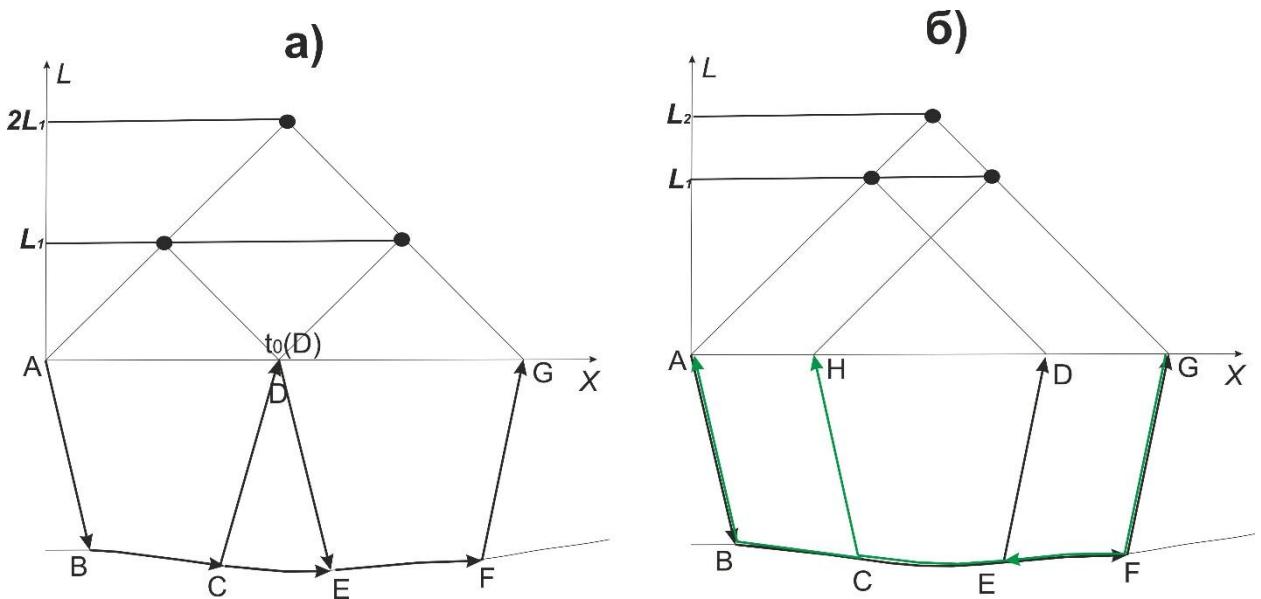


Рисунок 4.16 – Лучевые схемы преломленных волн и построение временных разрезов $L=const$, необходимых для вычисления значений t_0 (а) и значений граничной скорости преломленной волны (б).

Вычисление значений t_0 и граничной скорости выполняется вдоль профиля с шагом 100 м, равным расстоянию между источниками. Для повышения точности далее выполняется осреднение вычисленных величин в скользящем окне заданного размера.

Временные разрезы по Южному участку профиля З-ДВ. На рисунке 4.17 а показан временной разрез ($L=6$ км) по всей длине Южного участка. На разрезе, черными стрелками с римскими цифрами показаны интервалы профиля, для которых получены динамические годографы, изображенные на рисунке 4.6. Стрелка I соответствует волновому полю, которое показано на рисунке 4.6 а, стрелка II - на рисунке 4.6 б, стрелка III – на рисунке 4.6 в, стрелка IV – на рисунке 4.6 г. На рисунке 4.17 б приведен фрагмент сейсмограммы ОПВ, полученной динамическим пересчетом в $i=const$. Этот фрагмент сейсмограммы соответствует части временного разреза, обведенной красным пунктиром. На сейсмограмме ОПВ синей линией отмечены времена первых вступлений продольной преломленной волны, кажущаяся скорость которой - 5.5 км/с; розовой линией отмечены вступлений поперечной преломленной волны, ее кажущаяся скорость - 2.9-3 км/с.

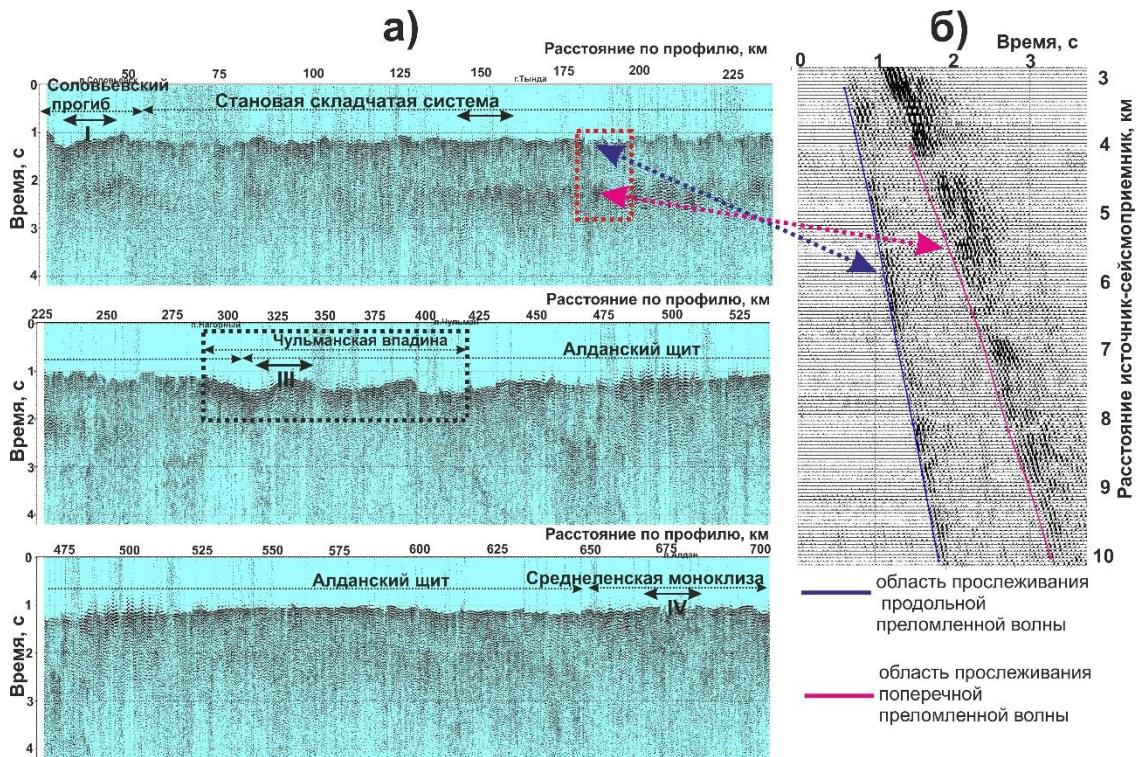


Рисунок 4.17 – Результаты динамического пересчета на Южном участке профиля 3-ДВ. а) Временной разрез $L=6$ км. Красным прямоугольником показан фрагмент, соответствующий сейсмограмме ОПВ. Черным прямоугольником выделен фрагмент, соответствующий южной части Чульманской впадины; б) Результат пересчета поля в сейсмограмму ОПВ.

Рассмотрим интервал временного разреза 295–425 км (см. рисунок 4.18), который отображает часть волнового поля, соответствующего зонам Алданского щита и Чульманской впадины. Этот же интервал обведен черным пунктиром на временном разрезе по всей длине Южного участка профиля 3-ДВ (см. рисунок 4.17 а).

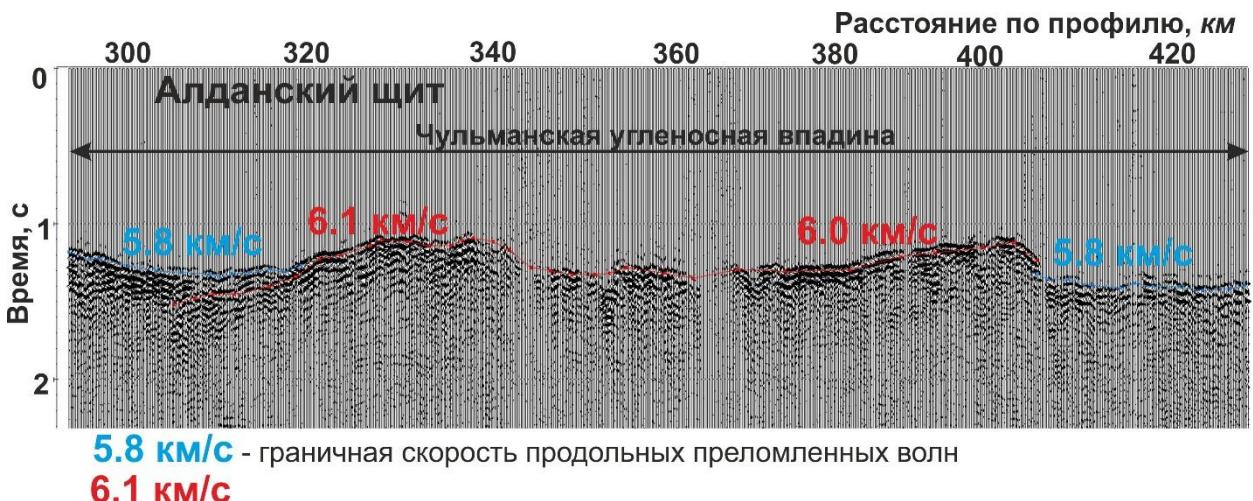


Рисунок 4.18 – Временной разрез ($L=6$ км) по интервалу профиля 295 – 425 км (пересекающему области Алданского щита и Чульманской впадины).

На трассах временного разреза между отметками 295 км и 320 км в первых вступлениях прослеживается продольная преломленная волна, ее ось синфазности (“минимум”) показана синей линией, граничная скорость составляет 5.8 км/с. В последующих вступлениях между этими же отметками фиксируется более высокоскоростная волна (ось синфазности - “минимум” этой волны маркирована красной линией). Граничная скорость этой волны составляет 6.0-6.1 км/с. На отметке временного разреза ~320 км, “красная” волна сменяет “синюю” и на интервале 320-410 км фиксируется уже в первых вступлениях. “Красная” преломленная волна на участке временного разреза 320-410 км характеризуются более низкими значениями времен пробега (1.1-1.22 с), чем “синие” волны на отрезках 295-320 км (1.18-1.34 с) и 410-430 км (1.35-1.38 с). На отметке 410 км в первые вступления выходит продольная преломленная волна с граничной скоростью 5.8 км/с, ось синфазности этой волны показана синей линией. Такой контраст значений скорости (6.1 и 5.8 км/с) говорит о том, что, в верхней части земной коры зоны сочленения Алданского щита и северной границы Чульманской впадины, вероятно, прослежены две разные преломляющие границы.

Временные разрезы по Центральному участку профиля 3-ДВ. Рисунки 4.19 и 4.20 иллюстрируют примеры временных разрезов головных волн по всей длине Центрального участка профиля 3-ДВ, полученный пересчетом волнового поля в $L=7$ км и $L=5$ км, соответственно. На рисунке 4.19, красными стрелками с римскими цифрами показаны интервалы профиля, для которых получены динамические годографы, изображенные на рисунках 4.7-4.10 (стрелка I соответствует динамическим годографам на рисунке 4.7, стрелка II соответствует динамическим годографам на рисунке 4.8, стрелка III - динамическим годографам на рисунке 4.9, стрелка IV - динамическим годографам на рисунке 4.10). Черные стрелки указывают на сигналы поперечных преломленных волн.

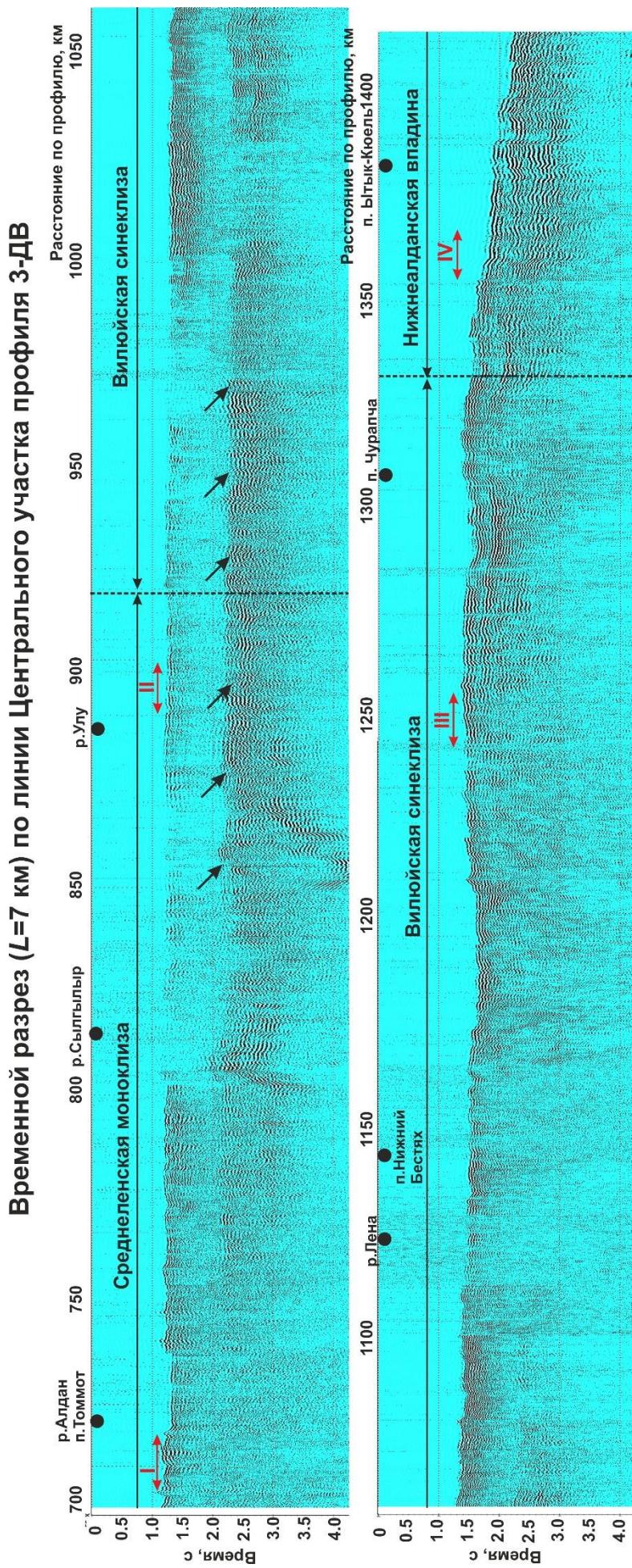


Рисунок 4.19 – Временной разрез - результат динамического пересчета преломленных волн ($L=7$ км) по всей длине Центрального участка профиля 3-ДВ. Красные стрелки с римскими цифрами I-IV показывают интервалы временного разреза, которым соответствуют динамические голографы на рисунках 4.7-4.11. Чёрные стрелки указывают на сигналы поперечных преломленных волн.

Временный разрез ($L=5$ км) по линии Центрального участка профиля 3-ДВ

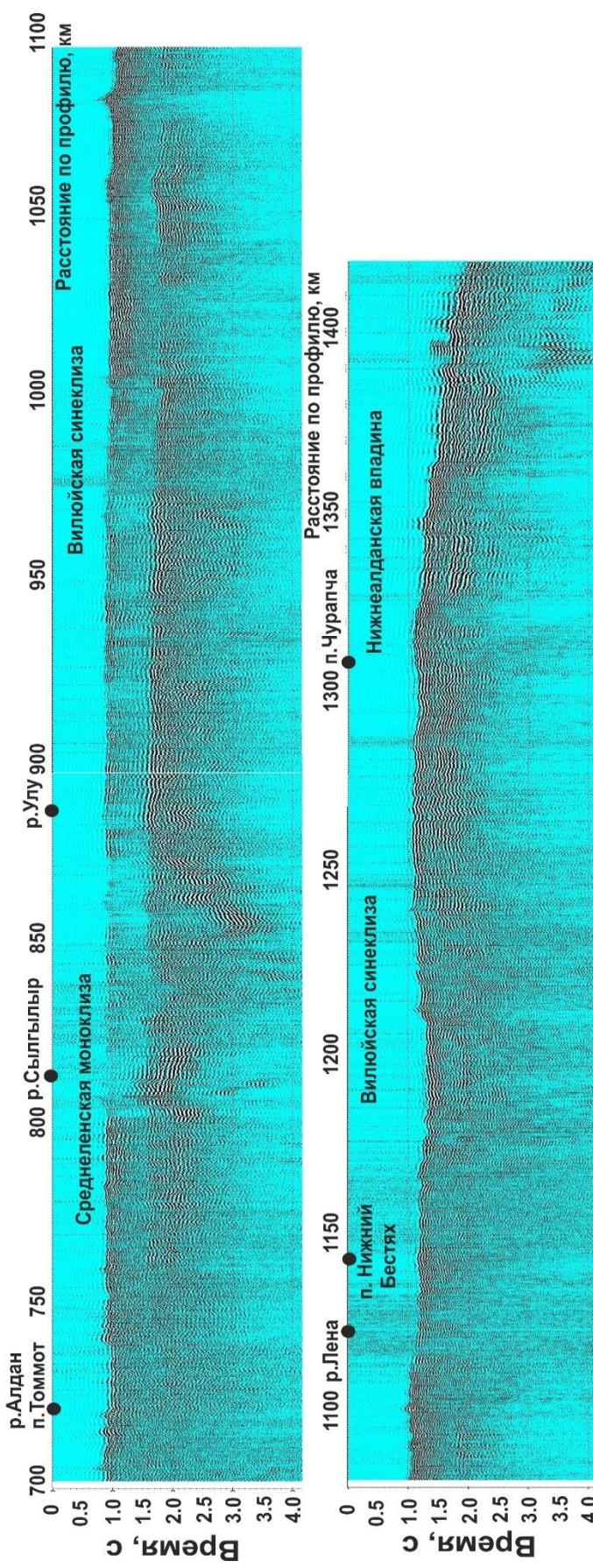


Рисунок 4.20 – Временный разрез – результат динамического пересчета преломленных волн ($L=5$ км) по всей длине Центрального участка профиля 3-ДВ.

Вычислены значения граничной скорости *P*- и *S*-преломленных волн в верхней части земной коры основных геологических структур, пересекаемых Центральным участком. На рисунке 4.21 представлен график значений граничной скорости продольных и поперечных преломленных волн.

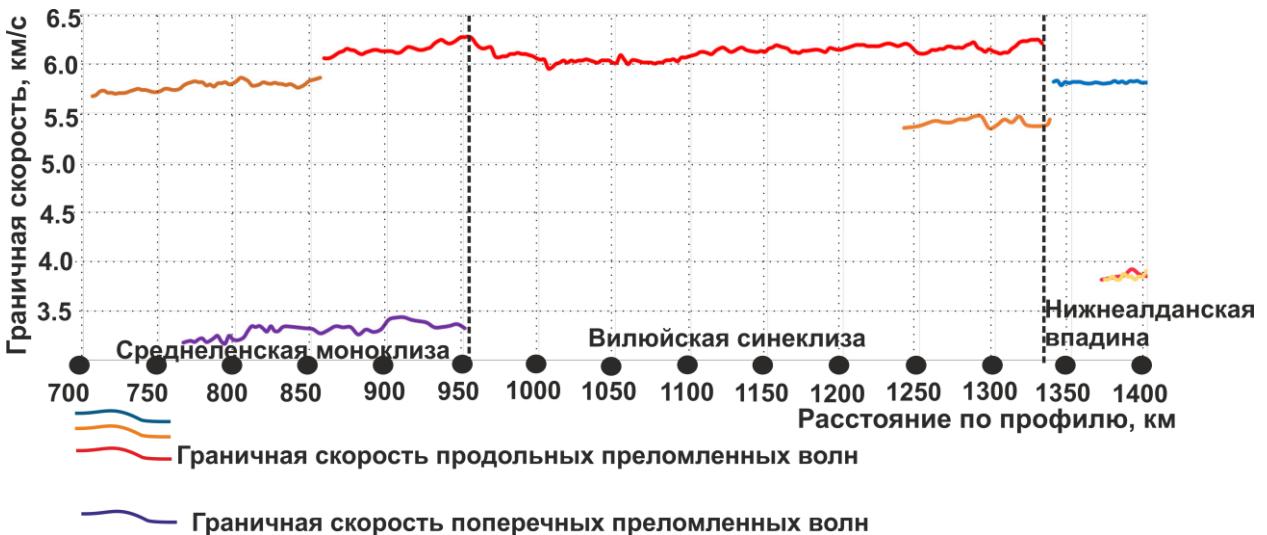


Рисунок 4.21 – Значения граничной скорости *P*- и *S*-преломленных волн на Центральном участке профиля 3-ДВ.

На отрезке 700-950 км, пересекающем часть Среднеленской моноклизы, зафиксирована граничная скорость продольных преломленных волн, изменяющаяся в пределах 5.6-5.8 и 6.1-6.3 км/с. На временных разрезах (см. рисунки 4.19 и 4.20) на этом же участке профиля в последующих вступлениях выделены сигналы поперечных головных волн, значения граничной скорости которых изменяются в диапазоне 3.2-3.5 км/с. На отрезке профиля 700-850 км фиксируются значения граничной скорости 5.6-5.8 км/с. На отметке 855 км зафиксировано скачкообразное увеличение граничной скорости продольных волн – от 5.8 км/с до 6.1 км/с. Такой скачок граничной скорости *P*-волн позволяет предположить о разных преломляющих границах на участках 700-850 км и 850-950 км. Повышенные значения граничной скорости продольных преломленных волн 6.1-6.3 км/с зафиксированы в зоне сочленения Среднеленской моноклизы и южной части Вилуйской синеклизы (на отметках

850-970 км). Далее на отрезке профиля, лежащем в пределах Вилюйской синеклизы фиксируются значения граничной скорости продольных преломленных волн 6.0-6.1 км/с.

Подробнее рассмотрим результирующее волновое поле, соответствующее интервалу профиля 1260-1420 км, расположенному в северо-восточной части Вилюйской синеклизы и Нижнеалданской впадины. Временной разрез ($L=7$ км) по этому отрезку показан на рисунке 4.22 а. Пример результата динамического пересчета волнового поля Нижнеалданской впадины в сейсмограмму ОПВ $i=const$ показан на рисунке 4.22 б.

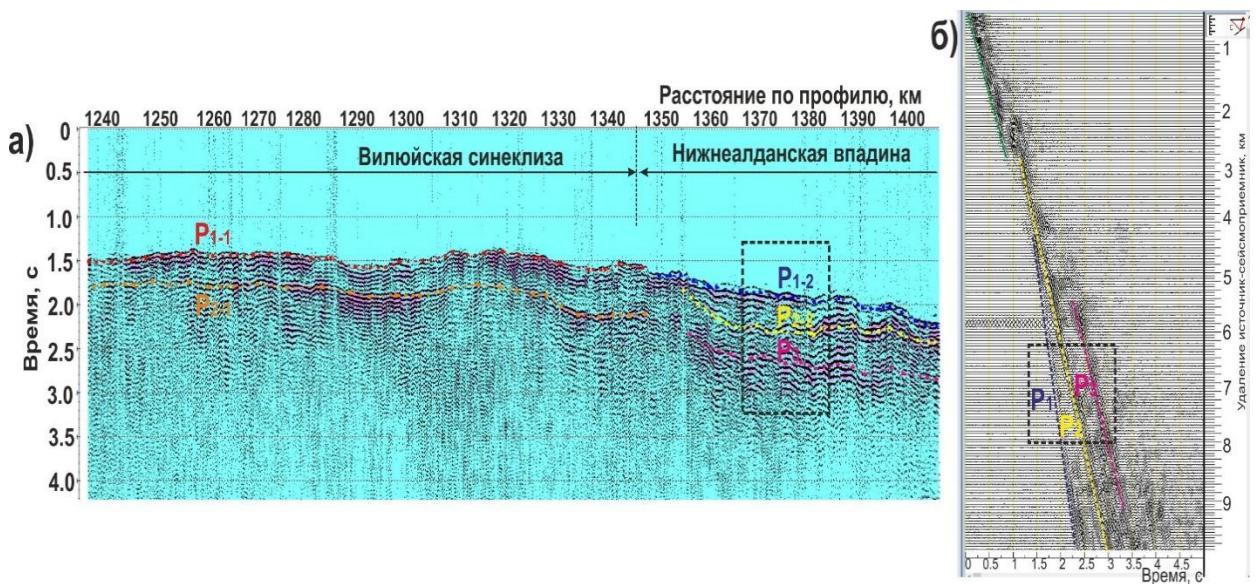


Рисунок 4.22 – Результаты динамического пересчета на Центральном участке профиля 3-ДВ: а) временной разрез ($L=7$ км). Цветами выделены оси синфазности головных и кратных головных волн; б) пример результата пересчета волнового поля в сейсмограмму ОПВ. Пунктирными рамками показаны соответствующие друг другу оси синфазности временного разреза и сейсмограммы ОПВ.

Временным разрезам $L=const$, построенным методом динамического пересчета головных волн, свойственна особенность, не свойственная времененным разрезам отраженных волн. Преломленные и кратные преломленные волны, фиксируемые в последующих вступлениях временного разреза, не обязательно соответствуют более глубокозалегающим преломляющим границам, чем волны, прослеживаемые в первых вступлениях.

Возможны случаи, когда они соответствуют тем же или менее глубокозалегающим границам. Например, в волновом поле отрезка профиля, секущем северо-восточную часть Вилуйской синеклизы (1240-1340 км), в первых и последующих вступлениях фиксируется две продольные головные волны (**P₁₋₁** и **P₂₋₁** см. рисунок 4.22 а). На интервале 1240-1340 км временного разреза оси синфазности этих волн маркированы красным и оранжевым пунктиром. Графики граничной скорости продольных волн для этой части профиля изображены на рисунке 4.23. Значения граничной скорости волны **P₁₋₁** составляют 6.2-6.3 км/с, значения граничной скорости волны **P₂₋₁** - 5.4-5.5 км/с, соответственно. Так как скорость волны **P₂₋₁** заметно ниже, чем скорость волны **P₁₋₁**, то **P₂₋₁** соответствует менее глубокозалегающей преломляющей границе, чем **P₁₋₁**.



Рисунок 4.23 – Граничные скорости продольных преломленных (1-4) и кратной преломленной (5) волн в зоне сочленения Вилуйской синеклизы и Нижнеалданской впадины на Центральном участке профиля 3-ДВ.

На участке временного разреза 1350-1400 км (см. рисунок 4.22 а) и на соответствующем динамическом годографе (см. рисунок 4.22 б), в первых и последующих вступлениях зафиксированы сигналы Р-волн: **P₁₋₂**, **P₂₋₂**, **P₃**. Оси синфазности этих волн выделены темно-синим, желтым и розовым цветами на временном разрезе. Значения граничной скорости волны **P₂₋₂** совпадают со значениями граничной скорости волны **P₃**, составляя 3.8-3.9 км/с. Подобие линий осей синфазности волн **P₂₋₂** и **P₃** на временном разрезе и близкие

значения их граничной скорости, позволяют утверждать, что волна P_3 является кратной преломленной и соответствует той же преломляющей границе, что и волна P_{2-2} . При этом на сейсмограмме (см. рисунок 4.22 б) на удалении 7 км волны P_{2-2} и P_3 прослеживаются в последующих вступлениях.

Временные разрезы по Северо-Западному участку профиля 3-ДВ.
 Рассмотрим результаты динамического пересчета волнового поля во временные разрезы $L=4$ км (см. рисунок 4.24) и $L=6$ км (см. рисунок 4.25) вдоль Северо-Западного участка профиля 3-ДВ. Северо-Западный участок профиля 3-ДВ пересекает зоны Нижнеалданской впадины (1400-1580 км), Предверхоянского прогиба (1580-1625 км), Сетте-Дабанского блока (1625-1730 км) и Западно-Верхоянской складчатой области (1730-2100 км). Волновое поле головных волн сильно меняется вдоль профиля. Например, изменяющиеся вдоль профиля значения видимой частоты и интенсивности сигналов и времен пробега волн в первых и последующих вступлениях. Наиболее высокоамплитудные сигналы продольных головных волн в первых вступлениях фиксируются в части временного разреза по участку профиля, пересекающему Предверхоянский прогиб (1575-1630 км). Качество сигналов головных волн на результирующих временных разрезах значительно меняется вдоль профиля. Причина как в качестве зарегистрированных исходных трасс, так и в меняющихся вдоль профиля значениях спектров когерентности (см. рисунок 3.9). Например, на интервале 1420-1450 км временного разреза $L=4$ км низкое отношение сигнал/помеха, что не позволяет проследить ось синфазности преломленной волны в области первых вступлений на фоне помех, в отличие от временного разреза $L=6$ км. Аналогично, на интервале 1850-1900 км временного разреза $L=4$ км в первых вступлениях фиксируется прерывистая ось синфазности продольной волны, в то время как в последующих вступлениях – высокоамплитудные сигналы поперечных волн. На этом же интервале временного разреза $L=6$ км амplitуды сигналов в первых и последующих вступлениях сравнимы друг с другом.

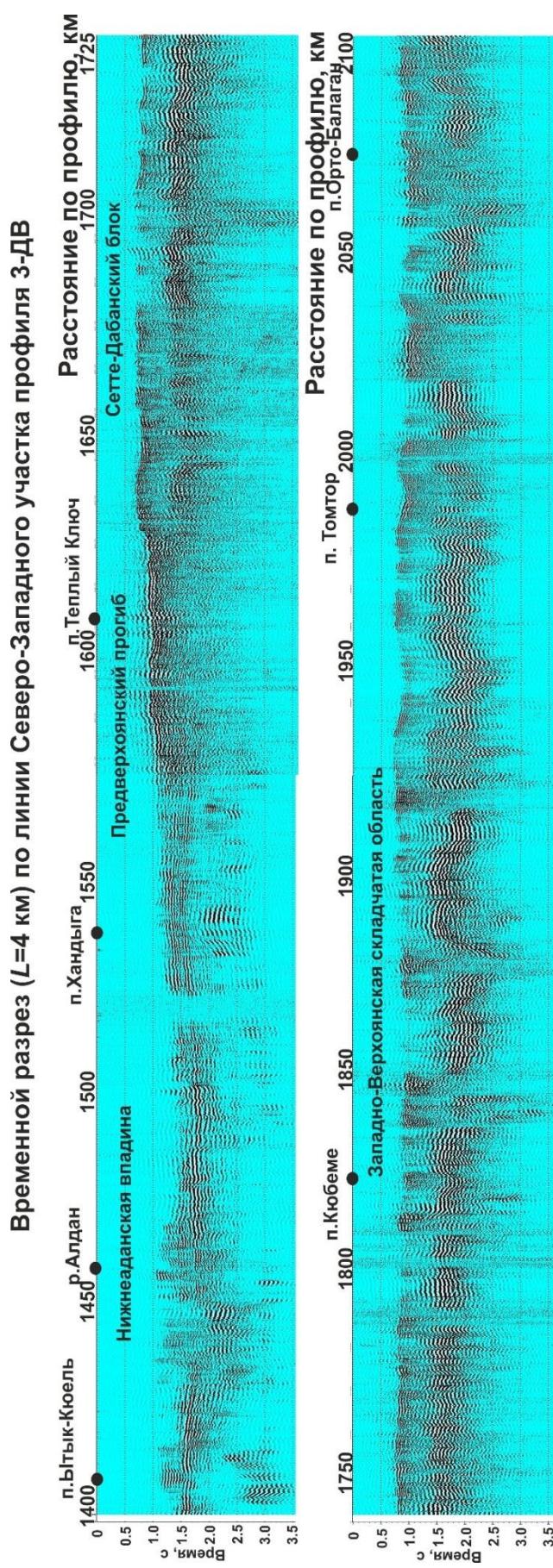


Рисунок 4.24 – Временной разрез ($L=4$ км) по линии Северо-Западного участка профиля 3-ДВ.

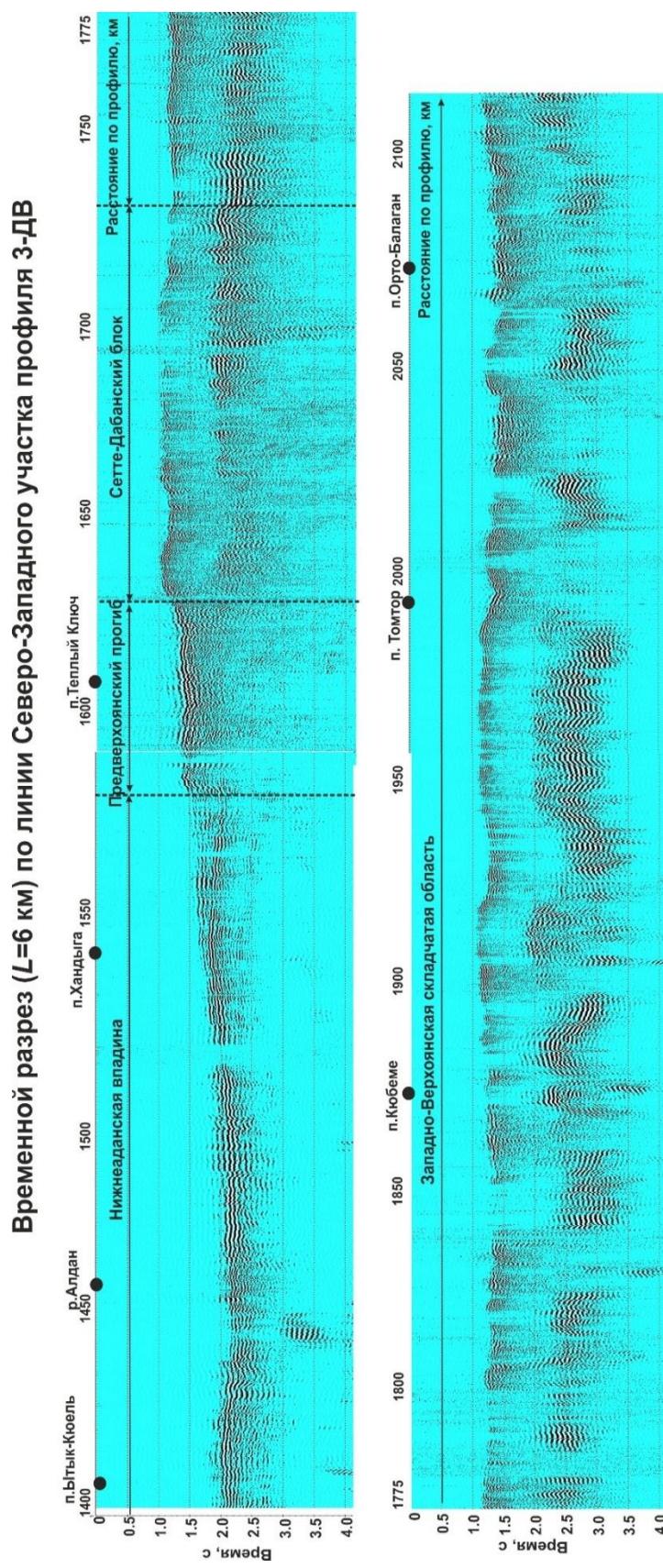


Рисунок 4.25 – Временный разрез ($L=6$ км) по линии Северо-Западного участка профиля 3-ДВ.

Рисунок 4.26 а иллюстрирует временной разрез ($L=6$ км) по части профиля, проходящей через Нижнеалданскую впадину и Предверхоянский прогиб. На рисунке 4.26 б изображен фрагмент сейсмограммы ОПВ, полученной динамическим пересчетом волнового поля в $i=\text{const}$.

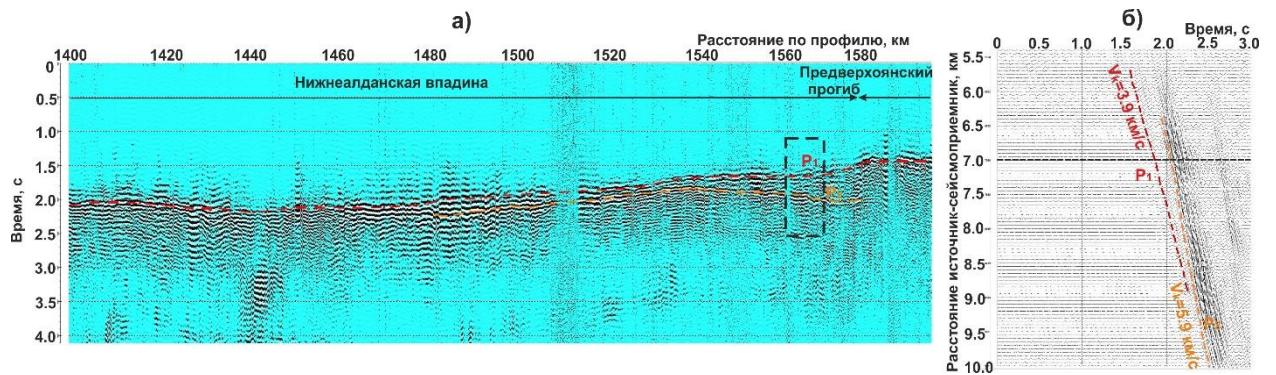


Рисунок 4.26 – Динамический пересчет на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ: а) фрагмент временного разреза ($L=6$ км) по Нижнеалданской впадине, б) результат пересчета волнового поля в сейсмограмму ОПВ.

На временном разрезе красным пунктиром маркирована ось синфазности (“минимум”) продольной преломленной волны P_1 , в последующих вступлениях временного разреза оранжевым пунктиром выделена ось синфазности (“минимум”) продольной преломленной волны P_2 . На сейсмограмме ОПВ показано, что волна P_2 - более высокоскоростная (~5.9 км/с) и выходящая в первые вступления на удалениях от источника, превышающих 9 км. Соответственно, волна P_2 соответствует более глубокозалегающей преломляющей границе, чем волна P_1 . На интервале временного разреза 1540-1580 км времена пробега волны P_1 уменьшаются по мере приближения к отметке 1580 км, а времена пробега волны P_2 – увеличиваются. Это, вероятно, связано с изменением глубин преломляющих границ: глубина первой границы уменьшается в направлении Предверхоянского прогиба, а глубина нижней границы – постепенно увеличивается. Прослеживание волны P_2 в последующих вступлениях прерывается на контакте Нижнеалданской впадины и Предверхоянского прогиба.

Временной разрез ($L=6$ км) по интервалу профиля 1600-1790 км, пересекающему часть Предверхоянского прогиба, Сетте-Дабанский блок и зону его сочленения с Западно-Верхоянской складчатой областью, изображен на рисунке 4.27 а. На рисунке 4.27 б показан динамический годограф, полученный пересчетом волнового поля в Западно-Верхоянской складчатой области.

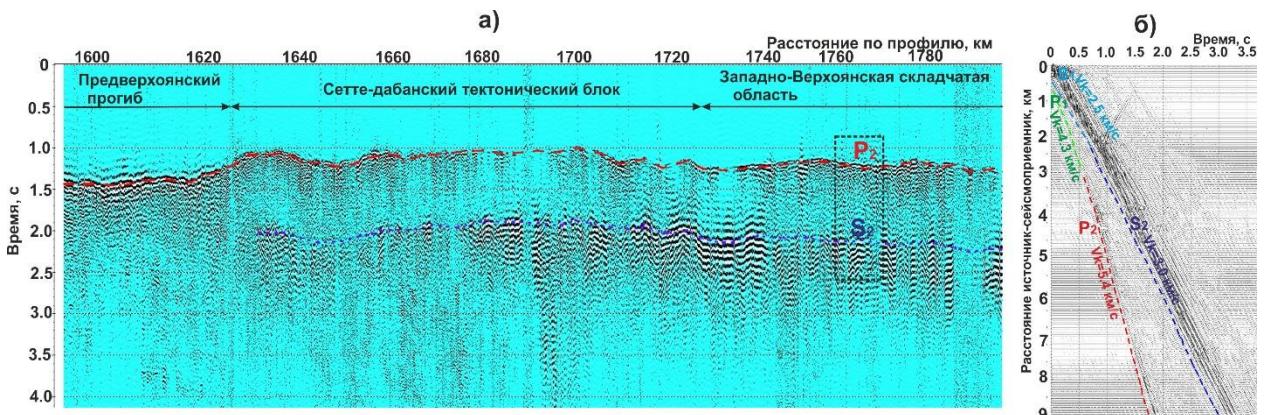


Рисунок 4.27 – Динамический пересчет на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ. а) фрагмент временного разреза 1600-1790 км ($L=6$ км), б) результат пересчета волнового поля в динамический годограф $i=const$.

На временном разрезе по участку профиля, пересекающему Сетте-Дабанский блок и Западно-Верхоянскую складчатую область, в последующих вступлениях зафиксированы сигналы поперечных преломленных волн, обозначаемые S_2 на сейсмограмме на рисунке 4.27 б.

На рисунке 4.28 показаны графики значений граничной скорости продольных и поперечных преломленных волн по всей длине Северо-Западного участка профиля 3-ДВ.

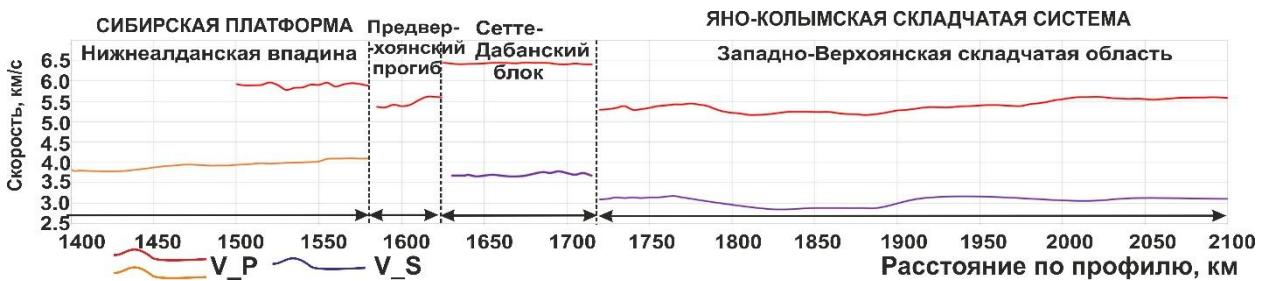


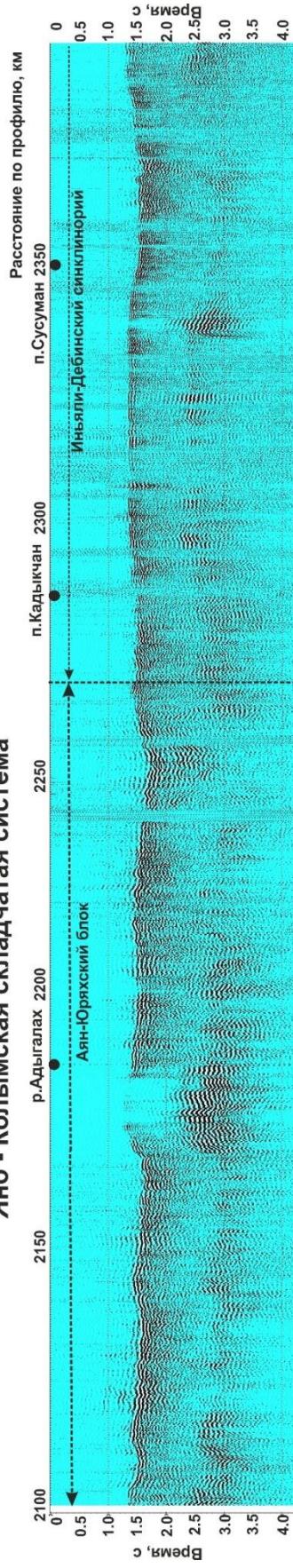
Рисунок 4.28 – Значения граничной скорости продольных и поперечных преломленных волн вдоль Северо-Западного участка профиля 3-ДВ.

Скачки значений граничных скоростей продольных и поперечных волн на отметках профиля 1575 км, 1630 км и 1715 км соответствуют пересечению линией профиля зон сочленения Нижнеалданской впадины и Предверхоянского прогиба с одной стороны и Предверхоянского прогиба и Сетте-Дабанского блока, с другой. Наиболее высокие значения граничной скорости продольных (6.4 км/с) и поперечных (3.6-3.7 км/с) фиксируются в части профиля, пересекающей Сетте-Дабанский блок.

Временные разрезы по Северо-Восточному участку профиля 3-ДВ. Рисунки 4.29 и 4.30 иллюстрируют временные разрезы по Северо-Восточному участку опорного профиля 3-ДВ. На этих разрезах разделены интервалы, отображающие волновую картину в разных тектонических блоках, пересекаемых участком. Динамический пересчет на Северо-Восточном участке дал возможность выделить в последующих вступлениях временных разрезов сигналы поперечных головных волн.

Евразийская плита

Яно - Колымская складчатая система



Яно-Колымская складчатая система

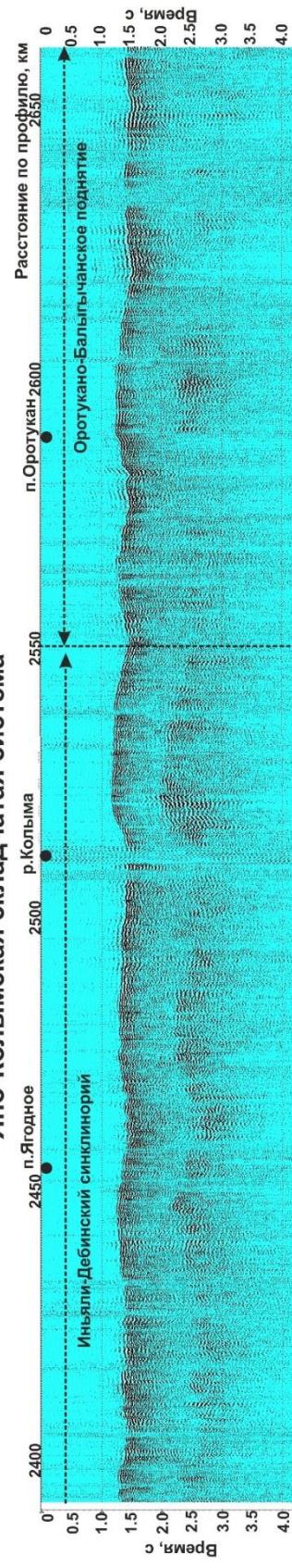


Рисунок 4.29 – Временной разрез ($L=7$ км) по Северо-Восточному участку профиля 3-ДВ.

Временной разрез ($L=3.5$ км) по линии Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ

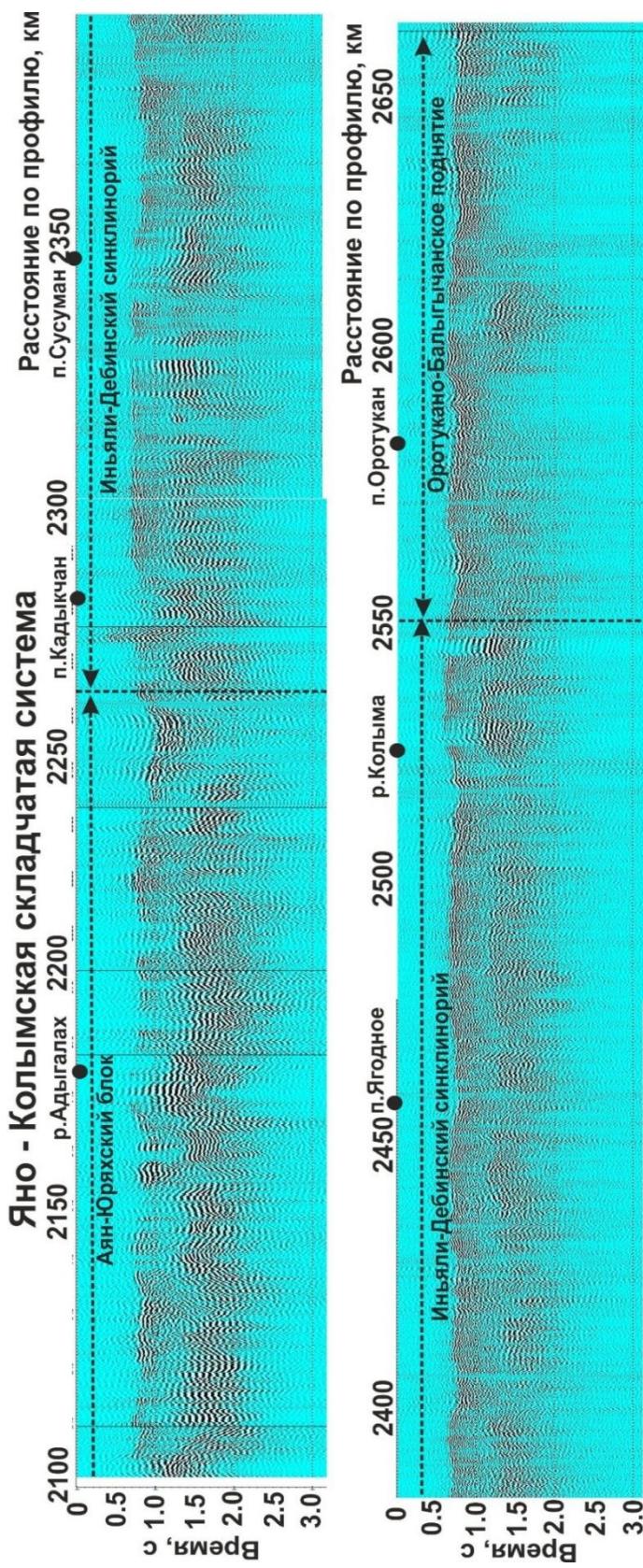


Рисунок 4.30 – Временной разрез ($L=3.5$ км) по Северо-Восточному участку профиля 3-ДВ.

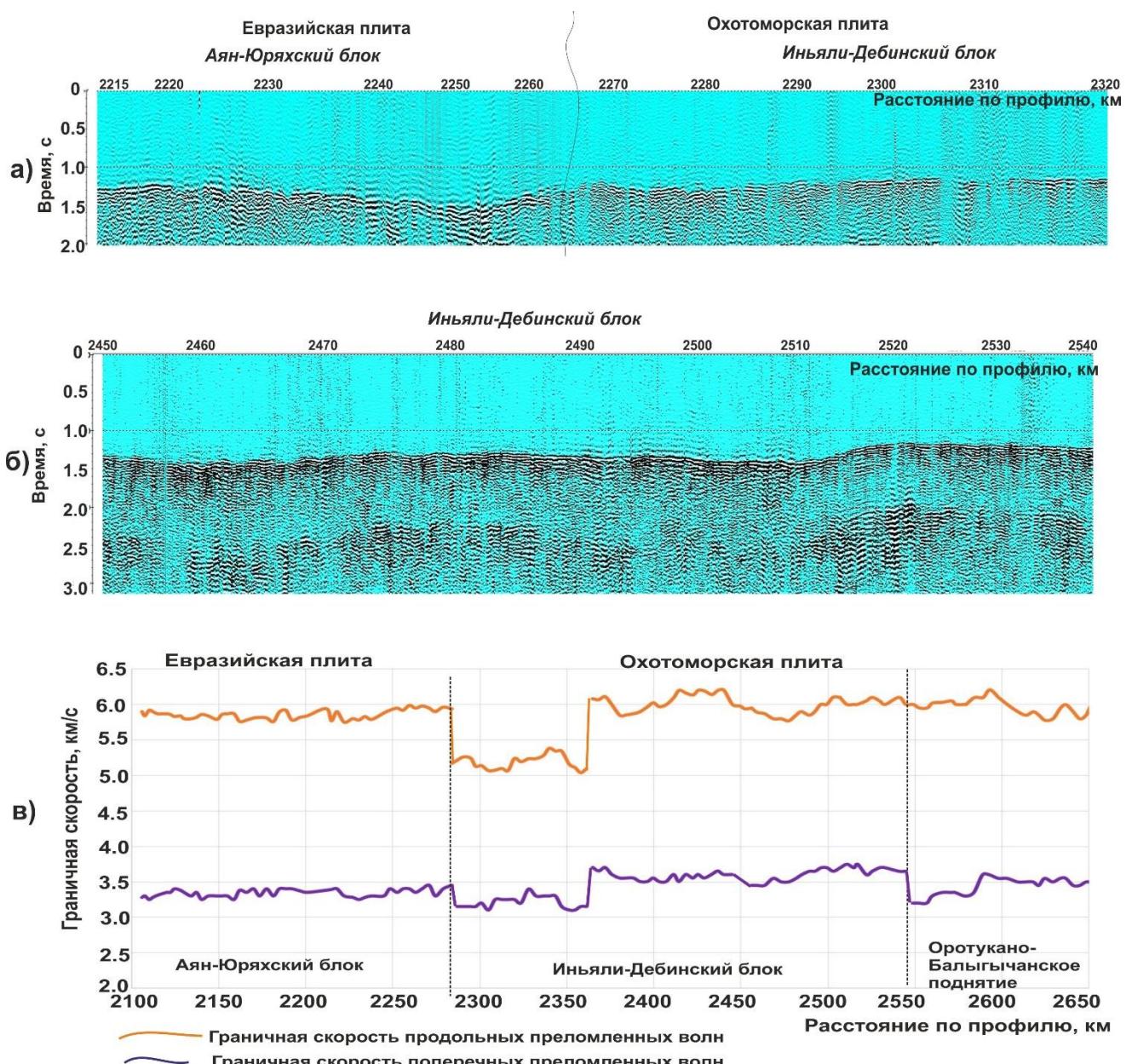


Рисунок 4.31 – Результаты динамического пересчета преломленных волн на Северо-Восточном участке профиля 3-ДВ: а) временной разрез ($L=6$ км), пересекающий зону сочленения Евразийской и Охотоморской литосферных плит; б) временной разрез ($L=7$ км) части Иньали-Дебинского блока; в) латеральное изменение значений граничной скорости преломленных волн вдоль Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ.

Фрагменты временных разрезов по Северо-Восточному участку опорного профиля 3-ДВ изображены на рисунках 4.31 а и б. Из анализа этих разрезов становится ясно, что волновые поля в разных тектонических блоков существенно отличаются по динамическим свойствам. Например, на отметке временного разреза 2265 км, разделяющей волновые поля Аян-Юряхского и Иньали-Дебинского тектонических блоков, зафиксировано резкое повышение частоты

сигналов продольных преломленных волн, фиксируемых в первых вступлениях (см. рисунок 4.31 а). Волновые поля продольных преломленных волн, полученные как результат динамического пересчета в Аян-Юряхском и Иньали-Дебинском тектонических блоках, отличаются по динамическим свойствам. По резкому повышению значений центральных частот сигналов продольных преломленных волн от 14-17 Гц до 20-23 Гц на отметке профиля 2265 км прослежена возможная граница раздела пород разного состава. В пределах части профиля, пересекающей Иньали-Дебинский блок в последующих вступлениях выделяются сигналы поперечных головных волн (см. рисунок 4.31 б).

Рассмотрим графики значений граничной скорости продольных и поперечных преломленных волн (см. рисунок 4.31 в) по всей длине Северо-Восточного участка профиля. Повышенные значения граничной скорости продольных и поперечных преломленных волн характерны для Аян-Юряхского блока (до 6.0 км/с и 3.5 км/с, соответственно), а также для восточной части Иньали-Дебинского блока (2360-2450 км) и Оротукано-Балыгычанского поднятия (6.1-6.2 км/с и 3.4-3.6 км/с). Западная часть Иньали-Дебинского блока (2280-2360 км) характеризуется пониженными значениями скорости продольных волн (5.1-5.3 км/с) по сравнению значениями в смежных структурах. При этом, скорости S-волн (3.1-3.2 км/с) незначительно отличаются от зафиксированных в Аян-Юряхском блоке, но они заметно ниже, чем в восточной части Иньали-Дебинского блока.

Волновые поля преломленных волн в пересекаемых участками профиля тектонических блоках существенно различаются. Разнообразие волновых полей, зарегистрированных на профиле 3-ДВ, указывает на существование в земной коре областей пересекаемых блоков преломляющих границ, разных по геологической природе, вещественному составу и глубине залегания.

4.3. Алгоритм контроля величины рефракции волн в верхней части земной коры по частотным спектрам вдоль опорного профиля 3-ДВ

Определение вдоль опорного профиля величины рефракции волн очень важно для понимания природы пологозалегающих преломляющих границ в верхней части земной коры складчатых систем [Крылов, 1967; Крылов, 1970]. Влияние эффекта рефракции волн в нижележащую толщу на результаты динамического пересчета данных ГСЗ, КМПВ и ОГТ эквивалентно низкочастотной фильтрации сигналов [Сергеев, 1988; Полянский и др., 2018]. В результате динамического пересчета волнового поля, зарегистрированного в среде, где присутствует вертикальный градиент скорости волн, понижаются амплитуды высокочастотных компонент результирующих сигналов. Чем сильнее рефракция волн, тем интенсивнее низкочастотная фильтрация при пересчете. При обработке сигналов преломленных волн, распространяющихся в толщах земной коры, где градиент скорости волн незначителен или отсутствует, низкочастотная фильтрация не проявляется при динамическом пересчете. Сравнение результатов преобразований Фурье от исходных трасс и трасс, составляющих результирующий временной разрез, позволяет оценить изменение вдоль профиля значений верхних и нижних граничных частот спектров сигналов. Значения граничных частот спектров определяются с использованием скользящего окна вдоль спектра, по доле 0.7 от максимальной амплитуды. На рисунке 4.32 серым цветом показано изменение частотных спектров исходных трасс вдоль Северо-Западного участка профиля, а светло-красным выделено изменение частотных спектров результирующих трасс, составляющих временной разрез по этому участку профиля 3-ДВ, изображенный на рисунке 4.25.

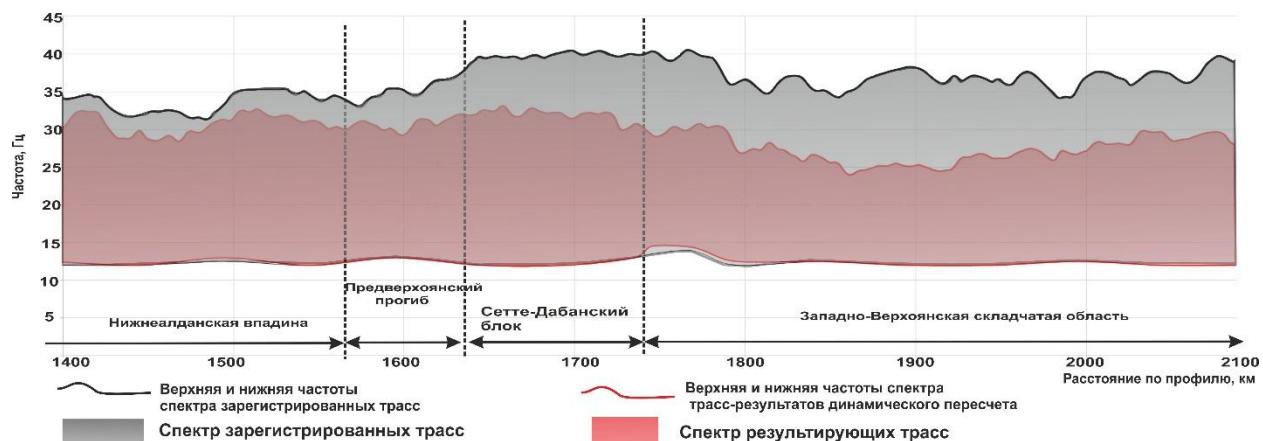


Рисунок 4.32 – Изменение частотного состава исходных сейсмических сигналов (серый цвет) и сигналов-результатов пересчета (светло-красный цвет) по латерали на Северо-Западном участке опорного профиля 3-ДВ.

На спектрах сигналов, соответствующих волновому полю, зарегистрированному в части профиля 1400-1630 км, фиксируется разность значений “верхних” граничных частот исходного и результирующего сигналов – не более 3-5 Гц. В то время, как на спектрах трасс, соответствующей волновому полю Сетте-Дабанского блока (1630-1720 км) и Западно-Верхоянской складчатой области (1720-2100 км), разница значений граничных частот составляет от 10 Гц до 15 Гц. Рефракция в верхней части коры в этих областях более интенсивна, чем в коре Нижнеалданской впадины и Предверхоянского прогиба. Вычислим значения коэффициентов рефракции волн под преломляющими границами в основных структурах, пересекаемых Северо-Западным участком профиля. В случае с субгоризонтальной преломляющей границей, залегающей на глубине H и характеризующейся граничной скоростью преломленной волны V_Γ и небольшим вертикальным градиентом скорости, предполагается, что скорость изменяется с глубиной z по закону (4.1), [Пузырев, 1960; Старобинец А.Е и Старобинец М.Е, 1988]:

$$V(z) = V_\Gamma \cdot (1 + \gamma \cdot (z - H)) \quad (4.1)$$

γ – коэффициент рефракции, который может быть вычислен по формуле (4.2):

$$\gamma = 2 \cdot \sqrt{2 \cdot b \cdot V_{cp} / (L \cdot (x_1 + x_2 - L - 2 \cdot X_h))}, \quad (4.2)$$

здесь V_{cp} - средняя скорость в покрывающей толще, b – угловой коэффициент графика разности нагоняющих годографов в пределах изучаемого участка, L – расстояние между пунктами взрыва, при воздействии от которых получены анализируемые годографы. x_1 и x_2 – границы области прослеживания преломленной волны. X_h - координата начальной точки годографа преломленной волны. При наличии рефракции в среде, функция разности нагоняющего и нагоняемого годографа убывает с возрастанием расстояния от источника. Чем сильнее рефракция, тем сильнее понижаются значения функции разности нагоняющего и нагоняемого годографов с удалением от источника. Примеры графиков функций разности нагоняющих и нагоняемых годографов волн, зарегистрированных на Северо-западном участке можно видеть на рисунке 4.33. Зеленая линия (см. рисунок 4.33 а-в) отображает график разности нагоняющих годографов преломленной волны P_2 , а красная линия (см. рисунок 4.33 г-е) – график функции разности годографов преломленной волны P_3 . Расстояние между источниками, от которых получены рассмотренные пары нагоняющих и нагоняемых годографов, составляет 1 км.

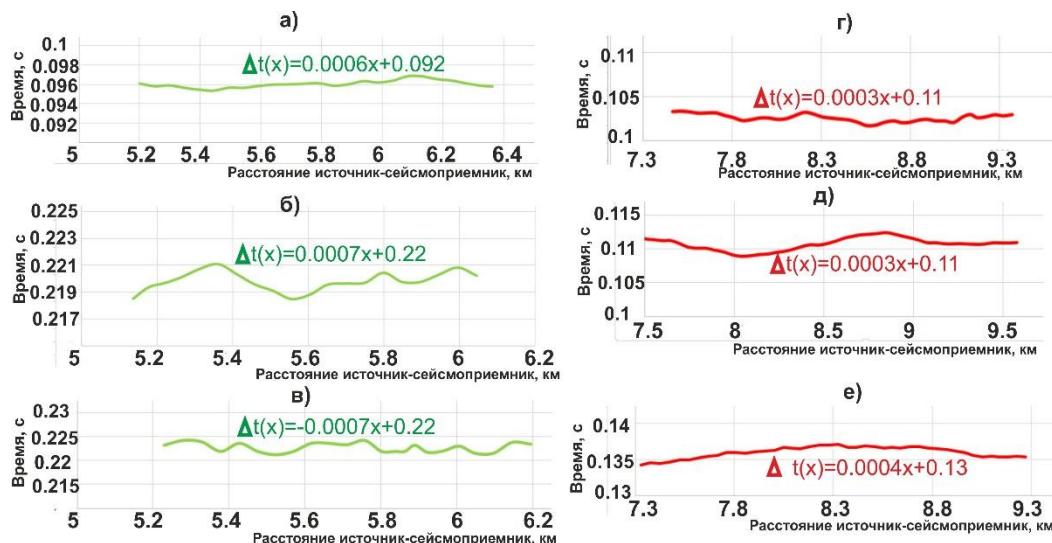


Рисунок 4.33 – Примеры графиков функций разности нагоняющих годографов на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ (в пределах Нижнеалданской впадины). а)-в) графики функции разности нагоняющих годографов волны P_2 . г)-е) - графики функции разности нагоняющих годографов волны P_3 .

По представленным графикам не прослеживается монотонного понижения значений разности нагоняющих годографов преломленных волн P_2 и P_3 с увеличением расстояния от источника. Результаты вычислений с использованием (4.2) свидетельствуют о малой рефракции волн P_2 и P_3 в осадках Нижнеалданской впадины: коэффициенты рефракции составляют $\sim 0.03 \text{ км}^{-1}$ и $\sim 0.02 \text{ км}^{-1}$, соответственно.

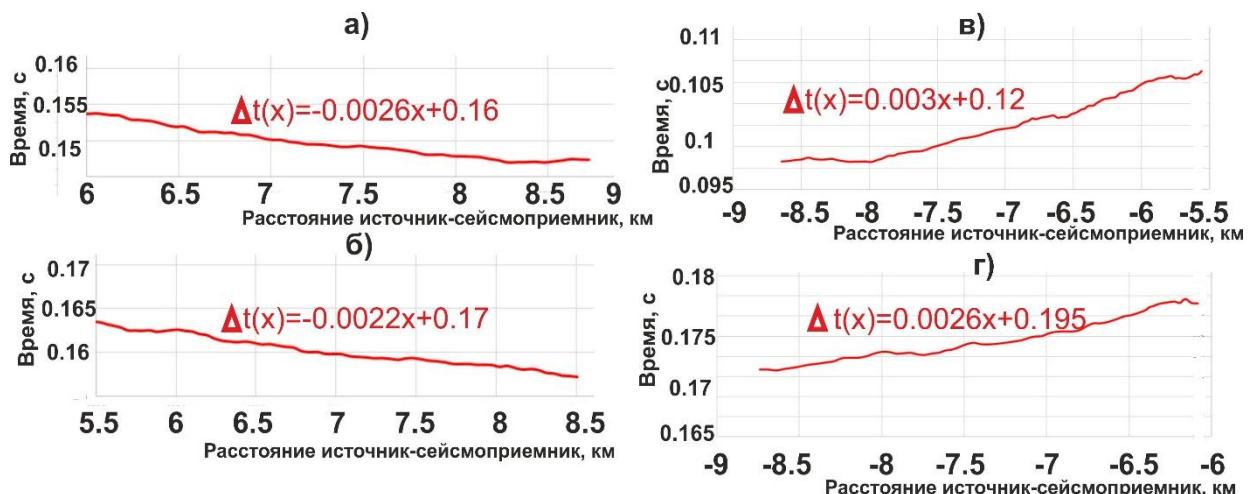


Рисунок 4.34 - Примеры графиков функций разности нагоняющих годографов на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ в “прямом” (а, б) и “встречном” (в, г) направлении от источника (в пределах Сетте-Дабанского блока).

Выполним процедуру вычисления коэффициентов рефракции для волнового поля в Сетте-Дабанской зоне. Графики разности нагоняющих годографов преломленной волны P_2 показаны красными линиями (см. рисунок 4.34). Среднее значение углового коэффициента (b) линейных функций, аппроксимирующих графики в “прямом” направлении составляет 0.0026, а во “обратном” направлении - 0.0028; функции разности нагоняющих годографов монотонно убывают с увеличением расстояний от источника. Значение средней скорости продольных волн в покрывающей толще – 4.8 км/с, граничная скорость – 6.4 км/с, глубина до границы 1.0 км. Коэффициент рефракции под преломляющей границей, которой соответствует волна P_2 , согласно (4.2) составляет: $\gamma=0.09 \text{ км}^{-1}$. Такое значение свидетельствуют о значительной рефракции волн под прослеженной преломляющей границей в верхней коре Сетте-Дабанского тектонического блока. На рисунке 4.35 приведены графики

значений разности нагоняющих годографов, соответствующих волновому полю в Западно-Верхоянской области. На этих графиках прослеживается монотонное убывание значений разности годографов в “прямом” и “встречном” направлениях.

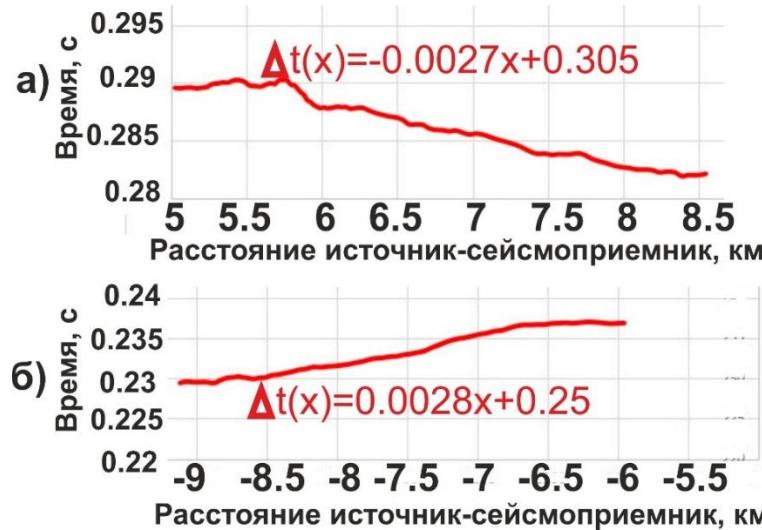


Рисунок 4.35 - Примеры графиков функций разности нагоняющих годографов на Северо-Западном участке профиля 3-ДВ в “прямом” (а) и “встречном” (б) направлении от источника (в пределах Западно-Верхоянской складчатой области).

Рисунок 4.36 иллюстрирует латеральное изменение граничных частот спектров трасс исходного волнового поля и спектров трасс-результатов динамического пересчета, полученных вдоль Южного участка профиля 3-ДВ.

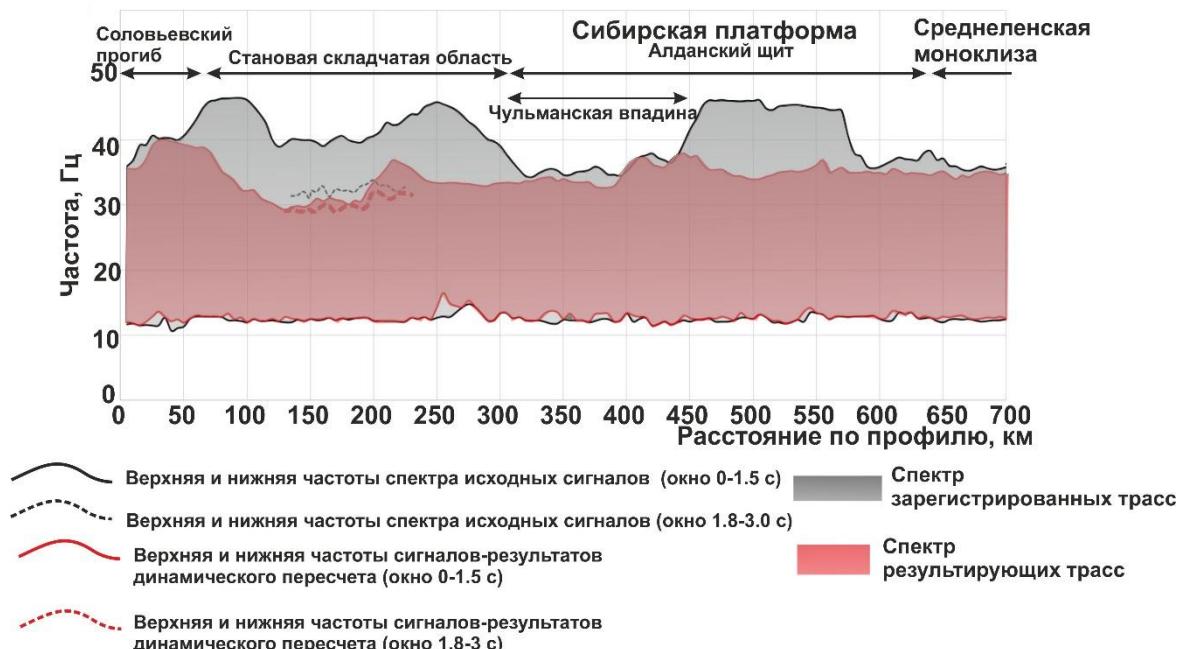


Рисунок 4.36 - Латеральное изменение частотных спектров сейсмических трасс вдоль Южного участка профиля 3-ДВ. Серым цветом показаны спектры исходных сейсмических трасс. Светло-красным цветом ограничены спектры трасс-результатов динамического пересчета.

На спектрах, вычисленных в окне прослеживания сигналов продольных волн 0-1.5 с (временной интервал, в котором осуществлялось преобразование Фурье), отчетливо видно меняющееся значение верхней частоты сигналов на границах тектонических блоков, пересекаемых линией профиля. Спектр частот сигналов продольных волн на участке профиля 0-50 км составляет 12-35÷40 Гц. В спектрах, соответствующих волновому полю в Становой складчатой области, фиксируется более широкий спектр частот исходных сигналов, чем в смежных структурах. Верхняя частота сигналов достигает 40-45 Гц. В спектрах волнового поля отрезка профиля, пересекающего Чульманскую впадину (310-450 км), значения “верхней” частоты значительно ниже (~35 Гц) по сравнению со значениями “верхней” частоты спектров, соответствующих соседним структурам. Волновое поле интервала профиля (450-550 км), секущего северную часть Алданского щита, характеризуется спектром частот 12-45 Гц. Скачкообразное понижение верхней частоты спектра исходных трасс от ~45 Гц до ~37 Гц наблюдается на отметке профиля ~570 км.

Светло-красная заливка на рисунке 4.36 показывает изменение вдоль профиля частотного спектра когерентной составляющей (продольных преломленных волн на временном разрезе), выделенной в результате динамического пересчета. Нижние граничные частоты трасс сигналов временного разреза составляют ~12 Гц. Значения верхних граничных частот спектров исходных трасс на 8-10 Гц выше, чем значения верхних граничных частот спектров результирующих трасс на интервалах профиля 50-320 км и 450-570 км (см. рисунок 4.36). В волновом поле интервалов профиля (0-50 км), (320-450 км) и (650-700 км) значения “верхних” граничных частот спектров исходных и результирующих трасс близки, их максимальная разность не превышает 1-2 Гц. Ширина спектров исходных и результирующих трасс, построенных по окну прослеживания сигналов Р-волн (от 0 до 1.5 с), на интервале профиля 140-240 км разная (12-40 Гц и 12-33 Гц, соответственно). При преобразовании Фурье данных, содержащихся в окне времен 1.8 с-3 с, в котором прослеживаются сигналы S-волн,

частотный спектр исходных сейсмических трасс составляет 12-(33÷35) Гц, спектр результирующих сигналов S-волн - от 12 до (30÷33) Гц. Черная прерывистая линия на рисунке 4.36 отображает значения “верхних” частот спектра исходных сигналов. Красная прерывистая линия на этом же рисунке отображает значения “верхних” частот спектра результирующих сигналов. Значения “верхних” частот спектров исходных сигналов и сигналов выделенных поперечных преломленных волн близки. Отсюда вытекает вывод, что в этой части профиля низкочастотные S-волны “скользят” вдоль преломляющей границы практически без проницания в подстилающую толщу. С другой стороны, для более высокочастотных сигналов P-волн характерен эффект низкочастотной фильтрации вследствие проницания волн в нижележащую толщу, в соответствии с градиентом скорости. С применением (4.2) вычислены значения коэффициентов рефракции продольных волн, зарегистрированных в основных структурах вдоль Южного участка. Под прослеженными преломляющими границами в верхней коре в Становой складчатой области и в зоне Алданского щита, коэффициент рефракции составляет $\gamma = 0.07\text{-}0.08 \text{ км}^{-1}$. Вычисленные значения коэффициентов свидетельствуют о сильной рефракции в верхней части коры указанных геологических структур. В верхней части земной коры Чульманской впадины и части Соловьевского прогиба эффект рефракции незначителен ($0.02\text{-}0.03 \text{ км}^{-1}$).

Рисунок 4.37 демонстрирует изменение частотных спектров исходных и результирующих сигналов вдоль Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ.

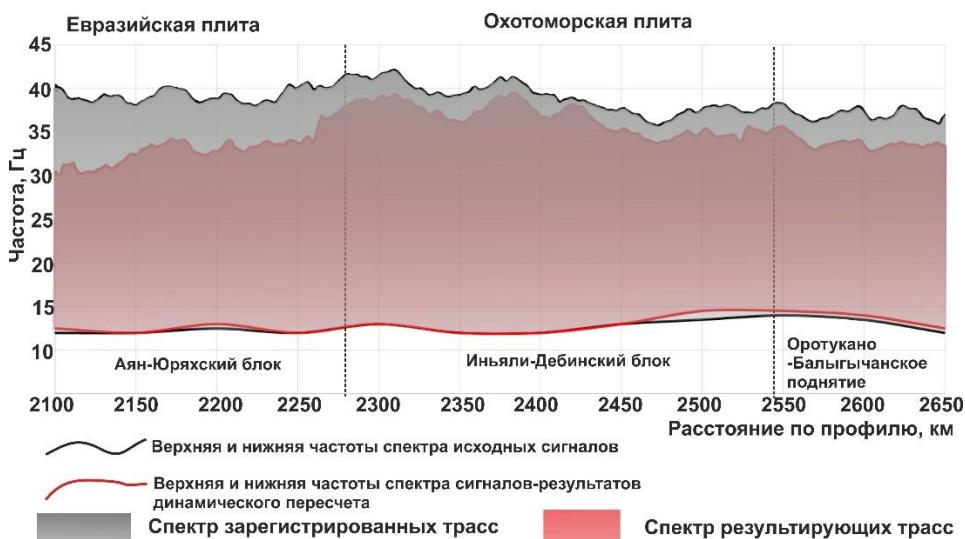


Рисунок 4.37 – Изменение частотного состава сейсмических сигналов вдоль линии Северо-Восточного участка. Частотные спектры исходных сейсмических трасс (показаны серым цветом) и частотные спектры трасс-результатов динамического пересчета (выделены красным цветом).

На спектрах трасс в части профиля, соответствующей Аян-Юряхскому блоку (2100-2280 км), зафиксированы наибольшие значения разности между “верхними” частотами результирующих когерентных сигналов и сигналов исходных трасс, составляющие 7-10 Гц. На спектрах трасс, полученных в других интервалах профиля, значения разности “верхних” частот не превышают 2-4 Гц.

В таблице 4.1 приведены вычисленные коэффициенты рефракции волн под преломляющими границами в верхней коре разных блоков, пересекаемых линией Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ.

Тектоническая структура	Аян-Юряхский блок	Аян-Юряхский блок	Иньяли-Дебинский блок	Оротукано-Балыгычанское поднятие
Коэффициент рефр. γ , [км $^{-1}$]	0.01 (волна P ₁), 0.07 (волна P ₂)	0.02 (волна P ₁), 0.06 (волна P ₂)	0.02-0.04	0.02

Таблица 4.1 – Значения коэффициентов рефракции на Северо-Восточном участке профиля 3-ДВ.

Алгоритмы, описанные в п.4.1-4.3, реализованы в виде программного обеспечения [Свидетельство №2019617268 ..., 2019], которое применяется для обработки данных не только на профиле 3-ДВ, но и на других опорных профилях [Полянский, Еманов, Сальников, 2019].

Глава 5

СЕЙСМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ В СТВОРЕ ПРОФИЛЯ 3-ДВ, ПОСТРОЕННЫЕ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДИНАМИЧЕСКОГО ПЕРЕСЧЕТА ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

В главе представлены результаты определения сейсмической структуры верхней части земной коры вдоль профиля 3-ДВ по данным преломленных волн из сейсмограмм системы глубинного ОГТ. В обработке материалов опорных профилей методами прямого лучевого трассирования [Суворов и др., 2016] и сейсмической томографии [Рудницкая и др., 2013; Соловьев и др., 2014] преломленные волны, регистрируемые системой ОГТ, не использованы из-за высокой кратности (до 100) и, соответственно, трудоемкости построения систем нагоняющих годографов. В описываемом исследовании для цифровой обработки данных применяется метод динамического пересчета головных волн [Еманов, Селезнев, Коршик, 2008]. С применением модифицированного способа t_0 [Боганик и Гурвич, 1980] построены скоростные разрезы по интервалу глубин 0-3 км вдоль опорного профиля 3-ДВ. Под преломляющими границами оценена величина рефракции волн. Разрезы охватывают верхнюю часть земной коры осадочных бассейнов и складчатых областей в пределах разных тектонических блоков, пересекаемых линией профиля 3-ДВ: Монголо-Охотского складчатого пояса, Становой складчатой системы, Сибирской платформы, Предверхоянского прогиба, Сетте-Дабанской складчатой области и Яно-Колымской складчатой системы.

5.1. Интерпретация скоростных разрезов верхней части земной коры на участках опорного профиля З-ДВ

5.1.1. Интерпретация скоростного разреза верхней части земной коры по Южному участку опорного профиля 3-ДВ. Рисунок 5.1 иллюстрирует два представления скоростного строения верхней части земной коры вдоль Южного участка профиля 3-ДВ. Первое (см. рисунок 5.1 а) позволяет количественно оценивать скорости волн и сопоставлять с геологической информацией, а второе (см. рисунок 5.1 б) даёт наглядное видение скоростного строения верхней части коры в цветовом отображении.

Сейсмический разрез верхней части земной коры по линии Южного участка опорного профиля З-ДВ

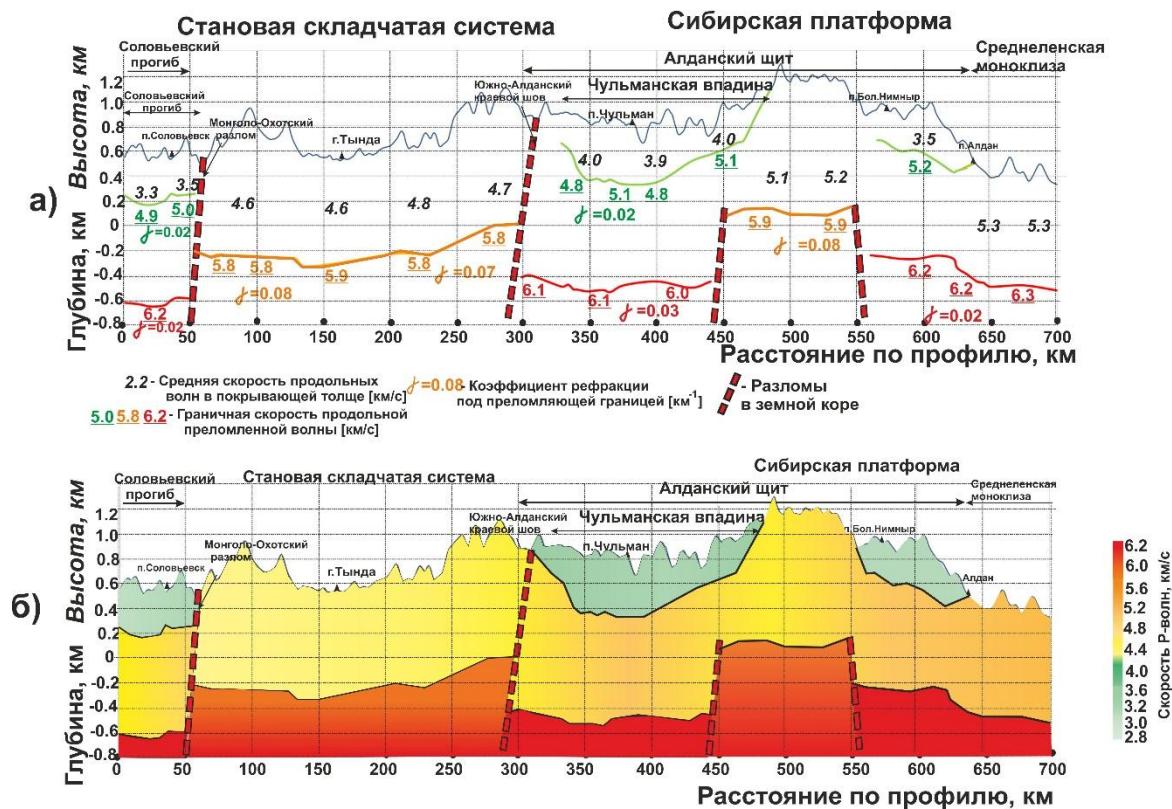


Рисунок 5.1 – Модель скоростного строения верхней части земной коры по продольным преломленным волнам для Южного фрагмента профиля 3-ДВ (система наблюдений ОГТ): а) модель в значениях скорости, б) модель в цвете.

В верхней части земной коры Соловьевского прогиба (интервал разреза 0-50 км) зафиксировано три толщи, границы между которыми располагаются на отметках ~ 0.2 км и ~ -0.6 км относительно уровня моря. Первый слой со средней

скоростью продольных волн 3.4 км/с. Под его нижней границей присутствует слабый градиент скорости продольных волн $\gamma \sim 0.02 \text{ км}^{-1}$. Второй слой, расположенный в интервале между отметками 0.2 км и минус 0.6 км от уровня моря, характеризуется скоростью продольных волн 4.9-5.0 км/с, с ее увеличением по мере приближения к Монголо-Охотскому разлому [Павлов и Парфенов, 1993]. Скорости продольных волн в первом и втором слоях характерны для осадочных пород, градиент скорости невысок. Вероятно, граница, разделяющая эти слои, является литологическим разделом пород осадочного чехла. На отметке ~ -0.6 км прослежена более высокоскоростная (граничая скорость продольных волн ~ 6.2 км/с) преломляющая граница, показанная на рисунке 5.1 а красной линией.

На интервале разреза 60-290 км скорость продольных волн в покрывающей толще, пересекающем часть Становой складчатой области, изменяется по латерали от 4.6 до 4.8 км/с. На абсолютной отметке ~ -0.2 км зафиксирована преломляющая граница. Границная скорость продольных преломленных волн составляет 5.8-5.9 км/с. Под преломляющей границей зафиксирован коэффициент рефракции, составляющий $0.07-0.08 \text{ км}^{-1}$. По изменениям вдоль профиля скорости продольных волн и их частотного состава, проиллюстрированного на рисунке 4.36, уточнено положение в верхней части коры Монголо-Охотского (пересекается линией профиля на ПК 55 км) и Южно-Алданского (пересекается линией профиля на ПК 300 км) разломов, ограничивающих Становую область с юга и севера [Павлов и Парфенов, 1993]. По геологическим данным [Павлов и Парфенов, 1993] до глубин 8-8.5 км в Становой области преобладают породы, образованные в результате метаморфизма песчано-глинистых осадков. Скорость продольных волн в верхней толще (~ 4.7 км/с) недостаточно велика для метаморфических пород. Поэтому верхняя толща, покрывающая преломляющую границу, вероятно, сложена осадочными породами или породами, слабо преобразованными метаморфическим процессом. Значения скорости продольных волн под преломляющей границей характерны для метаморфических пород (биотитовые и амфиболитовые гнейсы и сланцы) [Дортман, 1984].

Соответственно, выделенный преломляющий горизонт, может быть интерпретирован как раздел между осадочными и метаморфическими породами.

В разрезе по верхней части коры Чульманской впадины (интервал профиля 310-470 км) фиксируется три сейсмических яруса, разделенных преломляющими границами, показанными зеленой и красной линиями на рисунке 5.1. Первая граница выпуклой формы, расположена в интервале 0.4-0.8 км относительно уровня моря. Она характеризуется изменяющимися от 4.8 до 5.1 км/с значениями граничной скорости продольных преломленных волн. При этом, средняя скорость продольных волн в покрывающей толще - ~4.0 км/с. Вторая преломляющая граница, залегающая на абсолютной отметке ~-0.5 км является кровлей более высокоскоростного слоя. Граничная скорость составляет 6.0-6.1 км/с. При этом, в верхней части коры Чульманской впадины, под обеими преломляющими границами наблюдается малая рефракция волн – коэффициент составляет 0.02-0.03 км⁻¹. По мнению Ю.А. Павлова [Павлов и Парфенов, 1993], а также В.Д. Суворова с соавторами [Суворов и др., 2016], общая мощность осадков Чульманской впадины превышает 4 км - есть кристаллический фундамент расположен на глубинах, недоступных для исследования с использованием регистрируемых системой ОГТ сигналов преломленных волн. При этом, скорости продольных преломленных волн в самом верхнем слое характерны для углей и углевмещающих осадочных пород, а значения скорости продольных волн в среднем слое характерны для осадочных пород (алевролит, аргиллит) [Дортман, 1984]. Повышенные значения скорости продольных волн в самом нижнем слое (6.0-6.1 км/с), сравнимые с скоростями волн в магматических и метаморфических породах, могут быть объяснены преобладанием наиболее плотных осадочных пород - доломитов и известняков. Таким образом, вероятно, все три исследованные яруса в верхней части Чульманской впадины сложены осадочными породами, а разделяющие их преломляющие границы являются литологическими поверхностями раздела.

График изменения значений плотности горных пород до глубин 4-5 км вдоль Южного участка профиля 3-ДВ, полученный А.Н. Диденко с соавторами [Диденко и др., 2013], продемонстрирован на рисунке 5.2.

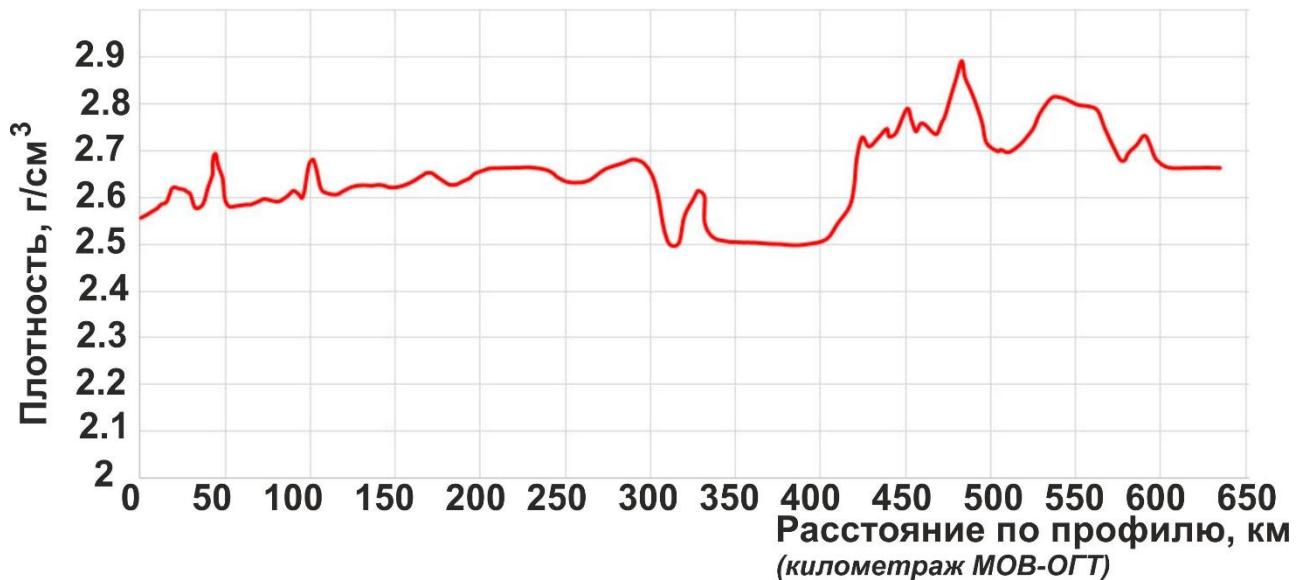


Рисунок 5.2. График плотности пород в верхней части (до глубин 4-5 км) земной коры вдоль Южного участка профиля 3-ДВ, [Диденко и др., 2011].

Отметим некоторую корреляцию построенного скоростного разреза верхней части земной коры и плотностной модели А.Н. Диденко. В верхней коре Чульманской впадины (300-450 км) фиксируются пониженные значения плотности ($2.50-2.55 \text{ г}/\text{см}^3$) по сравнению со смежными блоками: в верхней коре Становой складчатой области значения плотности составляют $2.65-2.70 \text{ г}/\text{см}^3$, а в верхней части коры пересекаемой профилем части Алданского щита (450-570 км) плотность еще выше - от 2.75 до $2.85 \text{ г}/\text{см}^3$. Плотность каменного угля не превышает $1.6 \text{ г}/\text{см}^3$ [Азаров и Яковлев, 1988], что значительно ниже, чем среднее значение плотности пород ($\sim 2.6 \text{ г}/\text{см}^3$) на Южном участке. Значение средней скорости продольных волн в интервале глубин 0-1.5 км впадины составляют $\sim 4.6 \text{ км}/\text{с}$, что ниже, чем в верхах коры смежных блоков Становой области ($\sim 5.3 \text{ км}/\text{с}$) и Алданского щита ($\sim 5.5 \text{ км}/\text{с}$). Пониженные значения плотности и скорости продольных волн в части профиля, пересекающей Чульманскую впадину, могут быть связаны с наличием месторождений каменного угля в верхней коре.

В части Алданского щита (450-550 км) на глубине ~1.1 км прослежена одна преломляющая граница, и скорость продольных волн в покрывающей толще составляет ~5.1 км/с. При этом, граничная скорость продольных волн составляет 5.9 км/с. Глубина залегания высокоскоростного слоя несколько ниже, чем в зоне Чульманской впадины (~1.4 км). Вероятно, с близостью высокоскоростного слоя к поверхности в этой части профиля связаны повышенные значения плотности (до 2.85 г/см³).

5.1.2. Интерпретация скоростного разреза верхней части земной коры по Северо-Западному участку опорного профиля 3-ДВ. На рисунке 5.3 представлена скоростная модель верхней части земной коры вдоль Северо-Западного участка профиля.

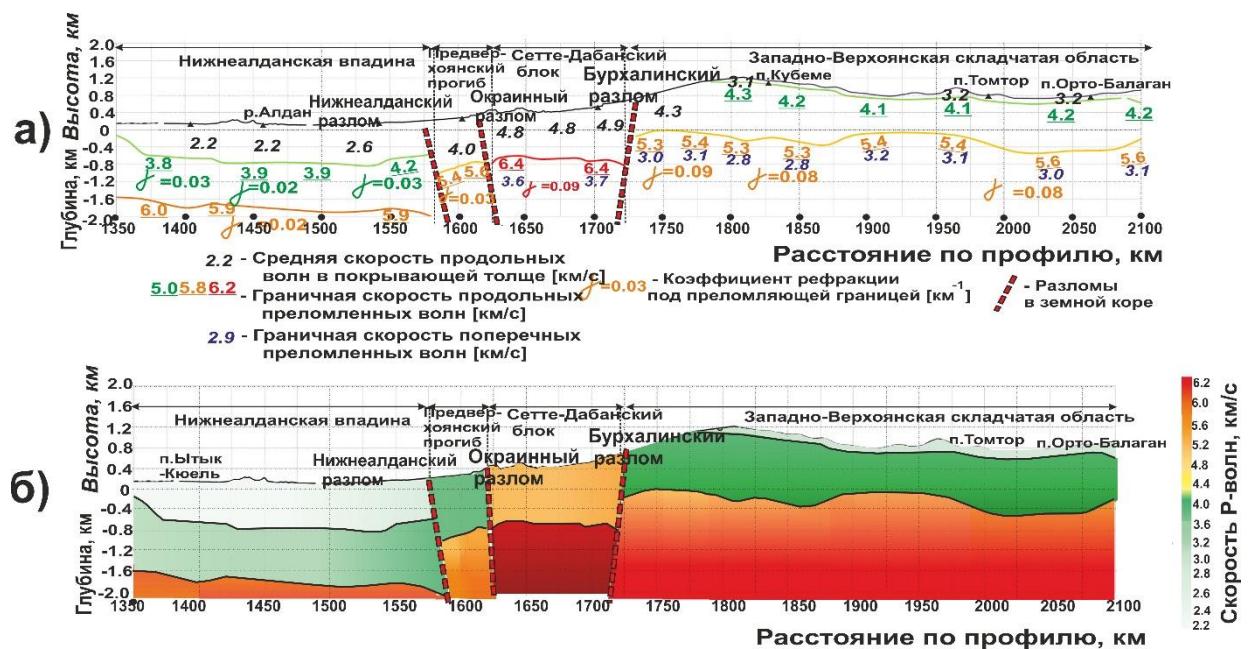


Рисунок 5.3 – Модель скоростного строения верхней части земной коры по преломленным волнам для Северо-Западного участка профиля 3-ДВ (система наблюдений ОГТ): а) модель в значениях скорости, б) модель в цвете.

Представленное на разрезе сейсмическое строение верхней коры в восточной части Сибирской платформы, пересекаемой Северо-Западным участком профиля 3-ДВ на отметках 1350-1580 км – два слоя и подстилающее их полупространство. Верхний слой со скоростью продольных волн 2.2÷2.6 км/с залегает на глубинах до -0.8 км. По справочным петрофизическим данным [Дортман, 1984], вычисленные

значения скорости продольных волн в верхнем слое свойственны менее плотным осадочным породам кайнозойского периода, которыми сложена Нижнеалданской впадине [Черкасов, Сальников, Гошко, 2013], общей мощностью примерно 1 км. Это дает основание трактовать верхний слой как толщу Нижнеалданской впадины, а первую преломляющую границу - как основание впадины. Во втором слое скорость Р-волн составляет $3.8\text{--}4.2$ км/с. Такие значения свойственны более древним и плотным осадочным породам. Поэтому, второй слой интерпретируем как осадочный чехол Сибирской платформы. Подошва второго слоя прослежена на глубине ~ 2 км относительно дневной поверхности, граничная скорость продольных волн на этой преломляющей границе ~ 5.9 км/с, присутствует незначительная рефракция $\gamma \sim 0.02$ км $^{-1}$. Эта граница, вероятно, маркирует верхнюю часть фундамента Сибирской платформы в зоне под Нижнеалданской впадиной. При пересечении линией профиля зоны Нижнеалданского разлома – границы между Нижнеалданской впадиной и Предверхоянским прогибом, глубина залегания второй преломляющей границы увеличивается до ~ 2.5 км от уровня моря. С приближением к отметке профиля 1580 км оба слоя осадочных пород характеризуются медленным нарастанием скорости продольных волн в горизонтальном направлении.

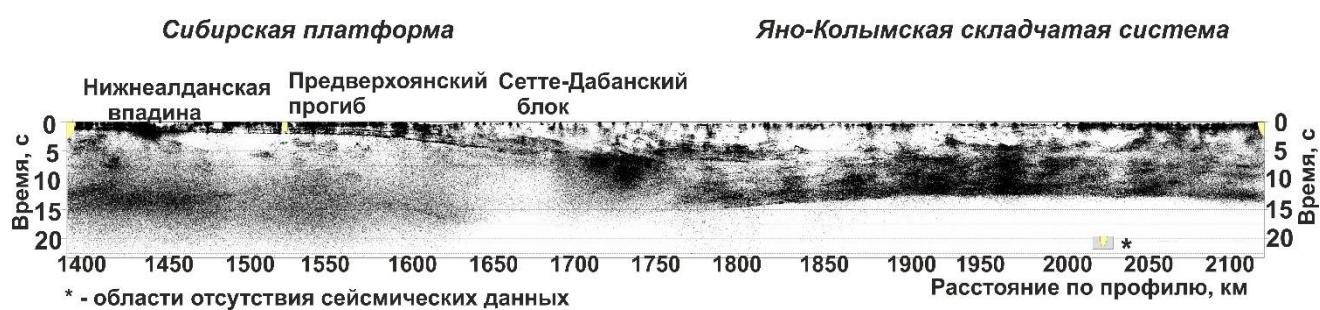


Рисунок 5.4 – Временной разрез по данным отраженных волн системы наблюдений МОВ-ОГТ [Отчет “Создание ..., 2011].

Временной разрез вдоль Северо-Западного участка профиля 3-ДВ, полученный по данным отраженных волн системы наблюдений ОГТ [Отчет “Создание ..., 2011], приведен на рисунке 5.4. Постепенное погружение в

восточном направлении сейсмических границ, прослеженных в верхней части земной коры, прослеживается не только на построенном нами разрезе, но и на интервале 1400-1600 км разреза ОГТ.

Граница между Нижнеалданской впадиной и Предверхоянским краевым прогибом проходит по Нижнеалданскому разлому. С востока Предверхоянский прогиб граничит с Сетте-Дабанским блоком по Окрайинному разлому [Черкасов, Сальников, Гошко, 2013]. В верхней части коры на интервале профиля, пересекающем часть Предверхоянского прогиба (1580-1630 км), выделена одна преломляющая граница, расположенная ниже дневной поверхности на ~0.9-1.0 км. Значения граничной скорости продольных волн составляют 5.4-5.6 км/с, коэффициент рефракции равен 0.03 км^{-1} . Скорость продольных волн в покрывающей преломляющую границу толще составляет 4.0 км/с. Вычисленные значения скорости Р-волн в верхней толще и значения граничной скорости недостаточно велики для кристаллических пород, они более характерны для осадочных пород. Соответственно, верхняя толща и подстилающее полупространство интерпретируется как часть осадочного чехла, а преломляющая граница трактуется как литологический раздел в осадочном чехле. При этом, верхний ярус осадков характеризуется более высокими значениями скорости продольных волн, чем толща Нижнеалданской впадины. Глубина залегания кристаллического фундамента в пределах Предверхоянского прогиба значительно больше, чем под Нижнеалданской впадиной. Результаты, опубликованные в работах Ю.М. Пущаровского [Пущаровский, 1959] и В.Д. Суворова [Суворов и Мельник, 2019], свидетельствуют, что общая мощность осадочного чехла в зоне Предверхоянского краевого прогиба превышает 8 км. Реализованное в системе наблюдения ОГТ максимальное расстояние источник-сейсмоприемник составляет 10 км. Такие расстояния источник-сейсмоприемник не дают возможности прослеживать сейсмические границы на большой глубине с использованием сигналов преломленных волн. Значительное увеличение глубины залегания фундамента платформы подтверждает мнение ряда исследователей [Имаева и др.,

2006; Старосельцев, 2015; Третьяков и Прокопьев, 2015] о надвиговой природе зоны сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области.

Сетте-Дабанский тектонический блок, пересекаемый профилем в интервале 1630-1720 км, ограничен с запада Окрайним разломом, а с востока - Бурхалинским разломом [Тектоника ..., 2001]. По данным отраженных волн [Отчет “Создание ..., 2011] (см. рисунок 5.4), верхняя часть коры Сетте-Дабанского блока представляет собой “белое пятно” на временном разрезе. На построенном скоростном разрезе (см. рисунок 5.3) на глубине ~1.0 км от дневной поверхности фиксируется преломляющая граница со скачком значений скорости продольных волн от 4.8 км/с до 6.4 км/с, значениями граничной скорости S-волн 3.6-3.7 км/с и рефракцией волн ($\gamma \sim 0.09 \text{ км}^{-1}$). Таким образом, по данным преломленных волн, Сетте-Дабанский блок характеризуется повышенными значениями скоростей P- и S-волн в верхней коре, что также отмечается в публикациях [Соловьев и др., 2014; Суворов, Мельник, Сальников, 2014]. На структурном геологическом разрезе земной коры Сетте-Дабанского блока (см. рисунок 2.3 б) [Прокопьев, 1998], построенном по линии наблюдения, расположенной на ~150 км южнее линии Северо-Западного участка профиля З-ДВ, на глубине ~1.2 км от дневной поверхности фиксируется стратиграфическое несогласие между верхней толщей карбонатных осадочных пород и подстилающей толщей вулканогенных пород, в которой также присутствуют интрузии ультраосновных пород. Зафиксированные на нашем разрезе значения скорости P-волн в покрывающей толще и значения граничной скорости под преломляющей границей в пределах Сетте-Дабанского блока дают возможность трактовать преломляющую границу в створе профиля З-ДВ как поверхность этого стратиграфического несогласия.

Западно-Верхоянская складчатая область пересекается профилем З-ДВ в интервале 1720-2100 км. В самой верхней части разреза на глубинах 50-100 м от

дневной поверхности зафиксирован преломляющий горизонт с граничной скоростью ~ 4.2 км/с. Скорость продольных волн в покрывающей эту границу среде составляет $3.1\text{--}3.2$ км/с. Вторая преломляющая граница, прослеживается на глубинах $0.8\div 1.2$ км от дневной поверхности. Граничная скорость соответствующих этой границе P-волн изменяется в от 5.3 до 5.6 км/с, коэффициент рефракции составляет $0.08\div 0.09$ км $^{-1}$. Значения граничной скорости S-волн в исследуемой части верхней коры Западно-Верхоянской области составляют 2.8-3.2 км/с.

5.1.3. Интерпретация скоростного разреза верхней части земной коры по Северо-Восточному участку опорного профиля 3-ДВ. Северо-Восточный участок профиля 3-ДВ простирается в зоне сочленения Евразийской и Охотоморской литосферных плит [Соловьев и др., 2016]. Скоростная модель, охватывающая верхнюю часть коры основных тектонических структур, пересекаемых Северо-Восточным участком, показана на рисунке 5.5 а. Рисунок 5.5 б иллюстрирует значения отношения скоростей продольных и поперечных волн, соответствующие скоростному разрезу.

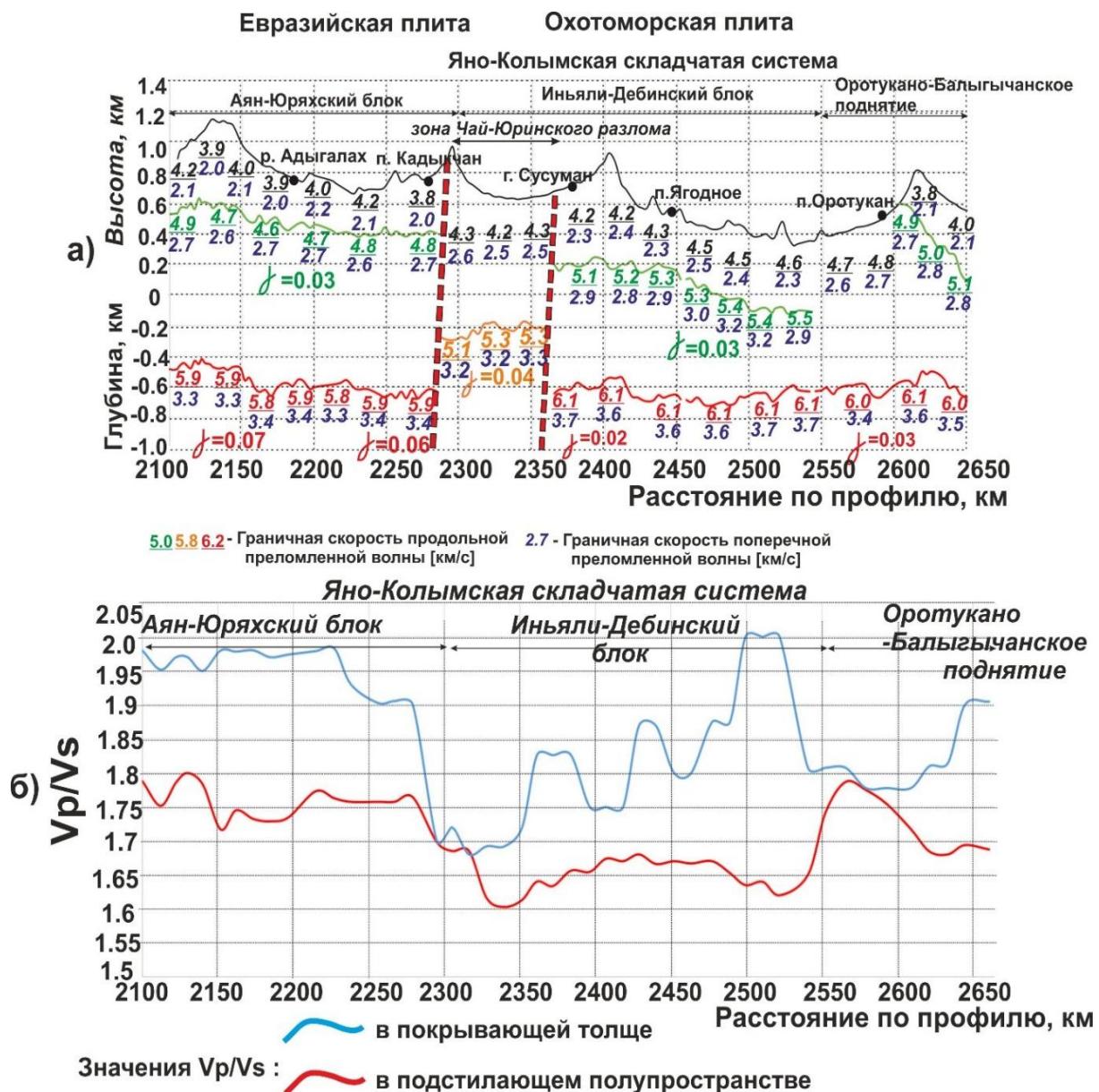


Рисунок 5.5 – Скоростная модель верхней части коры (а) и графики значений Vp/Vs в верхней коре вдоль Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ (б).

На рисунке 5.6 продемонстрировано представление скоростной модели верхней части земной коры в цвете по данным продольных волн вдоль Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ.

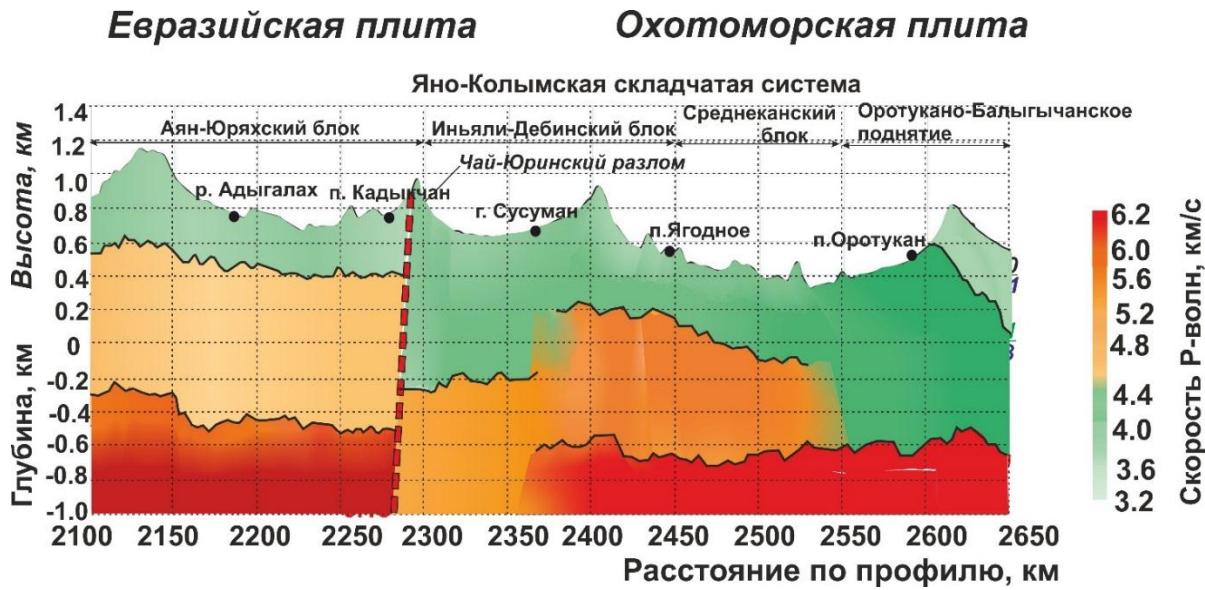


Рисунок 5.6 – Скоростная модель верхней части земной коры в створе Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ по данным продольных волн.

На разрезе верхней коры в зоне Аян-Юряхского блока (2100–2270 км) в диапазонах отметок 0.5–0.8 км и минус 0.6–0.5 км от уровня моря, соответственно, прослежено два сейсмических горизонта с подстилающим их полупространством. Верхний горизонт, расположенный между абсолютными отметками 0.5 км и 0.8 км, характеризуется скоростью продольных волн, изменяющейся в пределах ~3.8–4.2 км/с и скоростью поперечных волн от 2.0 до 2.1 км/с. В промежуточном слое скорость продольных волн варьирует от 4.6 до 4.8 км/с. При этом граничная скорость поперечных преломленных волн под первой преломляющей границей меняется по профилю от 2.6 до 2.7 км/с. Значения Vp/Vs в двух горизонтах изменяются в диапазоне 1.90–2.0. Зафиксированные в верхних горизонтах значения скорости продольных и поперечных волн, как и повышенные значения Vp/Vs , более характерны для пород осадочного чехла [Кашубин и др., 2011]. Вторая преломляющая граница (подошва второго слоя) прослежена на глубине минус 0.6 км ниже уровня моря. Эта граница характеризуется достаточно высокой граничной скоростью продольных волн – 5.8–5.9 км/с. Граничная скорость S-волн, соответствующих этой границе, изменяется в пределах от 3.3 км/с до 3.4 км/с. Значения отношения скоростей волн под второй преломляющей границей – ~1.75.

Следует отметить рефракцию волн ($0.06\text{-}0.07 \text{ км}^{-1}$) под этой преломляющей границей. При этом можно упомянуть, что значения средней скорости Р-волн, соответствующие интервалу глубин 0-3 км, в пределах западной части Аян-Юряхского антиклиниория, меняются по латерали в пределах 5.0-5.4 км/с по данным ГСЗ [Соловьев и др., 2016], что сопоставимо с нашими результатами. Согласно геологическим представлениям, опубликованным в [Бяков и Ведерников, 2013], общая мощность осадков в зоне Аян-Юряхского антиклиниория превышает 5 км. Поэтому вторая преломляющая граница не является поверхностью кристаллического фундамента. Но значения скорости волн в полупространстве под второй преломляющей границей достаточно велики. Они достигают верхнего предела для осадочных пород [Дортман, 1984]. Такие значения скорости свойственны только наиболее плотным осадочным породам, таким как известняк, доломит или же обломочным породам.

На отрезке 2270 км - 2350 км Северо-Восточный участок З-ДВ простирается в зоне Чай-Юринского разлома, разделяющего Иньяли-Дебинский и Аян-Юряхский блоки [Чехов, 1976], что можно видеть на рисунке 2.4. При этом отрезок профиля параллелен плоскости разлома. Верхняя часть земной коры в плоскости разреза между отметками профиля 2270-2350 км представлена двумя толщами, граница между которыми расположена на глубине минус 0.2 км от уровня моря. Скорость Р-волн в верхней толще меняется в пределах 4.2-4.3 км/с, скорость S-волн – в пределах 2.5-2.6 км/с. В нижней толще зафиксированы скорости продольных волн от 5.1 до 5.3 км/с и скорости поперечных волн от 3.2 до 3.3 км/с. Приразломная зона характеризуется резко пониженными значениями отношения скоростей Vp/Vs . Значения Vp/Vs в верхней толще составляют 1.68-1.72 (коэффициент Пуассона составляет $\sim 0.22\text{-}0.24$), а под преломляющей границей они изменяются от 1.61 до 1.65 (коэффициент Пуассона составляет $\sim 0.19\text{-}0.21$). Пониженные значения отношения скоростей продольных и поперечных волн и в верхней и нижней толще, вероятно, связаны с раздробленностью пород в зоне Чай-

Юринского разлома. Также зона пониженных значений отношения Vp/Vs (~1.65) фиксируется на разрезах, построенных по данным ГСЗ методом сейсмической томографии [Соловьев и др., 2015] в верхах коры на этом же отрезке профиля (2250–2370 км), простирающемся рядом с приразломной зоной. При этом следует понимать, что детальность разрезов, построенных по материалам ГСЗ в верхах коры ниже, чем в нашем исследовании.

На отметке ~2340 км профиль делает 90-градусный поворот в северо-восточном направлении. Отрезок профиля 2350-2550 км пересекает южную окраину Иньали-Дебинского блока и зону сочленения этого блока с Оротукано-Балыгычанским поднятием. На отметках минус 0.1÷0.2 км и минус 0.7÷-0.6 км прослежены две преломляющие границы. В верхнем слое скорость Р-волн изменяется от 4.2 км/с до 4.6 км/с, скорость S-волн – 2.3-2.4 км/с. В промежуточном слое скорость Р-волн изменяется от 5.1 до 5.5 км/с, скорость S-волн меняется в диапазоне 2.9-3.2 км/с. Под нижней преломляющей границей зафиксированы скорости Р- и S-волн, составляющие 6.1 км/с и 3.6-3.7 км/с, соответственно. На отрезке 2400-2500 км Северо-Восточный участок профиля пересекает зону интрузий гранитоидов, выходящих на дневную поверхность (см. рисунок 2.4). На отметках профиля 2400-2420 км и 2450 км зафиксированы “локальные минимумы” значений Vp/Vs в верхней толще. В подстилающем полупространстве значения отношения скоростей очень низкие (~1.65). При этом значения скорости и продольных, и поперечных волн под второй преломляющей границей слишком высоки для осадочных пород. Вычисленные значения более характерны для магматических пород. Высокие скорости Р- и S-волн и пониженные значения отношения Vp/Vs подтверждают геологические данные [Горячев, 1998] об интрузиях гранитоидов кислого состава в верхней коре Иньали-Дебинского блока (см. рисунок 2.4). С этими интрузиями геологи [Константинов и др., 2013] связывают золото-кварцевое оруденение, характерное для Берелехского золоторудного района, расположенного на юго-западе Иньали-Дебинского блока и пересекаемого отрезком профиля.

Высокоскоростная преломляющая граница на глубине около минус 0.6 км от уровня моря продолжает прослеживаться и в пределах участка Оротукано-Балыгычанского поднятия (2550-2650 км). Границная скорость продольных волн составляет ~6.0 км/с на этой границе; значения граничной скорости поперечных волн изменяются в пределах от 3.4 до 3.6 км/с. На интервале профиля 2600-2650 км прослеживается преломляющая граница, залегающая на отметках 0.2-0.6 км, глубина залегания постепенно увеличивается к восточному краю профиля. Границная скорость P-волн на этой границе – 4.9-5.1 км/с, S-волн – 2.7-2.8 км/с. Скорость в покрывающей эту границу толще составляет 3.8-4.0 км/с для продольных волн и 2.0-2.1 км/с – для поперечных волн. В двух верхних толщах (выше отметки минус 0.6 км) зафиксированы значения Vp/Vs , превышающие 1.80-1.82, что характерно для осадочных пород. В нижнем полупространстве фиксируются более низкие значения Vp/Vs (<1.70).

5.2. Верификация сейсмических разрезов верхней части земной коры

Глубинность исследования строения среды по данным преломленных волн, регистрируемых системой ОГТ, ограничена максимальной длиной гидографов (10 км) и в большинстве случаев не превышает 3 км. Построенные скоростные разрезы верифицированы путем решения прямых кинематических задач.

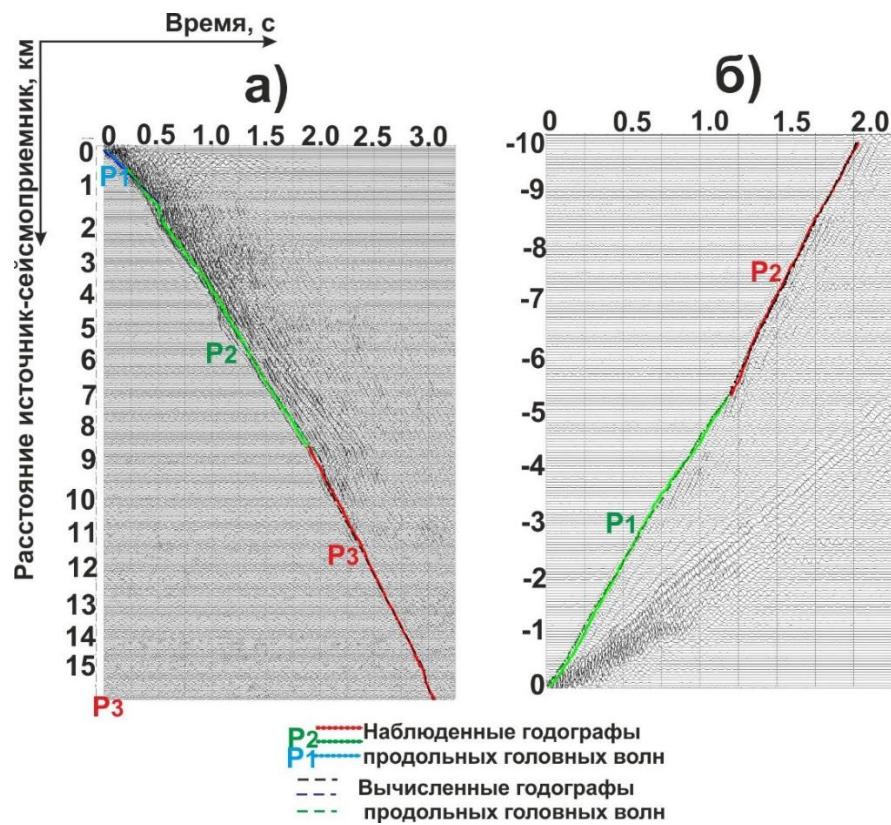


Рисунок 5.7 – Примеры наблюденных (сплошные линии) и рассчитанных (пунктирные линии) годографов на профиле 3-ДВ: а) на Южном участке, б) на Северо-Западном участке.

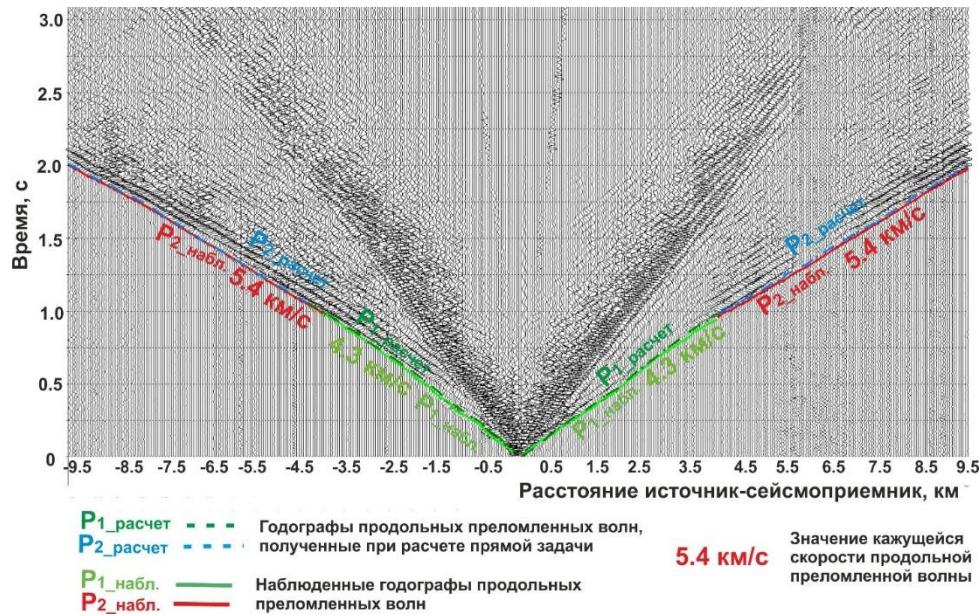


Рисунок 5.8 – Примеры наблюденных и рассчитанных годографов продольных преломленных волн на профиле 3-ДВ (Северо-Восточный участок профиля 3-ДВ).

На рисунках 5.7 и 5.8 даны примеры наблюденных и рассчитанных годографов продольных преломленных волн для разных участков профиля 3-ДВ. Максимальное значение невязки между наблюдеными и расчетными временами

пробега не превышает 30-50 мс. В то же время, фаза колебаний продольных волн составляет в среднем ~ 60 мс. С такими значениями невязок, погрешность вычисления единичных значений граничной скорости в среднем по профилю составляет 0.15-0.2 км/с. Для повышения точности выполняется осреднение значений граничной скорости в скользящем окне вдоль профиля.

На опорных профилях появляется уникальная возможность зарегистрировать данные сейсморазведки с высокой кратностью в зонах осадочных бассейнов и складчатых областей и методом динамического пересчета выделить когерентные сигналы, соответствующие головным волнам. Точность построений временных разрезов $L=const$ и динамических годографов $i=const$ оценивалась с использованием рассчитанных вдоль профиля спектров когерентности (см. рисунки 3.9-3.11). Если в среде отсутствуют преломляющие границы, то на результирующих материалах мы не увидим отчетливых и протяженных линий синфазности, соответствующих преломленным волнам. При этом будут зафиксированы значения спектров когерентности, не превышающие 0.3-0.4. При динамическом пересчете данных системы наблюдения ОГТ, вдоль профиля З-ДВ значения спектров когерентности составляют 0.8-0.9 в полосе частот опорных волн. При кратности системы, составляющей ~ 40 -60 по опорным волнам, удается достичь значений относительной ошибки вычисления фильтров пересчета, не превышающих 5-10 %. На построенных временных разрезах вдоль профиля З-ДВ не только в зонах осадочных бассейнов, но и в складчатых областях уверенно фиксируются сигналы продольных и поперечных преломленных волн [Полянский и др., 2016, Полянский и др., 2017; Полянский, Еманов, Сальников, 2018]. При этом преломляющие границы, которым соответствуют эти волны, зачастую секут геологические складки. Обзор случаев существования пологозалегающих преломляющих границ в консолидированной земной коре на разных глубинах сделан С.В. Крыловым в работе [Крылов, 1967], в статьях [Крылов, 1967; Крылов, 1970] рассмотрена возможная природа таких границ. При этом указывается, что

природа пологих сейсмических границ даже на одной и той же глубине может быть разной в пересекаемых профилем геологических структурах.

Интерпретация всех преломленных волн исключительно как рефрагированных [Авербух, 1975; Резанов, 1980] получило в практике сейсмических исследований неоднозначную трактовку. Различия кинематических особенностей головных и рефрагированных волн в реальных средах детально рассмотрены Н.Н. Пузыревым в работе [Пузырев, 1987].

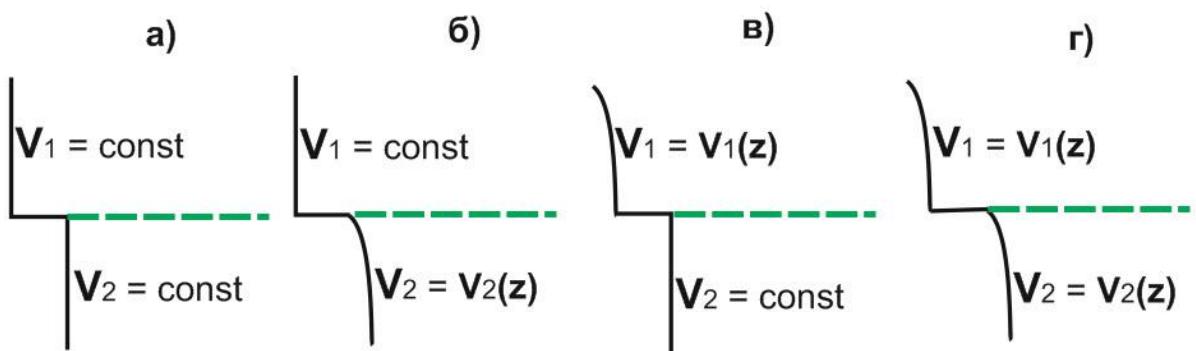


Рисунок 5.9 – Типы моделей распределения скоростей на границе [Пузырев, 1987], на которой образуется головная волна. а) скачок скорости при постоянных значениях её в покрывающей и подстилающей средах; б) скачок скорости при постоянном значении её в покрывающей среде и возрастающей скорости с глубиной в подстилающем слое; в) скачок скорости при возрастающей скорости с глубиной в покрывающем слое и постоянной скорости в подстилающей среде; г) скачок скорости при увеличивающихся её значениях с глубиной как в покрывающей, так и в подстилающей средах.

На рисунке 5.9 показаны скоростные модели сред, в рамках которых образуется разрыв фронтов падающих сейсмических волн на границах и формируются волны с коническим фронтом, выходящие на поверхность как головные. Также возможно существование головных волн 2-го рода, когда отсутствует скачок скорости на границе, а фиксируется только изменение градиента скорости [Крылов, 1967]. Анализ кинематических характеристик головных волн для более сложных моделей скоростного строения сред представлен в работе [Гамбурцев и др., 1952]. В рамках нашего исследования, для пологих преломляющих границ в верхней части коры осадочных бассейнов и складчатых областей, в основном представлены модели а) и б).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследования обоснована возможность применения метода динамического пересчета преломленных волн при обработке данных ОГТ и ГСЗ на опорных профилях и развита программно-алгоритмическая составляющая метода динамического пересчета. С применением разработанных алгоритмов для обработки данных преломленных волн, зарегистрированных системой ОГТ, получена новая информация о скоростном строении верхней части земной коры вдоль профиля З-ДВ.

Полученная дифференцированием функции разности нагоняющих годографов преломленных волн формула вычисления амплитудно-частотных характеристик фильтров пересчета с учетом параметров кривизны профиля является важным результатом исследования. Расчеты АЧХ фильтров пересчета с использованием этой формулы показали, что при динамическом пересчете кривизна профиля воздействует на результирующие сигналы преломленных волн как низкочастотный фильтр. В рамках модели с линейным возрастанием скорости волн в подстилающем полупространстве рассчитаны АЧХ низкочастотных фильтров, обусловленных влиянием рефракции волн. Вычисленные значения АЧХ показывают, что при динамическом пересчете данных, регистрируемых системами наблюдений ОГТ и ГСЗ, уменьшение амплитуды результирующих сигналов в условиях профиля З-ДВ незначительно.

Создан алгоритм цифровой обработки данных преломленных волн, зарегистрированных системой наблюдения ОГТ, на основе метода динамического пересчета: 1) определение областей прослеживания преломленных волн по сейсмограммам ОПВ $i=const$ и автоматический контроль изменения областей прослеживания волн вдоль профиля по значениям $\Delta x/\Delta t$, вычисляемым в окнах ΔL_1 и ΔL_2 ; 2) динамический пересчет трасс, входящих в области прослеживания, во временные разрезы $L=const$; 3) вычисление граничной скорости преломленных волн и значений t_0 по временным разрезам $L=const$, автоматический контроль

рефракции волн вдоль профиля по частотным спектрам трасс временных разрезов $L=const$; 4) переход от временных разрезов к скоростным на основе способа t_0 . Построенные временные и скоростные разрезы отобразили динамические и кинематические характеристики волнового поля, соответствующего верхней части земной коры осадочных бассейнов и складчатых областей на профиле 3-ДВ. Установлено, что преломленным волнам, распространяющимся в осадочном чехле, свойственна отсутствующая или незначительная рефракция, а преломленным волнам в пределах складчатых областей, как правило, свойственна более сильная рефракция. На участках профиля 3-ДВ прослежены преломляющие горизонты, интерпретируемые как границы в осадочном чехле и кровля фундамента Сибирской платформы; в зоне Предверхоянского прогиба зафиксирована преломляющая граница раздела пород в осадочном чехле. Фундамент в области Предверхоянского прогиба находится на глубинах, не доступных системе наблюдений ОГТ. В верхней части коры в Сетте-Дабанской зоне зафиксирована преломляющая граница, интерпретируемая как несогласие между толщиной карбонатных и вулканогенно-осадочных пород с интрузиями пород основного состава. Таким образом, подтверждается мнение ряда исследователей [Имаева и др, 2006; Черкасов, Сальников, Гошко, 2013; Старосельцев, 2015; Третьяков и Прокопьев, 2015] о надвиговой структуре зоны сочленения Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области.

Вдоль Северо-Восточного участка профиля 3-ДВ методом динамического пересчета выполнена селекция сигналов поперечных преломленных волн. Построены графики, отображающие изменение значений отношения скоростей Р- и S- волн в верхней части коры. Полученная информация о значениях Vp/Vs актуальна для металлогении Магаданской области и республики Якутия.

Без сомнений, следует продолжить развитие программно-алгоритмической составляющей методов цифровой обработки данных преломленных волн. Актуальной задачей является определение динамических характеристик

волнового поля, преломленных на глубинных границах раздела в земной коре. Несомненно, необходима разработка новых алгоритмов, позволяющих эффективно применять метод динамического пересчета для обработки данных ГСЗ. Использование полученной важной информации о частотных спектрах сигналов волн, преломленных на границе Мохоровичича, и о закономерностях рефракции волн в глубинных толщах земной коры позволит повысить разрешающую способность метода ГСЗ при локализации глубинных разломов и границ литосферных плит.

Не менее актуальная задача в перспективе исследования - разработка алгоритмов миграции на основе метода динамического пересчета преломленных волн. В настоящий момент полностью автоматизировано построение временных разрезов и только частично – переход от них к скоростным. Некоторые сейсмограммы (например, линия начальных точек и линия сопряженных точек головной волны), по мнению С.В. Гольдина [Гольдин, 1991] могут быть преобразованы в глубинные разрезы. Программная реализация таких алгоритмов даст возможность оперативно получать сейсмические модели земной коры вдоль опорных профилей с высокой степенью достоверности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авербух А.Г. Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами / Авербух А.Г. – М.: Недра, 1975. – 223с.
2. Азаров Н.Я. Сейсмоакустический метод прогноза горно-геологических условий эксплуатации угольных месторождений / Азаров Н.Я., Яковлев Д.В. – М.: Недра, 1988. – 199 с.
3. Ампилов Ю.П. Новейшие технологии сейсмического мониторинга 4D при разработке морских месторождений нефти и газа / Ампилов Ю.П., Батурина Д.Г. // Технологии сейсморазведки. – 2013. – №2. – С. 31–36.
4. Андронов А.А. Теория колебаний / Андронов А.А., Вит А.А., Хайкин С.Э. – М.: Наука, 1981. – 568 с.
5. Бабаков И.М. Теория колебаний / Бабаков И.М. – М.: Изд-во Технико-теоретической литературы, 1959. – 627 с.
6. Башарин А.К. Северо-Азиатский кратон и Сибирская платформа: современная структура / Башарин А.К., Беляев С.Ю., Хоменко А.В. // Тихоокеанская геология. – 2005. – Т. 24. – № 6. – С. 3–15.
7. Бендат Дж. Измерение и анализ случайных процессов / Бендат Дж., Пирсол А. – М.: Мир, 1971. – 408 с.
8. Бендат Дж. Применения корреляционного и спектрального анализа / Бендат Дж., Пирсол А. – М.: Мир, 1983. – 310 с.
9. Бендат Дж. Прикладной анализ случайных данных / Бендат Дж., Пирсол А. М.: Мир, 1989. – 540 с.
10. Берзин Н.Г. Особенности сейсмического волнового поля и глубинного строения земной коры вдоль опорного геофизического профиля 2-ДВ (Магаданская область, Северо-Восток России) / Берзин Р.Г., Сулейманов А.К., Заможняя Н.Г. // Пятые геофизические чтения им. В.В. Федынского. – М.: Центр ГЕОН им В.В. Федынского, 2003. – С. 61.

11. Берзон И.С. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах / Берзон И.С., Епинатьева А.М., Парижская Г.Н. и др. – М.: Изд–во АН СССР, 1962. – 511 с.
12. Бляс Э.А. Новый взгляд на скорости ОГТ в слоистых латерально–неоднородных средах: аналитическое и численное исследование / Бляс Э.А. // Технологии сейсморазведки. – 2005. – №3. – С. 7–25.
13. Боганик Г.Н. Сейсмическая разведка / Боганик Г.Н., Гурвич И.И. – М.: Недра, 1980. – 551 с.
14. Булина Л.В. Об использовании материалов аэромагнитной съемки для изучения глубинного строения земной коры в пределах Сибирской платформы / Булина Л.В. // Советская геология. – 1961. – №5. – С.134–138.
15. Свидетельство №2006612028. Система обработки сейсмических и георадиолокационных данных RadExPro Plus: программа для ЭВМ / Буряк С.В., Певзнер Р.Л., Полубояринов М.А., Гофман П.А., Токарев М.Ю (RU); Правообладатель: Общество с ограниченной ответственностью “Декогеофизика”. Заявка №2006611856, поступила 7.06.2006; зарегистрирована в Реестре программ для ЭВМ 14.06.2006 г.
16. Бяков А.С. Пермские морские макроформации Северо–Восточной периферии Охотского седиментационного бассейна (Северо–Восток Азии) / Бяков А.С., Ведерников И.Л. // Материалы VII Всероссийского литологического совещания. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2013. – Т. 1. – С. 131–134.
17. Волин А.П. Применение сейсморазведки при решении задач рудной геологии. Обзор проведённых исследований и анализ современного состояния / Волин А.П. – М.: Наука, 1969. – 80 с.
18. Гамбурцев Г.А. Корреляционный метод преломленных волн / Гамбурцев Г.А., Ризниченко Ю.В., Берзон И.С., Епинатьева А.М., Пасечник И.П., Косминская И.П., Карус Е.В. – М.: Изд–во АН СССР, 1952. – 240 с.

19. Гамбурцев Г.А. Избранные труды. В 3-х томах. Т.2 Основы сейсморазведки / Гамбурцев Г.А. – М.: Наука, 2003. – 439 с.
20. Геодинамика Олекмо–Становой сейсмической зоны / отв. ред. Г.С. Фрадкин. – Якутск: изд–во ЯФ СО АН СССР, 1985. – 136 с.
21. Годин Ю.Н. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИГеофизикой на русской платформе и в Средней Азии в 1956–1960 гг. / Годин Ю.Н. // Глубинное сейсмическое зондирования земной коры в СССР. Л.: Гостоптехиздат. – 1962. – С. 66–76.
22. Гольдин С.В. Линейные преобразования сейсмических сигналов / Гольдин С.В. – М.: Недра, 1974. – 350 с.
23. Гольдин С.В. К теории преобразования сейсмограмм в глубинные и временные разрезы / Гольдин С.В. // Методы расчёта и интерпретации сейсмических волновых полей. – Новосибирск: Наука, изд–во СО РАН, 1991. – С. 5–44.
24. Горошко М.В. Лено–Алданская протерозойская зона базальтоиднойprotoактивизации юго–востока Сибирской платформы / Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С., Заможняя Н.Г., Петров А.В. // ДАН. – 2013. – Т. 451. – № 3. – С. 303–307.
25. Горошко М.В. Тектоника и металлогения зоны сочленения Северо–Азиатского кратона и Тихоокеанского тектонического пояса / Горошко М.В., Шевченко Б.Ф., Гурьянов В.А., Гильманова Г.З. // Тихоокеанская геология. – 2016. – Т. 35. – № 1. – С. 15–30.
26. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото–кварцевых жильных поясов Северо–Востока Азии / Горячев Н.А. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. – 1998. – 210 с.
27. Государственная Геологическая карта Российской Федерации, масштаб 1:2500000. / Петров О.В., Морозов А.Ф., Киселев Е.А., Чепкасова Т.В., Карпузов А.Ф., Каминский В.Д., Шатов В.В., Колесников В.И., Стрельников С.И., Шокальский С.П. СПб: изд–во ВСЕГЕИ, 2012.

28. Гошко Е.Ю. Частотно–зависимый энергетический анализ глубинных сейсмических разрезов МОГТ для геологической интерпретации / Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. // Геофизика. – 2011. – №1. – С. 32–39.
29. Гошко Е.Ю. Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры юго–востока Северо–Азиатского кратона вдоль опорного профиля З–ДВ / Гошко Е.Ю., Ефимов А.С., Сальников А.С. // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – Т. 5. – № 3. – С.785–798.
30. Гриненко В.С. Нижняя–средняя юра Якутского погребенного сводового поднятия, Тукуланского выступа и Лунгхинско–Келинской впадины: расчленение разрезов и их корреляция / Гриненко В.С., Князев В.Г. // Отечественная геология. – 2017. – №1. – С.75–84.
31. Диденко А.Н. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально–Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сковородино–Томмот / Диденко А.Н., Ефимов А.С., Нелюбов П.А., Сальников А.С., Старосельцев В.С., Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Гурьянов В.А., Заможная Н.Г. // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54. – № 10. – С. 1583–1599.
32. Дортман Н.Б. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика) Справочник геофизика. 2–е изд. / Дортман Н.Б. – М.: Недра, 1984. – 455 с.
33. Еманов А.А. Оценка глубины поверхности Мохо по данным МОВЗ профиля Сайлюгем – Ельцовка / Еманов А.А., Еманов А.Ф., Фатеев А.В., Лескова Е.В. // Материалы XIII Международного научного конгресса и выставки «Интерэкспо Гео–Сибирь–2017». – Новосибирск: СГУГиТ, 2017. – Т.2. – №3. – С. 121–126.
34. Еманов А.Ф. Оптимальная обработка головных волн при системах наблюдения с многократными перекрытиями / Еманов А.Ф., Селезнев В.С. // Тезисы докладов Межд. Геофиз. Конференции и Выставки, Санкт–Петербург, 1995. Т. III. – С. 110–112.

35. Еманов А.Ф. Пересчёт колебаний фильтрами Винера как основа универсального метода обработки сейсмических волн / Еманов А.Ф., Селезнёв В.С. // Проблемы сейсмологии III–го тысячелетия: Материалы международной геофиз. конф. (Новосибирск, 15–19 сент. 2003г). – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2003. – С. 207–231.
36. Еманов А.Ф. Развитие технологии построения временных разрезов головных волн на основе динамического пересчёта волновых полей / Еманов А.Ф., Селезнёв В.С., Коршик Н.А. // Тезисы международного совещания "50 лет ГСЗ: прошлое, настоящее и будущее". (Москва, 1999). – С. 18.
37. Еманов А.Ф. Пересчёт головных волн во временные разрезы / Еманов А.Ф., Селезнёв В.С., Коршик Н.А., Гриценко С.А. // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий: Материалы международной геофизической конференции – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2000. – С. 58–62.
38. Еманов А.Ф. Автоматизированная обработка преломленных волн для многократных систем наблюдений / Еманов А.Ф., Селезнёв В.С., Коршик Н.А. // Методы, технические средства, методика обработки и интерпретации геолого-геофизических исследований при создании государственной сети опорных геофизических профилей. – Новосибирск: Изд. СНИИГГиМС, 2001. – С. 145–161.
39. Еманов А.Ф. Динамический пересчёт головных волн при обработке материалов детальной сейсморазведки / Еманов А.Ф., Селезнёв В.С., Коршик Н.А. // Проблемы региональной геофизики. Новосибирск, 2001. – С. 58–64.
40. Еманов А.Ф. Построение временных разрезов головных волн / Еманов А.Ф., Селезнев В.С., Коршик Н.А. // Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутриплатформенных транзитных зон. Материалы восьмой международной конференции. Петрозаводск, КНЦ РАН. – 2002. – С. 94–95.
41. Еманов, А.Ф. Восстановление когерентных составляющих волновых полей в сейсмике: дис. ... д–ра техн. наук: 25.00.10 / Еманов Александр Федорович. – Новосибирск, 2004. – 279 с.

42. Еманов А.Ф. Динамический пересчет головных волн при обработке данных сейсморазведки / Еманов А. Ф, Селезнев В.С, Коршик Н.А. // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 10. – С. 1031–1045.
43. Еманов А.Ф. Сейсмическая модель верхней части земной коры Юго–Восточной границы Сибирской платформы / Еманов А.Ф., **Полянский П.О.**, Сальников А.С. // Физика Земли. – 2021. – №3. – С.130–146.
44. Епинатьева А.М. Метод преломленных волн / Епинатьева А.М., Голошибин Г.М., Литвин А.Д. М.: Наука, 1990. – 297 с.
45. Имаев В.С. Сейсмотектоника Олекмо–Становой сейсмической зоны (Южная Якутия) / Имаев В.С., Имаева Л.И., Козьмин Б.М. // Литосфера. – 2005. – №2. – С.21–40.
46. Имаева Л.П. Активные сейсмоструктуры Лено–Алданского междуречья (Центральная Якутия) / Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М., Слепцов С.В. // Исследование Земли из Космоса. – 2006. – № 3. – С. 62–67.
47. Имаева Л.П. Геодинамическая активность новейших структур и поля тектонических напряжений Северо–Востока Азии / Имаева Л.П., Гусев Г.С., Имаев В.С., Ашурков С.В., Мельникова В.И., Серёдкина А.И. // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8. – № 4. – С. 737–768.
48. Имаева Л.П. Сейсмотектоническая активизация новейших структур Сибирского кратона / Имаева Л.П., Имаев В.С., Козьмин Б.М. // Геотектоника. – 2018. – № 6. – С. 36–54.
49. Кашубин С.Н. Особенности волновых полей продольных и поперечных волн при глубинных сейсмических исследованиях на акваториях / Кашубин С.Н., Сакулина Т.С., Павленкова Н.И., Лукашин Ю.П. // Технологии сейсморазведки. – 2011. – №4. – С. 88–102.
50. Козловский Е.А. Глубинные исследования недр Земли (Новое о строении земной коры) / Козловский Е.А. М.: Изд–во ВНИИ Геосистем. – 2008. – 203 с.

51. Караев Н.А. Рудная сейсморазведка / Караев Н.А., Рабинович Г.Я. – М.: ЗАО «Геоинформмарк», 2000. – 365 с.
52. Каракин А.В. Разломы, трещиноватые зоны и волноводы в верхних слоях земной оболочки / Каракин А.В., Курьянов Ю.А., Павленкова Н.И. М.: Изд–во ВНИИ Геосистем. 2003. – 230 с.
53. Киссин И.Г. Флюиды в земной коре: геофизические и тектонические аспекты / Киссин И.Г. – М.: Наука, 2009. – 328 с.
54. Кольская сверхглубокая. Научные результаты и опыт исследований. / Гл. ред.: Орлов В.П., Лавёров Н.П. – М.: МФ «ТехноНефтегаз». – 1998. – 260 с.
55. Кондратьев О.К. Проблемы совместной обработки и интерпретации отражённых и преломлённых волн в региональной сейсморазведке / Кондратьев О.К. // Геофизика. – №3. – 2002. – С. 31–49.
56. Константинов М.М. Типизация золоторудных районов в терригенно–сланцевых поясах России / Константинов М.М., Константиновский А.А., Наталенко М.В. // Региональная геология и металлогения. – 2013. – №54. – С. 75–88.
57. Константиновский А.А. Структура и геодинамика Верхоянского складчато–надвигового пояса / Константиновский А.А. // Геотектоника. – 2007. – № 5. – С. 3–22.
58. Коршик Н.А. Построение временных разрезов головных волн по материалам сверхглубинных ОГТ на опорных профилях / Коршик Н.А., Еманов А.Ф., Селезнёв В.С. // Проблемы сейсмологии III–го тысячелетия: Мат. международной геофиз. конф., г.Новосибирск, (15–19 сент. – 2003г.). – Новосибирск: Издательство СО РАН, 2003. – С. 350–354.
59. Крауфорд Ф. Волны. Берклиевский курс физики. Т. 3. / Крауфорд Ф. – М.: Наука. – 1976. – 526 с.
60. Крылов С.В. О природе сейсмических разделов земной коры. / Крылов С.В. // Региональные геофизические исследования в Сибири. – Новосибирск: Наука. Сиб. Отд–ние, 1967. – С. 105–122.

61. Крылов С.В. О пологих сейсмических границах внутри фундамента / Крылов С.В. // Геология и геофизика. – 1970. – № 4. – С. 98–110.
62. Крылов С.В. Свойства головных волн и новые возможности автоматизации их обработки / Крылов С.В., Сергеев В.Н. // Геология и геофизика. – 1985. – №4. – С. 92–102.
63. Крылов С.В. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р и S волнах / Крылов С.В., Мишенькин Б.П., Мишенькина З.Р. // – Новосибирск: ВО «Наука». Сибирская издательская фирма, 1993. – 199 с.
64. Крылов С.В. Определение поглощающих свойств среды при широкоугольных сейсмических наблюдениях с многократными перекрытиями. / Крылов С.В. // Геология и геофизика. – 1998. – №7. – С. 859–869.
65. Липилин А.В. Создание государственной сети опорных геофизических профилей и сверхглубоких скважин / Липилин А.В., Аккуратов А.В., Келлер М.Б., Щукин Ю.К. // Региональная геология и металлогения. – 2000. – № 10. – С. 7–11.
66. Митрофанов Г.М. Исследование линеаризованной модели для головной волны в связи с задачей обработки данных КМПВ / Митрофанов Г.М., Сергеев В.Н. // Геология и геофизика. – 1986. – №8. – С. 98–108.
67. Минц М.В. Глубинное строение и модель неоархейской эволюции Северо–Американского кратона / Минц М.В., Афонина Т.Б. // Геодинамика и тектонофизика. – 2019. – Т.9. – №.2. – С. 309–363.
68. Павленкова Н.И. Глубинные нарушения и сейсмичность Охотского моря / Павленкова Н.И., Кашубин С.Н., Гонтовая Л.И. // Материалы XXI научно–практической Щукинской конференции с международным участием, г. Москва, (1 – 4 октября 2018 г.). Под. Ред. Рогожина Е.А., Надежка Л.И. – 2018. – С. 280–284.
69. Павлов Ю.А. Глубинное строение Восточно–Саянского и Южно–Алданского ограничений Сибирской платформы / Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. – Новосибирск: изд–во «Наука». Сибирское отделение. 1993. – 119 с.

70. Парфенов Л.М. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо–Восточной Азии / Парфенов Л.М., Берzin Н.А., Ханчук А.И., Бадарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогоо О., Янь X. // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22. – № 6. – С. 7–41.
71. Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. / ред. Богатиков О.А. – СПб.: Изд–во ВСЕГЕИ, 2008. – 200 с.
72. Половков В.В. Выявление залежи углеводородов в Восточно–Сибирском море с помощью совместного использования отраженных и преломленных волн / Половков В.В. // Нефтегазовая геология. Теория и практика. – 2011. – Т.6. – №4. – С. 1–17.
73. Полянский П. О. Автоматизированная обработка головных волн с учетом рефракции (математическое моделирование) / **Полянский П.О.** // XII Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. материалов. (Екатеринбург, 23–27 апреля, 2012 г.). – Пермь: ГИ УрО РАН, 2011. – С. 186–189.
74. Полянский П.О. Автоматизированное вычисление поправок за рефракцию / **Полянский П.О.** // XIII Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник науч. Материалов. (Екатеринбург, 23–27 апреля, 2012 г.). – Екатеринбург: УрО РАН, 2012. – С. 162–166.
75. Полянский П.О. Алгоритм определения баз сопряженных точек / **Полянский П.О.** // Тезисы докладов Всероссийской конференции с международным участием «50 лет сейсмологического мониторинга Сибири», (Новосибирск, 21–25 октября 2013 г.). – Новосибирск: Изд–во “Полиграфика”, 2013. – С. 191–196.
76. Полянский П.О. Автоматизированное определение баз сопряженных точек в задаче миграции преломленных волн / **Полянский П.О.** // XV Уральская молодежная научная школа по геофизике: Сборник научных материалов.

(Екатеринбург, 24–29 марта 2014 г.). – Екатеринбург: УрО РАН, 2014. – С. 181–185.

77. Полянский П.О. Применение алгоритма динамического пересчета головных волн к обработке данных ОГТ (северо–западный участок опорного профиля 3–ДВ) / **Полянский П.О.**, Сальников А.С, Еманов А.Ф. // Геофизические методы исследования земной коры: Материалы Всероссийской конференции, посвященной 100–летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева. (Новосибирск, 8–13 декабря 2014 г.). – Новосибирск: Изд–во ИНГГ СО РАН, 2014. – С. 238–244.

78. Полянский П.О. Применение алгоритма динамического пересчета головных волн к обработке данных сейсмического профиля 3–ДВ / **Полянский П.О.** // XVI Уральская молодежная научная школа по геофизике: сб. науч. материалов. (Пермь, 16–20 марта 2015 г.). – Пермь: ГИ УрО РАН, 2015. – С. 248–252.

79. Полянский П.О. Преломляющие границы верхней части земной коры в зоне сочленения Сибирской платформы и Верхояно–Колымской складчатой системы / **Полянский П.О.** // XVII Уральская молодежная научная школа по геофизике: сборник научных материалов. (Екатеринбург, 20–26 марта 2016 г.). – Екатеринбург: УрО РАН, 2016. – С. 158–161.

80. Полянский П.О. Применение динамического пересчета головных волн на Центральном участке профиля 3–ДВ (респ. Якутия) для изучения преломляющих границ верхней части земной коры / **Полянский П.О.**, Сальников А.С., Еманов А.Ф. // Материалы XII Международного научного конгресса и выставки «Интерэспо Гео–Сибирь–2016». – Новосибирск: СГУГиТ, 2016. – Т. 2. – №1. – С.210–215.

81. Полянский П.О. Использование метода динамического пересчета для изучения преломляющих границ в верхней части земной коры на опорном профиле 3–ДВ (Северо–Восточный участок, Магаданская обл.) / **Полянский П.О.**, Еманов А.Ф., Сальников А.С. // Сборник тезисов научно–практической

конференции “Сейсмические технологии 2016”. (Москва, 18–20 апреля 2016 г.). – М: Изд–во ООО “Феория”, 2016. – С. 154–158.

82. Полянский П.О. Временные разрезы головных волн верхней части земной коры на опорном профиле З–ДВ (Северо–Восточный участок) / **Полянский П.О.**, Сальников А.С., Еманов А.Ф., Жабин В.В. // Геология и минерально–сырьевые ресурсы Сибири. – 2016. – №2. – С. 86–95.

83. Полянский П.О. Временные разрезы головных волн в области сочленения Сибирской платформы и Верхояно–Колымской складчатой области / **Полянский П.О.**, Еманов А.Ф., Сальников А.С. // сб. материалов научно–практической конференции “ГеоБайкал–2016. Расширяя горизонты” (Иркутск, 20–26 августа 2016 г.). EAGE publications BV, 2016. – С. SS03. – DOI: 10.3997/2214–4609.201601734.

84. Полянский П.О. Методические вопросы динамического пересчета головных волн на опорных геофизических профилях. / **Полянский П.О.** // XVIII Уральская молодежная научная школа по геофизике: сборник научных материалов, (Пермь, 16–20 марта 2017 г.). – Пермь: ГИ УрО РАН, 2017. – С. 161–166.

85. Полянский П.О. Особенности методики динамического пересчета головных волн на опорном профиле З–ДВ/ **Полянский П.О.**, Еманов А.Ф., Сальников А.С. // Материалы XIII Международного научного конгресса и выставки «Интерэкспо Гео–Сибирь–2017». – Новосибирск: СГУГиТ, 2017. – Т.2. – №4. – С. 28–33.

86. Полянский П.О. Временные разрезы головных волн верхней части земной коры на опорном профиле З–ДВ (Северо–Западный участок) / **Полянский П.О.**, Сальников А.С., Еманов А.Ф., Жабин В.В. // Геология и минерально–сырьевые ресурсы Сибири. – 2017. – №2. – С. 112–122.

87. Полянский П.О. Автоматизированная обработка головных волн на опорном профиле З–ДВ методом динамического пересчета / **Полянский П.О.**, Еманов А.Ф. // Материалы XXVII Всероссийской молодежной конференции с

участием исследователей из других стран. (Иркутск, 22–28 мая 2017 г.). – Иркутск: Изд–во ИЗК СО РАН, 2017. – С. 178–180.

88. Полянский П.О. Динамический пересчет головных волн на опорном геофизическом профиле 3–ДВ для исследования верхней части земной коры / **Полянский П.О.**, Еманов А.Ф. // материалы IV всероссийской молодежной научно–практической школы–конференции. (Шира, Республика Хакасия, 31 июля – 6 августа 2017 г.). – Новосибирск, 2017. – С. 88–91.

89. Полянский П.О. Строение верхней части земной коры в полосе Центрального участка профиля 3–ДВ по данным преломленных волн / **Полянский П.О.** // XIX Уральская молодежная научная школа по геофизике. сб. науч. материалов. (г. Екатеринбург, 26–30 марта, 2018 г.). – Екатеринбург: УрО РАН, 2018. – С.137– 140.

90. Полянский П.О. Изучение характеристик преломляющих горизонтов верхней части земной коры на южном участке профиля 3–ДВ / **Полянский П.О.**, Еманов А.Ф., Сальников А.С. // Материалы XV Международного научного конгресса и выставки «Интерэкспо Гео–Сибирь–2018». – Новосибирск: СГУГиТ, 2018. – Т. 2. – №4. – С. 17–25.

91. Полянский П.О. Цифровая обработка данных глубинного МОВ-ОГТ для изучения преломляющих горизонтов (профиль 3–ДВ) / **Полянский П.О.**, Еманов А.Ф. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы XIII Международной сейсмологической школы. (Душанбе, Республика Таджикистан, 11–15 сентября 2018 г.). – Обнинск, 2018. – С. 218–221.

92. Полянский П.О. Динамический пересчет головных волн на Центральном участке опорного профиля 3–ДВ: особенности методики и интерпретация временных разрезов / **Полянский П.О.**, Еманов А.Ф., Сальников А.С., Жабин В.В. // Геофизические исследования. – 2018. – Т. 19. – №2. – С. 5–33.

93. Полянский П.О. Преломляющие границы в верхней части земной коры на Южном участке опорного геофизического профиля З–ДВ / **Полянский П.О.**, Еманов А.Ф., Сальников А.С. // Геофизика. – 2019. – №3. – С. 80–89.
94. Полянский П.О. Преломляющие границы в верхней части земной коры на опорном профиле 1–СБ (Забайкальский участок) / **Полянский П.О.**, Еманов А.Ф., Сальников А.С. // Материалы XVI Международного научного конгресса и выставки «Интерэкспо Гео–Сибирь–2019». – Новосибирск: СГУГиТ, 2019. – Т. 2. – №4. – С. 28–33.
95. Прокопьев А.В. Верхояно-Черский коллизионный ороген / Прокопьев А.В. // Тихоокеанская геология. – 1998. – Т.17 – №5. – С. 3–10.
96. Свидетельство №2019617268. Программный комплекс для цифровой обработки данных сейсморазведки с многократными перекрытиями методом динамического пересчета головных волн “Dynmond v1.0”: программа для ЭВМ / **Полянский П.О.**, Дураченко А.В., Еманов А.Ф. (RU); правообладатель: Федеральное государственное учреждение науки Федеральный исследовательский центр “Единая геофизическая служба Российской академии наук”. Заявка №2019616086, поступила 27.05.2019; зарегистрирована в Реестре программ для ЭВМ 05.06.2019.
97. Пузырев Н.Н. Об интерпретации данных метода преломленных волн при наличии градиента скорости в нижней среде / Пузырев Н.Н. // Геология и геофизика. – 1960. – №10. – С. 120–128.
98. Пузырев Н.Н. Точечные сейсмические зондирования / Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Потапьев С.В // Методика сейсморазведки: Сборник научных трудов. – М.: Наука, 1965. – С. 5–71.
99. Пузырев Н.Н. Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований / Пузырев Н.Н., Крылов С.В., Мишенькин Б.П. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1975. – 158 с.

100. Пузырев Н.Н. К вопросу разделения преломленных волн на головные и рефрагированные / Пузырев Н.Н. // Геология и геофизика. – 1987. – № 12. – С. 65–73.
101. Пузырев Н.Н. Структурная сейсмология. Избранные труды. / Пузырев Н.Н. Новосибирск. Изд–во СО РАН. – 2009. – 427 с.
102. Пущаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие / Пущаровский Ю.М. – М.: Изд–во АН СССР, 1959. – 154 с.
103. Резанов И.А. Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры / Резанов И.А. – М.: Недра, 1980. – 236 с.
104. Ризниченко Ю.В. О природе слоистости земной коры и верхней мантии / Ризниченко Ю.В., Косминская И.П. // Доклады АН СССР. – 1963. – Т.153. – №2. – С. 323–325.
105. Рудницкая Д.И. Построение макромодели земной коры с применением РЕАПАК–технологии по геотраверсу 3–ДВ (Восточная Сибирь) / Рудницкая Д.И., Старосельцев В.С., Сальников А.С. // Геофизика. – 2013. – №1. – С. 19–26.
106. Рыбалка А.В. Глубинное строение Урала по данным Полярно–Уральского трансекта / Рыбалка А.В., Петров Г.А., Кашубина Т.В., Куликов В.А., Егоркин А.В., Душин В.А., Кашубин С.Н. // Региональная геология и металлогения. – 2011. – №48. – С. 25–36.
107. Сакулина Т.С. Глубинные сейсмические зондирования по профилю 1–АР в Баренцевом море: методика и результаты / Сакулина Т.С., Кашубин С.Н., Павленкова Н.И // Физика земли. – 2016. – №4. – С.107.
108. Сальников А.С. Глубинное строение земной коры Северо–Востока Евразии по данным глубинного сейсмического зондирования / Сальников А.С., Ефимов А.С., Кузнецов В.Л., Еманов А.Ф., Соловьев В.М., Селезнев В.С.// «50 лет сейсмологического мониторинга Сибири» Новосибирск: Изд–во Полиграфика. 2013 – С. 201–205.
109. Санина И.А. Строение литосферы в зоне сочленения мегаблоков Восточно–Европейской платформы по данным функции приемника / Санина И.А.,

Королев С.А., Косарев Г.Л., Ризниченко О.Ю. // ДАН. – 2014. – Т. 456. – №3. – С. 338.

110. Сафонов А.Ф. Геология и перспективы нефтегазоносности северной части Предверхоянского прогиба. / Сафонов А.Ф. – Новосибирск: «Наука», Сиб. Отд–ние, 1974. – 112 с.

111. Селезнев В.С. Глубинные вибросейсмические исследования на Дальнем Востоке России. / Селезнев В.С., Соловьев В.М., Еманов А.Ф., Ефимов А.С., Сальников А.С., Чичинин И.С., Кашун В.Н., Романенко И.Е., Елагин С.А., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е., Сережников Н.А., Максимов М.А. // Проблемы информатики. – 2013. – №3(20). – С. 30–41.

112. Селезнев В.С. Пересчет волновых полей головных волн фильтрами Винера / Селезнев В.С., Еманов А.Ф. // Геология и геофизика. – 1998. – № 4. – С. 536–546.

113. Сейсмологическая модель литосферы северной Европы: Лапландско–Печенегский район / под. ред. Шарова Н.В. // – Апатиты: КНЦ РАН, 1997. – 173 с.

114. Сейсморазведка: Справочник геофизика: В 2т. – М.: Недра, 1990. – Т.1. –336 с. – Т. 2. – 400 с.

115. Сергеев В.Н. Учёт геометрического расхождения и рефракции при пересчёте поля колебаний преломленных волн/ Сергеев В.Н. // Геология и геофизика. –1988. – №3. – С. 93–102.

116. Сергеев В.Н. Некоторые практические аспекты пересчёта колебаний преломленных волн / Сергеев В.Н. // Математические проблемы интерпретации данных сейсморазведки. Новосибирск: Наука, 1988. – С. 175–186.

117. Сержантов Р.Б. Глубинное геолого–геофизическое изучение недр России: современное состояние и основные задачи / Сержантов Р.Б., Кашубин С.Н., Эринчек Ю.М., Татаринов В.Ю., Мильтейн Е.Д. // Региональная геология и металлогения. – 2013. – № 53. – С. 26–31.

118. Отчет “Создание опорного геолого-геофизического профиля З-ДВ (Северо-Западный участок)” в 5 книгах и 2 папках. Гос. регистрационный номер 036-11-114 от 31.05.2011. Отв. исполнители Сальников А.С., Старосельцев В.С., Соболев П.Н.
119. Соловьев В.М. Использование эффективных сейсмических моделей сред при работах ГСЗ на опорных профилях в Восточной части России. / Соловьев В.М., Селезнев В.С., Сальников А.С., Кашубина Т.В., Шенмайер А.Е. // Геология и минерально–сырьевые ресурсы Сибири. –2014. – №4. – С. 74–86.
120. Соловьев В.М. Глубинные сейсмические исследования на субширотном трансекте Хандыга – Сусуман – Мяkit в области сочленения Евразиатской, Североамериканской и Охотоморской континентальных плит. / Соловьев В.М., Сальников А.С., Тимофеев В.Ю., Шибаев С.В., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. // Интерэкспо Гео–Сибирь. – 2014. – Т. 2. – № 23. – С. 61–67.
121. Соловьев В.М. К использованию поперечных волн на опорных профилях на востоке России // Соловьев В.М., Селезнев В.С., Еманов А.Ф., Сальников А.С., Кашун В.Н., Романенко И.Е., Елагин С.А., Шенмайер А.Е. // Материалы XI международного научного конгресса “Интерэкспо Гео-Сибирь-2015”. – 2015. – Т. 2. – № 2. – С. 249–254.
122. Соловьев В.М. Особенности сейсмического строения области сочленения Евразийской и Охотоморской плит на Востоке России (в створе опорного профиля З-ДВ) // Соловьев В.М., Селезнев В.С., Сальников А.С., Шибаев С.В., Тимофеев В.Ю., Лисейкин А.В., Шенмайер А.Е. // Геология и геофизика. – 2016. – Т.57. – №11. – С. 2044–2058.
123. Соловьев В.М. Об аномалиях скоростного строения верхней мантии Прибайкалья и Забайкалья по данным сейсмологии и ГСЗ / Соловьев В.М, Чечельницкий В.В., Сальников А.С., Селезнев В.С., Лисейкин А.В., Галева Н.А. // Материалы XV Международного научного конгресса и выставки «Интерэкспо Гео–Сибирь–2018». – Новосибирск: СГУГиТ. – 2018. – Т. 2. – №4. – С. 32–40.

124. Старобинец А.Е. Цифровая обработка и интерпретация данных метода преломленных волн. / Старобинец А.Е., Старобинец М.Е. М.: Недра, 1988. – 297 с.
125. Старосельцев В.С. Геолого–геофизические предпосылки юго–восточного продолжения Сибирской платформы. / Старосельцев В.С. // Геология и минерально–сырьевые ресурсы Сибири. – 2015. – Т. 24. – № 4. – С. 3–10.
126. Суворов В.Д. К интерпретации данных многократных систем наблюдений преломленных волн при изучении фундамента Западно–Сибирской плиты / Суворов В.Д., Сергеев В.Н. // Геология и геофизика. –1982. – №6. – С. 102–109.
127. Суворов В.Д. Строение верхней части земной коры по данным КМПВ вдоль профиля 3–ДВ (Сковородино–Томмот–Якутск–Сусуман–Мяkit). / Суворов В.Д., Мельник Е.А., Сальников А.С. // Геофизические методы исследования земной коры. Материалы всероссийской конференции, посвящённой 100–летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева (8–13 декабря 2014 г.). – Новосибирск: Изд–во ИНГГ СО РАН, 2014. – С. 264–269.
128. Суворов В.Д. Скоростная модель глубинного строения Чульманской впадины (Алданский щит) по данным первых вступлений / Суворов В.Д., Мельник Е.А., Мишенькина З.Р., Сальников А.С. // Технологии сейсморазведки. – 2016. – № 2. – С. 109–117.
129. Суворов В.Д. Региональное структурно–тектоническое районирование верхней коры Забайкалья по данным КМПВ (Профиль 1–СБ, Южный участок). / Суворов В.Д, Мельник Е.А., Сальников А.С. // Материалы XV Международного научного конгресса и выставки «Интерэспро Гео–Сибирь–2018». – Новосибирск: СГУГиТ. – 2017. – Т. 2. – №4. – С. 100–105.
130. Суворов В.Д. Тектонический покров в зоне сочленения Сибирского кратона и Верхояно–Колымской складчатой системы (профиль 3–ДВ) / Суворов В.Д., Мельник Е.А. // Геодинамика. Геомеханика и геофизика. Материалы XVIII Всероссийского семинара. – 2018. – С. 55–58.

131. Суворов В.Д. Коллизионная зона Сибирского кратона и Верхояно–Колымской складчатой системы по сейсмическим данным (опорный профиль З–ДВ) / Суворов В.Д., Мельник Е.А. // “Геодинамика. Геомеханика и геофизика”. Материалы XIX Всероссийского семинара. – 2019. – С. 197–199.
132. Судовиков Н.Г. Геология и петрология южного обрамления Алданского щита / Судовиков Н.Г., Глебовицкий В.А., Другова Г.М. // М.: Наука, – 1965. – 290 с.
133. Тектоника, геодинамика и металлогения Республики Саха (Якутия) / под. ред. Парфенова Л.М, Кузьмина М.И. М.: МАИК “Наука/ Интерperiодика”. – 2001. – 571 с.
134. Телегин А.Н. Построение динамических разрезов по сейсмическим записям преломленных волн / Телегин А.Н., Тихонова И.М. // ДАН СССР. – 1992. – Т. 326. – №6. – С. 989–993.
135. Тимофеев В.Ю. Межплитные границы Дальневосточного региона России по результатам GPS измерений, сейсморазведочных и сейсмологических данных / Тимофеев В.Ю., Ардюков Д.Г., Соловьев В.М, Шибаев С.В., Петров А.Ф., Горнов П.Ю, Шестаков Н.В., Бойко Е.В., Тимофеев А.В. // Геология и геофизика. – 2012. – Т. 53. – №4. – С. 489–507.
136. Третьяков Ф.Ф. Тектоническое строение северной части Южно-Верхоянского орогенного пояса (Восточная Якутия) по данным опорного геофизического профиля З-ДВ / Третьяков Ф.Ф., Прокопьев А.В. // Отечественная геология. – 2015. – №. 5. – С. 96-99.
137. Тулина Ю.В. К проблеме неоднозначности интерпретации наблюдённых данных глубинного сейсмического зондирования / Тулина Ю.В., Бурмин В.Ю., Шемелева И.Б. // Наука и технологические разработки. – 2011. – Т. 90. – № 3. – С. 14–39.
138. Фейнман Р. Фейнмановские лекции по физике. т.3 Излучение. Волны. Кванты / Фейнман Р., Лейтон Р., Сэндс М. М.: Мир, – 1976. – 496 с.

139. Халевин Н.И. О субгоризонтальной слоистости верхней части земной коры на Урале / Халевин Н.И., Таврин И.Ф. // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1965. – №3. – С. 61–64.
140. Шаров Н.В. Глубинные сейсмические исследования в Юго–Восточной части Фенноскандинавского щита / Шаров Н.В. // Геофизический журнал. – 2015. – Т.37. – №5. – С. 104–120.
141. Шевченко Б.Ф. Глубинное строение, мезозойская тектоника и геодинамика области сочленения восточной части Центрально–Азиатского пояса и Сибирской платформы / Шевченко Б.Ф., Горошко М.В., Диденко А.Н., Гурьянов В.А., Старосельцев В.С., Сальников А.С. // Геология и геофизика. – 2011. – Т.52 (12). – С. 2122–2131.
142. Щукин Ю.К. Концепция региональных геофизических исследований для геологических и минерагенических целей. / Щукин Ю.К., Ерхов В.А., Костюченко С.Л., Липилин А.В., Сулейманов А.К. // Отечественная геология. – 2008. – №4. – С. 50–59.
143. Черкасов Н.Г. Инновационный прогноз нефтеносности Южного Приверхоянья и Сетте–Дабана / Черкасов Н.Г., Сальников А.С., Гошко Е.Ю. // Геология и минерально–сырьевые ресурсы Сибири. – 2013. – № 4. – С. 25–33.
144. Чехов А.Д. Глубинные разломы Иньяли–Дебинского синклиниория и некоторые особенности размещения магматических образований и оруденения / Чехов А.Д. // Новые данные по геологии Северо–Востока СССР. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1976. – С. 34–48.
145. Эринчек Ю.М. Государственная сеть опорных геолого–геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин / Эринчек Ю.М., Липилин А.В., Сержантов Р.Б., Кашубин С.Н., Мильштейн Е.Д. // Геофизические методы исследования земной коры. Материалы всероссийской конференции, посвящённой 100–летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырёва (Новосибирск, 8–13 декабря 2014 г.). – Новосибирск: Изд–во ИНГГ СО РАН, 2014. – С. 282–288.

146. Яновская Т.Б. Скоростное строение верхней мантии в зоне перехода от Восточно–Европейской платформы к Западной Европе по данным сейсмического шума / Яновская Т.Б., Королева Т.Ю. // Физика Земли. – 2012. – №7–8. – С. 3.
147. A continent revealed. The European Geotraverse. / Blundell D., Freeman R., Mueller St. Cambridge University Press, 1992. – 275 p.
148. Aki K. Determination of the three dimensional seismic structure of the lithosphere. / Aki K., Christofferson A., Husebye E.S. // J. Geophys Res. – 1977. – Vol. 82. – P. 277–296.
149. Baysal E. Reverse time migration / Baysal E., Kosloff D.D., Sherwood J.W.C. // Geophysics. – 1983. – Vol. 48. – P. 1514–1524.
150. Bensen G.D. Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States / Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Shapiro N.M. // J. Geophys. Res. – 2008. – Vol.113. – B05306.
151. Claerbout J. Toward a unified theory of reflector mapping / Claerbout J. // Geophysics. – 1971. – Vol.36. – P. 467–481.
152. Clowes R.M. LITHOPROBE reflection studies of Archean and Proterozoic crust in Canada. / Clowes R.M., Calvert A.J., Eaton D.W., Hajnal Z. // Tectonophysics. – 1996. – Vol. 264 (1–4), P. 65–88.
153. Cook F.A. COCORP seismic profiling of the Appalachian orogeny beneath the Coastal Plain of Georgia / Cook F.A., Brown L.D., Kaufman S., Oliver J.E. // GSA Bulletin. – 1981. – Vol. 92(10). P. 738–748.
154. Dziewonski A. Large-scale heterogeneities in the lower mantle / Dziewonski A., Hager B., O` Collonel R. // J. Geophys. Res. – 1977. – Vol. 82. – P. 239–255.
155. Fujita K. Seismic belt, eastern Sakha Republic (Yakutia) and Magadan District, Russia / Fujita K., Koz`min B.M., Mackey K.G., Riegel S.A., McLean M.S., Imaev V.S. // Stephan Mueller Spec Publ.Ser. – 2009. –Vol.4. – P. 117–145.

156. Jakka R.S. Suitable triggering algorithms for detecting strong ground motions using MEMS accelerometers / Jakka R.S., Garg S. // Earthquake Engineering Vibration. – 2015. – Vol.14. – P. 27–35.
157. Janik T. Evidence for preservation of crustal root beneath the Proterozoic Lapland–Kola orogen (northern Fennoscandian shield) derived from P– and S–wave velocity models of POLAR and HUKKA wide–angle reflection and refraction profiles and FIRE4 reflection transect / Janik T., Kozlovskaya E., Heikkinen P., Yliniemi J., Silvennoinen H. // J. Geophys. Res. – 2009. – Vol. 114. – B06308.
158. Hindle D. Deformation of North–Western Okhotsk plate: How it is happening / Hindle D., Fujita K., Mackey K. // Geology, Geophysics and Tectonics of Northwestern Russia: a tribute to Leonid Parfenov, Stephan Muellar Spec. Publ. Ser. – 2009. –Vol. 4. – P. 147–156.
159. Kiselev A.I. Radiating rifts and dyke swarms of the middle Paleozoic Yakutsk plume of Eastern Siberian craton / Kiselev A.I., Ernst R.E., Yarmoluk V.V., Egorov K.N. // Journal of Asian Earth Sciences. – 2012. – Vol. 45. – P. 1–16.
160. Kokinou E., Deep seismic imaging and velocity estimation in Ionian Sea / Kokinou E., Vafidis A., Loucogiannakis M., Louis I. // Journal of the Balkan Geophysical society. – 2003. – Vol. 6. №2. – P. 100–116.
161. Korsch R.J. Land seismic data acquisition proposal: Gunnedah Basin / Korsch R.J., Wake–Dyster K.D., Finlayson D.M. // Bureau of Mineral Resources, Australia, Record. 1990. –Vol. 93. – P. 205–208.
162. Kosarev G.L. Receiver function for the Thien Shan analog broadband network: contrast in the evolution of structure across the Talasso–Fargana fault. /Kosarev, G.L., Petersen, N.V., Vinnik, L.P., Roecker. S.W// J. Geophys. Res. – 1993. – Vol. 98. – P. 4437–4448.
163. Lallement S. Spatial transition from compression to extension in the Mediterranean Ridge Accretionary Complex. / Lallement S., Truffert C., Jolivet L., Henry P., Chamot–Rooke N., De Voogd B. // Tectonophysics. – 1994. Vol. 234. – P. 33–52.

164. Levin S.A. Principle of reverse-time migration / Levin S.A. // Geophysics. – 1984. – Vol. 49. – P. 493–682.
165. Lin F. Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps (2008) / Lin F., Moschetti M.P., Ritzwoller M.H. // Geophys. J. Int. – 2008. – Vol. 173. – P. 281–298.
166. Mackey G.K. Crustal thickness of Northeast Russia / Mackey G.K., Fujita K., Ruff L.J. // Tectonophysics. – 1998. – Vol. 284. – P. 283–297.
167. Mayne W.H. Common reflection point horizontal data stacking techniques / Mayne W.H. // Geophysics. – 1962. – Vol. 27. – P. 753–1027.
168. Rawlinson N. Seismic tomography: a window into deep Earth / Rawlinson N., Pozgay S., Fishwick S. // Physics of the Earth and Planetary interiors. – 2010. – Vol. 187 (3). – P. 101-135.
169. Shapiro N.M. High-resolution surface wave tomography from ambient seismic noise / Shapiro, N. M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M. H. // Science. – 2005. – Vol. 307. – P. 1615–1617.
170. Zelt C.A. Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure / Zelt C.A., Smith R.B. // Geophysical Journal. – 1992. – Vol. 108. – P. 16–34.
171. Zelt C.A. Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid travelttime and amplitude forward modeling / Zelt C.A., Ellis R.M. // Canadian Journal of Exploration Geophysics. – 1998. Vol.24. – P. 16-31.
172. Zhang Y. One-step extrapolation method for reverse time migration / Zhang Y., Zhang G. // Geophysics. – 2009– Vol.74. – №4. – P. A29–A33.
173. Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to SV in the mantle / Vinnik L.P. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 1977. – Vol. 15. – P. 1 – 18.
174. Withers M. A Comparison of Select trigger Algorithms for Automated Global Seismic Phase and Event Detection / Withers M., Aster R., Young C., Beiriger J., Harris M., Moore S., Trujillo J. // Bulletin of Seismological Society of America. – 1998. – Vol.88. – № 1. – P. 95–106.

175. Yang Y. Regional tomographic inversion of amplitude and phase of Rayleigh waves with 2-D sensitivity kernels / Yang Y, Forsyth D.W. // J. Geophys. Res. – 2006. – Vol. 166. – P. 1148–1160.
176. Yilmaz Oz. Seismic data Analysis / Yilmaz Oz. Tulsa, SEG. – 2001. – 2 vols. – 1000 p.