

Федеральное государственное бюджетное образовательное
учреждение высшего образования «Московский государственный
университет имени М. В. Ломоносова»

На правах рукописи

Давлетханов

Давлетханов Ришат Талгатович

КОРРЕКЦИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗАПИСЕЙ ЗА ВЛИЯНИЕ
ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА С СОХРАНЕНИЕМ
КИНЕМАТИКИ ОТРАЖЁННЫХ ВОЛН,
СООТВЕТСТВУЮЩИХ ПЛАСТОВОЙ МОДЕЛИ СРЕДЫ

Специальность 25.00.10 —

«Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых»

Диссертация на соискание учёной степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель 1:
д-р физ.-мат. наук, профессор
Калинин Виктор Васильевич

Научный руководитель 2:
д-р техн. наук, профессор
Жуков Александр Петрович

Москва — 2017

Оглавление

	Стр.
Введение	5
Глава 1. Обзор литературы	9
1.1 Неоднородности ВЧР	9
1.1.1 Рельеф земной поверхности	10
1.1.2 Зона выветривания	10
1.1.3 Многолетняя мерзлота	11
1.1.4 Переменные во времени факторы	11
1.2 Модель статических поправок	13
1.3 Предварительные статические поправки	16
1.3.1 Расчёт поправок по данным взрывных скважин	18
1.3.2 Расчёт поправок по головным волнам	19
1.3.3 Динамические статические поправки	21
1.4 Остаточные статические поправки	22
1.4.1 Оценка относительных временных сдвигов между сейсмическими трассами	24
1.4.2 Расчёт поправок как составных частей временных сдвигов	30
1.4.3 Интерактивная коррекция статических поправок	40
1.4.4 Поиск поправок с помощью суммирования ВКФ	42
1.4.5 Поиск поправок с помощью метода максимизации энергии суммотрассы	43
1.4.6 Поиск поправок с помощью миграции/демиграции	43
1.5 Поверхностно-согласованная коррекция амплитуд и поверхностно-согласованная деконволюция	44
1.6 Пространственный период статических поправок	45
1.7 Связь статических поправок и глубинно-скоростной модели	46
Глава 2. Учёт неоднородностей ВЧР статическими поправками или включение их в пластовую модель среды — что выбрать?	48
2.1 Введение	48

2.2	Постановка задачи	50
2.3	Моделирование	51
2.4	О модели статических сдвигов	57
2.5	Учёт неоднородностей только статическими поправками	58
2.5.1	Замещение первого слоя на слой со скоростью второго слоя	58
2.5.2	Случай без высокочастотных статических подвижек	62
2.5.3	Случай с высокочастотными статическими подвижками . .	64
2.6	Подход на основе кинематико-динамического преобразования . .	67
2.6.1	Коротко о кинематико-динамическом преобразовании . . .	67
2.6.2	Случай без высокочастотных статических подвижек	70
2.6.3	Случай с высокочастотными статическими подвижками . .	75
2.7	Сравнение результатов	81
2.8	Основные выводы по главе	87

Глава 3. Учёт влияния ВЧР на основе поверхностно-согласованной параметризации годографа

	отражённой волны	88
3.1	Введение	88
3.2	Моделирование	90
3.3	Построение ГСМ	96
3.3.1	Построение ГСМ для верхней части разреза с помощью реконструкции	100
3.3.2	Построение ГСМ для нижней части разреза в случае, когда использовалась реконструкция верхней части	103
3.3.3	Построение ГСМ для нижней части разреза в случае, когда использовалось замещение верхней части	107
3.4	Сравнение результатов	108
3.5	Основные выводы по главе	110

Глава 4. Опробование методики на псевдо-реальных данных . .

4.1	Моделирование	113
4.2	Коррекция кинематических и статических поправок	120
4.3	Построение ГСМ	124
4.3.1	Построение ГСМ для верхней части разреза	124
4.3.2	Построение ГСМ для нижней части разреза	129
4.4	Глубинная миграция в построенной модели	133

4.5	Структурная интерпретация результатов	133
4.5.1	Разность между корреляцией и истинным горизонтом . .	135
4.6	Основные выводы по главе	144
Глава 5. Опробование методики на реальных данных		145
5.1	Характеристика исходных данных	145
5.2	Коррекция кинематических и статических поправок	149
5.3	Построение ГСМ	149
5.4	Глубинная миграция в построенной модели	153
5.5	Основные выводы по главе	155
Заключение		156
Список сокращений и условных обозначений		158
Список литературы		160
Список рисунков		170
Список таблиц		177

Введение

Актуальность темы. Несмотря на то, что Западная Сибирь уже давно находится в стадии глубокого освоения, она продолжает лидировать в списке регионов России по объёмам добываемой нефти и газа. Однако все крупные месторождения, характеризующиеся высокоамплитудными структурными аномалиями, давно изучены, и оставшиеся неосвоенные ресурсы сосредоточены в объектах, имеющих малые площадные размеры и амплитуды. В настоящее время наблюдается общая тенденция к снижению коэффициента успешности поисковых работ, который в целом по России находится на уровне 0,25–0,30. Одним из существенных факторов, определяющих снижение коэффициента успешности поисковых работ, является неподтверждаемость объектов, выявленных сейсморазведкой. Основной причиной неподтверждаемости является низкая точность сейсморазведки [73].

Например, сегодня, когда все крупные месторождения нефти и газа уже изучены и разбурены, сейсморазведочные работы нацелены на поиск низкоамплитудных малоразмерных структурных аномалий (с поперечными размерами 2–5 км и амплитудой 10–15 м). Для обнаружения таких аномалий с вероятностью 90 % необходимо, чтобы погрешность определения глубины была в 2 раза меньше амплитуды, т. е. критической можно считать точность ± 5 м [73].

Верхняя часть разреза (ВЧР) представляет собой крайне неоднородную среду. На большей части Западной Сибири она включает в себя зону малых скоростей (ЗМС), подстилаемую зоной многолетнемёрзлых пород (ЗММП). Перед восстановлением параметров нижней (целевой) части разреза, требуется учесть ВЧР. Для этих целей традиционные методы обработки предполагают использование аппарата статических поправок. Однако условие его применимости зачастую не выполняется, что приводит к некорректному учёту ВЧР, и, как следствие, к ошибкам в сейсмоструктурных построениях глубинных горизонтов. Величина этих ошибок значительно превосходит критический уровень точности в 5 м. Поэтому правильный учёт неоднородностей ВЧР является актуальной задачей.

С ещё большими сложностями мы сталкиваемся в условиях Восточной Сибири, где развит трапповый магматизм. Таким образом, задача учёта неод-

неоднородностей ВЧР не привязана к какому-либо конкретному региону. Более того, она является актуальной и в случае морских сейсморазведочных работ [2].

Целью данной работы является повышение точности сейсмоструктурных построений.

Для достижения поставленной цели необходимо было решить следующие **задачи**:

1. Исследовать, как разные способы учёта неоднородностей ВЧР влияют на результат кинематической инверсии.
2. Проанализировать зависимость этого влияния от размеров неоднородностей ВЧР.
3. Предложить корректные способы учёта неоднородностей ВЧР.

Научная новизна:

1. Впервые показано искажающее влияние средне- и длиннопериодных статических поправок на результат кинематической инверсии, выполняемой R -способом и методом взаимных точек.
2. Впервые опробовано кинематико-динамическое преобразование для коррекции статических поправок.
3. Предложен способ параметризации годографа ОГТ отражённой волны (гиперболоид + трендовая составляющая статических поправок), который позволяет получить практически неискажённую глубинно-скоростную модель (ГСМ).

Практическая значимость определяется высокой стоимостью бурения поисковой скважины (миллионы долларов). Как уже отмечалось, сегодня коэффициент успешности в среднем составляет 0,25–0,30. Таким образом, экономически более целесообразно использовать может быть более сложную (более дорогую) методику обработки данных, чем сэкономить на обработке и не попасть скважиной в структурную аномалию.

Методология и методы исследования. Были опробованы различные методики коррекции неоднородностей ВЧР на синтетических данных 2D и 3D и реальном материале 3D.

Основные положения, выносимые на защиту:

1. Если для компенсации влияния средне- и длиннопериодных неоднородностей ВЧР использовать аппарат статических поправок, то получаемая ГСМ оказывается недостоверной.

2. Короткопериодные неоднородности ВЧР, наоборот, должны учитываться статическими поправками. Если их также включать в ГСМ, то модель получается негладкой, и, как следствие, результат миграции в такой модели оказывается хуже.
3. Если для параметризации годографа ОГТ отражённой волны использовать не обычный гиперболоид, а гиперболоид + трендовая составляющая статических поправок, то точность восстановления ГСМ по такой кинематике возрастает. Аналогичный положительный эффект имеет место, если для описания кинематики использовать кинематико-динамическое преобразование.

Достоверность полученных результатов демонстрируется на синтетических данных 2D и 3D. Результаты находятся в соответствии с результатами, полученными другими авторами.

Апробация работы. Основные результаты работы докладывались на пяти научно-практических конференциях:

1. Давлетханов Р., Лангман С., Силаенков О. Коррекция статических поправок с сохранением кинематики отражённых волн, соответствующих пластовой модели среды // 14-я международная научно-практическая конференция по проблемам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при геологическом моделировании месторождений углеводородов «Геомодель 2012». — EAGE. Геленджик, Россия, сент. 2012.
2. Давлетханов Р., Лангман С., Силаенков О. Кинематико-динамическое преобразование в задаче коррекции статических поправок // Международная научно-практическая конференция «Тюмень 2013: Новые геотехнологии для старых провинций». — EAGE. Тюмень, Россия, март 2013.
3. Давлетханов Р. Учёт остаточных высокочастотных статических поправок в данных, соответствующих наблюдениям на неплоской линии приведения // Научно-практическая конференция «Сейсмические технологии-2014». — Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М. В. Ломоносова, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, АО «ЦГЭ», ЕАГО. Москва, Россия, апр. 2014.
4. Давлетханов Р. Учёт влияния ВЧР при построении глубинно-скоростной модели среды // Научно-практическая конференция «Сейсмические технологии-2015». — Центр анализа сейсмических

данных МГУ имени М. В. Ломоносова, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, АО «ЦГЭ», ЕАГО. Москва, Россия, апр. 2015.

5. Давлетханов Р., Силаенков О. Параметризация годографа для описания ВЧР // Научно-практическая конференция «Сейсмические технологии-2016». — Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М. В. Ломоносова, Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН, АО «ЦГЭ», ЕАГО. Москва, Россия, апр. 2016.

Личный вклад. Автор принимал непосредственное участие в разработке методики, подходов к задаче коррекции статических поправок на основе кинематико-динамического преобразования и комплексной параметризации годографа. Также автор участвовал в разработке программного обеспечения Prime (адаптация к новым методикам обработки), опробовал программы и алгоритмы на модельных и реальных материалах, формировал системы тестов для выявления сильных и слабых сторон новых и традиционных подходов к поставленным задачам.

Публикации. Основные результаты по теме диссертации изложены в 7 печатных изданиях, 2 из которых изданы в журналах, рекомендованных ВАК, 5 — в тезисах докладов.

Объём и структура работы. Диссертация состоит из введения, пяти глав, заключения. Полный объём диссертации составляет 177 страниц, включая 76 рисунков и 9 таблиц. Список литературы содержит 94 наименования.

Глава 1. Обзор литературы

1.1 Неоднородности ВЧР

Одной из основных задач сейсморазведки является поиск нефтегазовых месторождений, расположенных, как правило, на глубинах в несколько километров. Реальные геологические среды всегда содержат скоростные неоднородности, которые искажают сейсмическую информацию. Не было бы ничего плохого, если бы эти неоднородности появлялись только на больших глубинах после целевых горизонтов и не искажали основную часть разреза. Но на практике дело обстоит иначе. При проведении сейсмических работ на суше первый же интервал глубин — верхняя часть разреза (ВЧР) — представляет собой крайне неоднородную геологическую среду, которая существенным образом искажает сейсмическую информацию, приходящую от глубинных целевых горизонтов. К этим неоднородностям ВЧР относятся [86; 87]:

- рельеф земной поверхности;
- зона малых скоростей;
- зона многолетнемёрзлых пород.

Структура неоднородности ВЧР реальных сред может характеризоваться как одним из перечисленных видов неоднородности, так и их любым сочетанием. Самая верхняя часть геологического разреза почти всегда представлена выветрелыми породами — рыхлыми современными либо трещиноватыми коренными отложениями. Скорость сейсмических волн в них практически всегда значительно ниже скорости в коренных отложениях. Эта часть разреза называется зоной малой скорости (ЗМС). Погруженные неоднородности связаны с областями развития многолетнемёрзлых пород (ЗММП). Практически для всех районов сейсмических исследований, выполняемых на суше, характерно наличие ЗМС в сочетании с переменным рельефом земной поверхности, поэтому задача их корректного учёта является актуальной.

1.1.1 Рельеф земной поверхности

Переменный рельеф земной поверхности оказывает существенное влияние на времена прихода отражённых волн. Он может приводить к очень сложным формам годографа (искажаются t_0 и $V_{\text{ОГТ}}$). Рельеф глубинных рефлекторов, наоборот, практически не оказывает влияния на данные МОВ ОГТ, так как все отражения формируются от локально-плоской границы. Однако промежуточные границы (рефракторы) также вносят искажения в кинематику, которые тем сильнее, чем сложнее поведение рефрактора и чем контрастнее граница (чем больше отношение двух скоростей).

Если рельеф земли очень гладкий (практически неизменен в пределах сейсмической расстановки), годографы имеют простую форму ($V_{\text{ОГТ}}$ не искажается), но линия t_0 всё равно имеет ложные структурные аномалии. Например, при перепадах высот 80 м и скорости волн в приповерхностном слое 1600 м/с, t_0 от горизонтальной границы варьируется в пределах 100 мс.

1.1.2 Зона выветривания

Термин «зона выветривания» имеет слегка разный смысл в геологии и геофизике. В энциклопедическом словаре [32] даётся следующее определение:

Зона выветривания (weathering) — приповерхностный, низкоскоростной слой, в котором поры горных породы в основном заполнены воздухом, а не водой. «Сейсмическая зона выветривания» обычно отличается от «геологической зоны выветривания». Часто зону выветривания в сейсмике отождествляют с ЗМС. Подошва такой зоны обычно совпадает с уровнем грунтовых вод (УГВ). Типичные значения скоростей волн в зоне выветривания составляют от 500 до 800 м/с (хотя она может опускаться и до 150 м/с). Мощность ЗМС рассчитывают либо по скважинным данным, либо по первым вступлениям.

В большинстве случаев «сейсмическая зона выветривания» толще, чем «геологическая зона выветривания». Однако в дальнейшем будем считать, что зона выветривания это то же самое, что ЗМС.

Локальные низкоскоростные аномалии проявляются на сейсмических разрезах как «проседания» в сторону больших времён (push down).

1.1.3 Многолетняя мерзлота

Многолетняя мерзлота представляет собой горные породы, температура которых остаётся ниже 0 °С в течение как минимум двух последовательных зим и лета между ними. В таких условиях вода, заполняющая поры горных пород, находится, как правило, в твёрдом состоянии, что приводит к резкому росту скоростей волн (до 3000–4000 м/с). Такого рода локальные высокоскоростные аномалии проявляются на сейсмических разрезах как «подтягивания» в сторону меньших времён (pull up).

1.1.4 Переменные во времени факторы

Некоторые параметры ВЧР не являются постоянными во времени. Это происходит из-за температурных вариаций, дождей, приливов/отливов, движения ледников, ветра, эрозии и осадконакопления, землетрясений (табл. 1). Помимо этих причин различия между сейсмическими данными, полученными на одной площади, могут быть связаны с изменением геологии месторождения (то, что исследуется в 4D сейсморазведке). Поэтому требуется тщательный анализ данных для разделения этих двух факторов.

Таблица 1 — Непостоянные во времени неоднородности ВЧР [9]

Фактор	Описание
Температура	При замерзании воды, содержащейся в порах горных пород, скорость в них значительно увеличивается. Непосредственно в воде скорость увеличивается на несколько м/с при увеличении температуры на 1 °С.
Дожди	Дожди приводят к изменению УГВ. Например, если УГВ поднимается на 3 м, а скорости увеличиваются с 500 до 1800 м/с, то двойное время пробега волны уменьшается почти на 9 мс.
Приливы/отливы	Колебания уровня моря влияют на время, затрачиваемое волной на прохождение водного слоя. Например, при изменении уровня моря на 3 м двойное время пробега волны изменяется на 4 мс. При 2D наблюдениях это приводит к невязке отражений на пересекающихся профилях. В случае 3D наблюдений в одну подборку трасс ОГТ могут попадать трассы, полученные с разных курсов корабля. Если при этом уровень моря не был постоянен, то между трассами будет присутствовать невязка, которая может ухудшать работу многоканальных фильтров (например FK) и качество суммирования. Кроме того, разные трассы в подборке ОГТ будут иметь разные периоды кратных волн.
Ветер	Основное влияние ветер оказывает на песчаные дюны. Они способны к движению за счёт переноса ветром песка через гребень; при постоянных сильных ветрах и происходит движение. Скорость движения дюн может составлять до 20 метров в год. Также за счёт уплотнения песка изменяется и скорость в них.
Осадконакопление	Интенсивное отложение осадков, происходящее в дельтах крупных рек, может оказывать значительное влияние на величину статических поправок из-за очень низких скоростей в этих осадках.

1.2 Модель статических поправок

Для устранения искажающего влияния неоднородностей ВЧР широко используют аппарат статических поправок. В энциклопедическом словаре [32] даётся следующее определение:

Статические поправки (static corrections, statics) — поправки, применяемые к сейсмическим записям для компенсации эффектов, связанных с рельефом, мощностью ЗМС (или зоны выветривания), скоростью в ней и/или превышением уровня приведения (reference plain, datum). Целью является определение времён прихода отражённых волн, которые наблюдались бы при условии, что все измерения были проведены на плоском (обычно) уровне при отсутствии ЗМС (или зоны выветривания). Эти поправки основаны на данных микросейсмокаротажа (МСК), первых вступлениях, сглаживании времён и, иногда, данных других геофизических методов. (а) Статические поправки, основанные на данных МСК, включают прямое измерение вертикальных времён от источников в скважинах до земной поверхности. (б) Расчёт статических поправок по первым вступлениям является наиболее распространённым способом для их первичной оценки, особенно при использовании наземных источников. (в) Метод сглаживания времён основан на предположении, что при отсутствии неоднородностей времена прихода волн были бы более гладкими, чем наблюдаемые времена. Обычно последний способ применяется для устранения остаточных статических поправок (residual static corrections) после учёта предварительных статических поправок (datum static corrections) методами (а) и (б).

Основополагающий принцип традиционных статических поправок — предположение, что простой временной сдвиг всей сейсмической трассы даст сейсмическую запись, которая наблюдалась бы, если источники и приёмники были бы перемещены вертикально вниз (или вверх) на уровень приведения — не совсем верно, особенно если расстояние от земной поверхности до уровня приведения велико.

Концепцию статических поправок иллюстрирует [рис. 1.1](#), где показан ход луча от источника S до приёмника R . Также показаны два слоя (ЗМС и подстилающий слой) и уровень приведения. В верхнем слое луч почти вертикален, а ниже подошвы ЗМС, где скорость обычно значительно больше, он меняет своё направление.

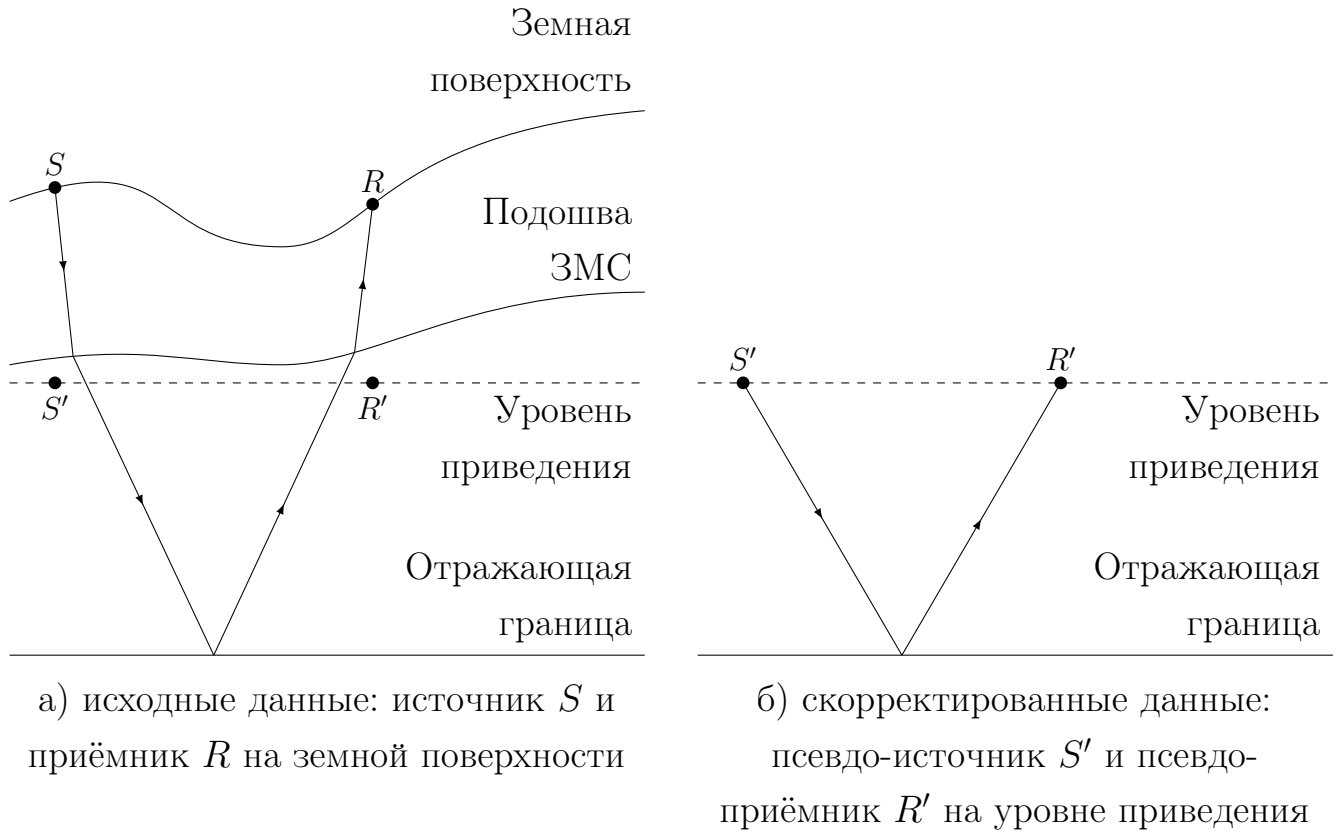


Рисунок 1.1 — Принцип ввода предварительных статических поправок [9]

Концепция статических поправок состоит в том, что исходные данные ([рис. 1.1а](#)) заменяются на другие ([рис. 1.1б](#)), где источник S' и приёмник R' расположены на уровне приведения непосредственно под S и R соответственно. В таком случае ход луча в нижнем слое (под подошвой ЗМС) слегка отличается от исходного. Отличие между ними минимально, если лучи в ЗМС вертикальны. Естественно, абсолютная вертикальность никогда не обеспечивается. Однако это требование выполняется тем точнее, если соблюдаются следующие условия [89]:

- на границе ЗМС/подстилающие породы имеется резкий положительный скачок скорости;
- граница ЗМС/подстилающие породы не имеет крутых наклонов;
- мощность ЗМС мала;
- уровень приведения близок к подошве ЗМС;

- удаление ПВ-ПП мало;
- отражающая граница залегает глубоко.

Ниже перечислены основополагающие принципы статических поправок [9; 20—22; 89]:

1. Статические поправки основаны на простой модели, а именно, вертикальности луча в ВЧР.
2. Модель ВЧР не должна быть слишком сложной, чем того требуется при имеющихся данных.
3. Не существует универсального способа расчёта предварительных статических поправок (но чаще всего используются данные МСК и первые вступления).
4. Обычно считается, что статические поправки применимы только к наземным данным, однако иногда они применяются и к морским данным [2].
5. Коррекцию статических поправок легче проводить в том случае, когда оптимизирована коррекция кинематических поправок. С другой стороны, кинематические поправки будут определены точнее, когда коррекция статических поправок оптимальна. Так как одно из определений должно предшествовать другому, вычисления часто повторяются с уточнёнными входными данными [31]. Перед проведением скоростного анализа данные должны быть пересчитаны на плавающий уровень приведения (floating datum, intermediate datum), особенно когда предварительные статические поправки (datum static corrections) велики.
6. В тех случаях, когда предположение вертикальности луча в ВЧР является плохой аппроксимацией, может потребоваться пересчёт волнового поля на основе волнового уравнения [8; 40; 56; 69; 83]. Для этого требуется хорошее знание модели ВЧР.

Статические поправки определяют времена пробега волн по вертикали от источников (приёмников) до уровня приведения. Поэтому пересчёт волнового поля на уровень приведения статическими поправками ведётся в предположении, что отражённые волны в указанной области среды распространяются вертикально независимо от удаления источник-приёмник и глубины отражающей границы. Следствие этого — постоянство статического сдвига для волны с произвольной кажущейся скоростью и временем прихода. Т. е. считают, что стати-

ческие поправки являются поверхностно-согласованными (surface-consistent) — их величина есть функция только координат источника и приёмника [36].

В большинстве случаев коррекция статических поправок ведётся в предположении, что при их отсутствии наблюдаемый годограф ОСТ отражённой волны представляет собой гиперболу (при использовании отражённых волн) или годограф головной волны является линейным (при работе с головными волнами). Однако, параметризация отражённых волн гиперболой верна только для случая однородной среды. В реальных ситуациях мы имеем дело со сложно построенными средами, для которых очень удобной и достаточно приближенной к геологии областей с распространением мощного осадочного чехла является модель толстослоистой среды. В этом случае годограф ОСТ отражённой волны достаточно хорошо аппроксимируется гиперболой до удалений источник-приёмник соизмеримых с глубиной до отражающей границы. Но это верно только если рельеф земной поверхности горизонтален. В случае же переменного рельефа предположение о гиперболичности не выдерживает никакой критики — годограф становится существенно не гиперболическим. Что же касается головных волн, то их линейная параметризация также становится неприемлемой в случае сложного рельефа.

1.3 Предварительные статические поправки

Формулы для расчёта предварительных статических поправок легко получить, если внимательно рассмотреть [рис. 1.2](#).

На [рис. 1.2a](#) изображена модель ВЧР, состоящая из одного слоя — ЗМС. Точки A , B , C принадлежат земной поверхности, A_b , B_b , C_b — подошве ЗМС, A_d , B_d , C_d — уровню приведения. Необходимо найти такие временные поправки, которые переместят данные с земной поверхности на уровень приведения.

Первый шаг состоит в «удалении» ЗМС, т. е. данные необходимо опустить на её подошву ([рис. 1.2б](#)). Для этого в трассы на позициях A , B , C вводятся статические поправки за ЗМС t_{A_3} , t_{B_3} , t_{C_3} соответственно (weathering correction).

Второй шаг заключается в пересчёте данных с подошвы ЗМС на уровень приведения ([рис. 1.2в](#)). Такая трансформация осуществляется в результате ввода в трассы поправок за рельеф t_{A_p} , t_{B_p} , t_{C_p} (elevation correction).

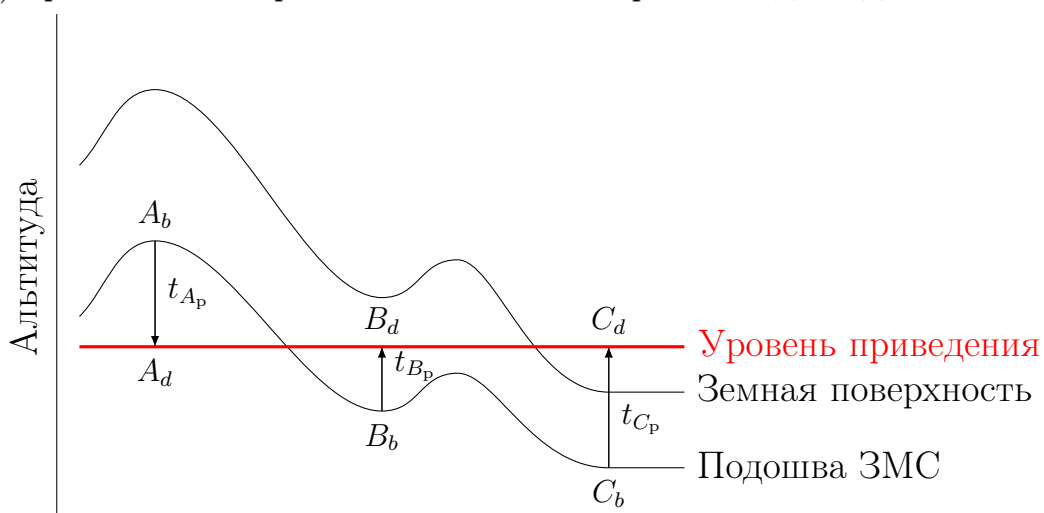
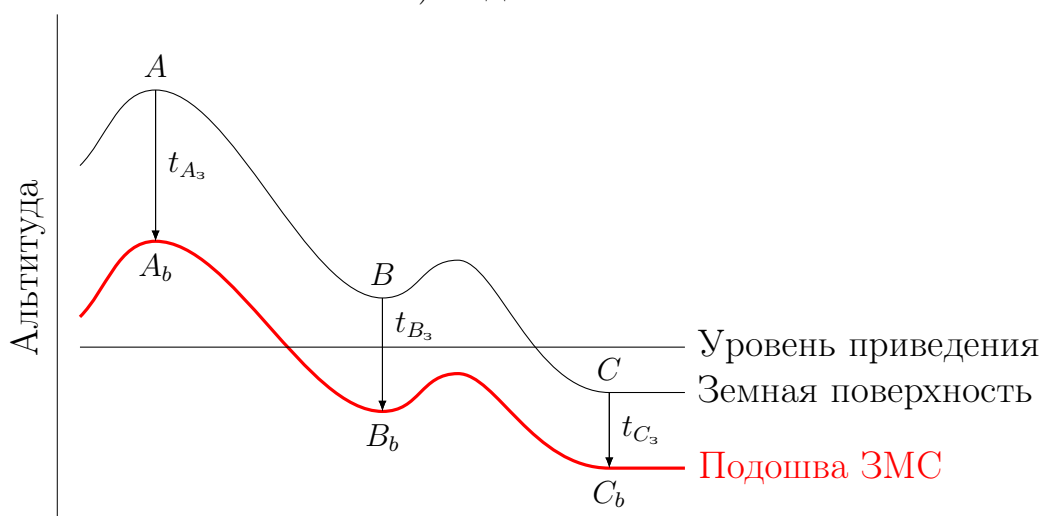
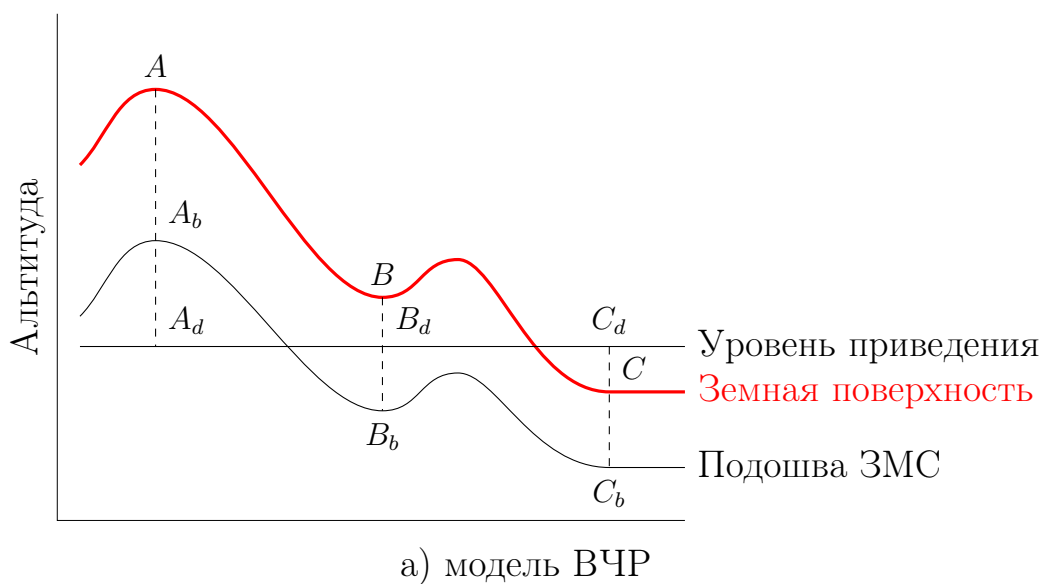


Рисунок 1.2 — Схема расчёта предварительных статических поправок [9].
Красным цветом обозначен уровень, которому соответствуют сейсмические данные

Полная поправка есть сумма поправок за ЗМС и рельеф. Для начала зададимся знаком статических поправок. Будем считать, что положительная поправка уменьшает время прихода волны, т. е. поправки вычитаются. Тогда полные поправки T_A , T_B , T_C в точках A , B , C равны [9]:

$$\begin{aligned} T_A &= t_{A_z} + t_{A_p}, \\ T_B &= t_{B_z} - t_{B_p}, \\ T_C &= t_{C_z} - t_{C_p}. \end{aligned} \tag{1.1}$$

Для расчёта этих поправок требуется знать величину превышения рельефа над линией приведения h_p , мощность ЗМС h_z , скорость в ЗМС V_z и в подстилающей толще V_{Π} . Величину h_p находят по нивелировочному разрезу сейсмического профиля [48]. Для оценки остальных параметров существует два широко распространённых метода:

- с использованием параметров взрывных скважин;
- по головным волнам.

Рассмотрим кратко их содержание.

1.3.1 Расчёт поправок по данным взрывных скважин

Если предположить, что все заряды погружены под ЗМС ($h_b > h_z$), то статические поправки для ПВ ($\Delta t_{ПВ}$) определяются временем пробега волны от забоя скважины до линии приведения в среде со скоростью V_{Π} :

$$\Delta t_{ПВ} = \frac{h_p - h_b}{V_{\Pi}}.$$

Значение скорости в подстилающем слое может быть определено по результатам МСК либо по годографу головной волны. Скорость V_{Π} относится к зоне стабилизации скоростей и, как правило, мало меняется по площади.

Для расчёта статической поправки для ПП ($\Delta t_{ПП}$), установленного в точке возбуждения, необходимо к найденному значению поправки для ПВ прибавить время пробега от забоя взрывной скважины до дневной поверхности (вертикальное время источника t_b):

$$\Delta t_{ПП} = \Delta t_{ПВ} + t_b.$$

Существенно, что в этом способе расчёта априорных статических поправок используется предположение о размещении заряда ниже подошвы ЗМС. Для того чтобы оценить значимость такого допущения, сделаем следующую оценку. Пусть заряд расположен на 3 м выше подошвы ЗМС при скорости в зоне $V_3 = 300$ м/с. Тогда при значении $V_{\Pi} = 1600$ м/с ошибка расчёта статики на ПВ и, соответственно, ПП составит:

$$\text{erf}(\Delta t) = \frac{3}{300} - \frac{3}{1600} \approx 8 \text{ мс.}$$

Если ситуация расположения заряда выше подошвы ЗМС является редким событием, то дефект расчёта априорной статики будет устранён в процессе автоматической коррекции статических поправок (АКСП). Но если исключить причины технологического порядка, то области повышенных значений мощности ЗМС, превышающих глубины взрывных скважин, обусловлены особенностями поверхности и могут иметь значительные области распространения. В этом случае ошибки в расчёте априорной статики приведут к появлению низкочастотных пространственных аномалий времён и скоростей суммирования отражённых волн. В рассмотренном примере, с учётом ошибки в статике на ПП, вертикальное время отражённых волн может быть смещено до 16 мс [87].

1.3.2 Расчёт поправок по головным волнам

Расчёт параметров модели ВЧР и, соответственно, статических поправок до линии приведения по годографу головной волны, образующейся на границе ЗМС/подстилающие породы, основан на использовании двух измеряемых параметров:

- граничной скорости головной волны V_{Π} , которая отождествляется со скоростью второго слоя;
- параметра t'_0 головной волны (фиктивное время годографа головной волны на нулевом удалении ПВ-ПП), определяемого уравнением:

$$t'_0 = t_0 \cos i, \quad (1.2)$$

где $t_0 = \frac{2h_3}{V_3}$ — время годографа отражённой волны на нулевом удалении, $\sin i = \frac{V_3}{V_{\Pi}}$ (i — критический угол).

С учётом (1.1) и (1.2) значение статической поправки для ПВ и ПП от дневной поверхности до линии приведения равно:

$$\Delta t_{\text{ПВ}} = \Delta t_{\text{ПП}} = \frac{h_3}{V_3} + \frac{h_p - h_3}{V_{\text{п}}} = \frac{h_3}{V_3} \left(1 - \frac{V_3}{V_{\text{п}}}\right) + \frac{h_p}{V_{\text{п}}} = \frac{pt'_0}{2} + \frac{h_p}{V_{\text{п}}}, \quad (1.3)$$

где

$$p = \frac{1 - \sin i}{\cos i} = \sqrt{\frac{V_{\text{п}} - V_3}{V_{\text{п}} + V_3}} = \sqrt{\frac{1 - \frac{V_3}{V_{\text{п}}}}{1 + \frac{V_3}{V_{\text{п}}}}}.$$

В правой части уравнения (1.3) два слагаемых. Первое определяет поправку замещения скорости в ЗМС V_3 на скорость в подстилающей толще $V_{\text{п}}$, второе представляет поправку «за рельеф». Все параметры второго слагаемого определены, поэтому проблема расчёта статических поправок определяется неизвестным значением коэффициента p . Неизвестный в нём параметр скорости в ЗМС V_3 определяют либо по прямой волне, либо по данным МСК при их наличии [87].

Итак, при расчёте априорных статических поправок по параметрам взрывных скважин ошибка решения обусловлена ситуациями, когда заряд расположен выше подошвы ЗМС. При использовании только параметров головной волны задача недоопределена, и ошибки решения обусловлены погрешностью априорной информации о скорости в ЗМС.

За рамками обзора остались методы построения модели ВЧР по головным (преломленным) волнам. Дело в том, что раньше статику, рассчитанную по головным волнам относили к априорной. Сейчас её расчёт становится во многих случаях обязательным этапом обработки. Для построения модели ВЧР по первым вступлениям используют различные методы: метод t'_0 (intercept-time), метод временной задержки (delay time) [12], метод АВС (метод разностей), метод плюс-минус (Hagedoorn) [13], метод взаимных точек (generalized reciprocal method, GRM) [23–26], метод Гарднера [12], томографические алгоритмы (generalized linear inversion, GLI) [14]. Однако, построенную таким образом модель нельзя включать в модель среды для дальнейшего решения обратной задачи по отражённым волнам (по крайней мере, такая возможность недостаточно изучена). Влияние ВЧР по-прежнему компенсируют статикой, что, как будет показано в работе, может приводить к фатальным сложностям при глубинных построениях. Наконец, данные далеко не всегда обеспечены необходимой информацией для такого рода решений, а коррекция остаточной статики

по отражённым волнам всё равно является обязательной процедурой. Поэтому обширный круг вопросов, связанный с обработкой головных (преломленных) волн, остался за рамками исследования.

1.3.3 Динамические статические поправки

В работах [92—94] предлагается учитывать неперпендикулярность луча в ВЧР с помощью формулы:

$$\Delta t_{cor} = \Delta t \cdot \frac{t}{t_0}, \quad (1.4)$$

где t_0 — двойное время пробега на нулевом удалении;

t — двойное время пробега на трассе, для которой рассчитывается поправка;

Δt — статическая поправка, рассчитываемая в предположении вертикальности луча;

Δt_{cor} — исправленная поправка, учитывающая неперпендикулярность луча.

Данная формула легко выводится из рассмотрения рис. 1.3, на котором $\triangle AOB \sim \triangle DBC$.

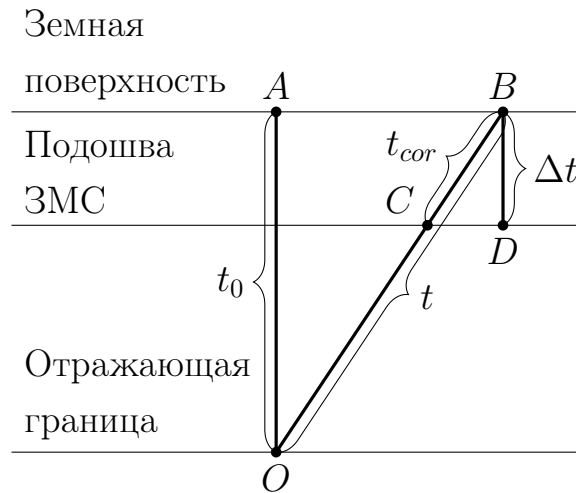


Рисунок 1.3 — Динамические статические поправки

Таким образом, поправки, рассчитываемые по формуле (1.4) являются не поверхностно-согласованными, а динамическими, т. е. зависят от времени отражения и от удаления трассы.

Остаточные аномалии скоростей $V_{огт}$ после ввода обычных статических поправок могут давать большие отклонения, что приводит к значительным

ошибкам вычисления глубин $H_{\text{ОГТ}}$ по исправленным временным разрезам. Использование формулы (1.4) минимизирует остаточные искажения скоростей и глубин.

1.4 Остаточные статические поправки

Как правило, расчётные статические поправки являются грубыми оценками искомых величин поправок. Они не всегда полностью компенсируют временные сдвиги, вызванные поверхностными неоднородностями, из-за погрешностей в оценках параметров ВЧР, отклонений действительных путей пробега волн над линией приведения от упрощённой лучевой схемы, ошибок интерполяции между точками изучения ЗМС. Поэтому на следующем этапе выявляют и устраняют эти погрешности, т. е. осуществляют *коррекцию* расчётных поправок.

Тогда величина *истинной* статической поправки Θ будет суммой двух слагаемых — *расчётной* (априорной или предварительной) статической поправки Δt и *корректирующей* (остаточной) δt [48]:

$$\Theta = \Delta t + \delta t.$$

При обработке данных МОВ исходным материалом для коррекции статических поправок служат сами же сейсмические трассы, в которые введены предварительные поправки Δt [74—76]. Если они достаточно точны, то оси синфазности однократных отражений должны практически соответствовать гиперболе (как правило), характеризующейся двумя параметрами: временем нормального отражения t_0 и скоростью суммирования $V_{\text{ОГТ}}$. Поэтому их локальные отклонения от гиперболы, которые не вызваны интерференцией колебаний, рассматривают как остаточные статические сдвиги δt в трассах сейсмограммы. В отличие от интерференционных искажений, статические сдвиги являются поверхностно-согласованными — они практически одинаковы для всех отражённых волн, регистрируемых на одной трассе, т. е. смещение во времени зависит только от положений ПВ и ПП, а не от лучей, которые соединяют их [44].

Один из возможных способов построения теоретического годографа, относительно которого оцениваются остаточные временные сдвиги, заключается в

проведении скоростного анализа на данных, скорректированных предварительными статическими поправками. Но, поскольку эта предварительная оценка кинематики, так же как и расчёт априорных статических поправок, является всего лишь приблизительной, то она тоже требует уточнения. Таким образом, между коррекцией статических и кинематических поправок существует тесная связь.

Коррекцию статических поправок легче проводить в том случае, когда оптимизирована коррекция кинематических поправок. С другой стороны, кинематические поправки будут определены точнее, когда коррекция статических поправок оптимальна. Так как одно из определений должно предшествовать другому, вычисления часто повторяются с уточнёнными входными данными. Предварительная поправка за разницу превышений или коррекция, основанная на вертикальном времени либо временах первых вступлений, и оценивание скорости обычно проводятся до первого определения статических поправок. За ним следует определение кинематических поправок с использованием найденных значений статических поправок. Результаты определений первых статических и кинематических поправок вносятся в исходные данные, а затем производится повторное определение статических поправок. Процедуры уточнения параметров повторяют несколько раз до получения оптимального решения [31].

Коррекцию статических поправок выполняют в автоматическом или полуавтоматическом режимах в зависимости от характера остаточных временных сдвигов. Если априорные поправки Δt удовлетворительно компенсируют основную часть временных сдвигов Θ , то уточняющие поправки δt не превосходят половину видимого периода регистрируемых колебаний. В таких благоприятных условиях задачу успешно решает автоматическая коррекция статических поправок (АКСП). Она основана на статистических методах определения величин δt и реализуется программно при минимальном участии геофизика-обработчика. Если искомые поправки велики и сложно изменчивы в пространстве, то их автоматическое определение затруднено или даже невозможно без активного участия интерпретатора. В таких неблагоприятных условиях задачу решает полуавтоматическая (интерактивная) коррекция статических поправок (ПКСП или ИКСП), в которой сочетаются приёмы количественных расчётов и визуального анализа волновой картины [48—50]. Более подробно технология ИКСП освещена в [разд. 1.4.3](#).

Известно немало алгоритмов и программ АКСП. Различаясь в деталях, они имеют общую основу — корректирующие поправки вычисляются с помощью взаимнокорреляционных функций (ВКФ) сейсмических трасс. Обычно определение корректирующих поправок производится в два этапа:

1. Нахождение относительных временных сдвигов между сейсмическими трассами (разд. 1.4.1).
2. Вычисление корректирующих статических поправок как составных частей найденных временных сдвигов. Эти вычисления основаны на определённой модели формирования временных сдвигов отражённой волны (разд. 1.4.2).

Широко распространены также и другие способы. Например, метод, основанный на суммировании ВКФ (разд. 1.4.4), не требует второго этапа (решения системы уравнений). Метод максимизации энергии предполагает перебор в некотором диапазоне всевозможных статических поправок, которые обеспечивают наилучшее качество суммирования (разд. 1.4.5).

Существуют и относительно новые технологии нахождения остаточных сдвигов. Например, миграция в некоторой модели с последующей демиграцией (разд. 1.4.6). Имеются также методы, которые ищут не статические поправки, а оператор фильтра ВЧР. Таким образом решаются сразу две задачи: компенсируются кинематические и динамические искажения, вызванные влиянием ВЧР.

1.4.1 Оценка относительных временных сдвигов между сейсмическими трассами

Основной способ определения сдвигов между трассами основан на вычислении взаимнокорреляционной функции (ВКФ) по формуле [60]:

$$r_{ij}(\tau) = \frac{1}{T_2 - T_1} \sum_{t=T_1}^{T_2} p_i(t - \tau) p_j(t) = r'_{ij}(\tau) + r''_{ij}(\tau),$$

где $T_2 - T_1$ — временной интервал, в котором рассчитывается ВКФ; $p_i(t)$ и $p_j(t)$ — две коррелируемые трассы; τ — последовательно изменяющаяся величина сдвига между трассами; $r'_{ij}(\tau)$ — ВКФ полезных сигналов; $r''_{ij}(\tau)$ — ВКФ помех.

При обработке сейсмических записей построение ВКФ между данными соседних трасс обеспечивает оценку суммарной статической и кинематической поправок, определяемую абсциссой положительного экстремума ВКФ. При знании кинематики, т. е. скоростной характеристики временного разреза, нетрудно определить величину статической поправки [82].

При некоррелированности помех ($r''_{ij}(\tau) = 0$) будет верно равенство $r_{ij}(\tau) = r'_{ij}(\tau)$. Основные свойства ВКФ вытекают из выражения:

$$r'_{ij}(\tau) = b'(\tau)f(\Delta t),$$

где $b'(\tau)$ — автокорреляционная функция (АКФ); $f(\Delta t)$ — плотность распределения приращений годографов различных отражений в интервале корреляции от трассы i к трассе j .

ВКФ по форме повторяет АКФ, если приращения устойчивы и функция $f(\Delta t)$ имеет чёткую колокольную форму. Чем существеннее разброс значений Δt , тем больше сглаживается ВКФ, и тем меньше выражен её максимум.

Смещение главного максимума ВКФ относительно нуля равно среднему сдвигу между двумя трассами i и j , и оно является оценкой этого сдвига.

Наличие помех и интерференции отражений снижает надёжность корреляции. Для взвешивания временного сдвига используют коэффициент корреляции ρ :

$$\rho = \frac{r_{\max}(\tau)}{\sqrt{\sum p_i^2(t - \tau) \sum p_j^2(\tau)}},$$

где $r_{\max}(\tau)$ — максимум ВКФ; $\sum p^2(t)$ — энергия трассы, вычисленная на интервале определения ВКФ. Величина ρ изменяется в пределах $-1 \leq \rho \leq 1$, и чем ближе она к единице, тем надёжнее определение временного сдвига. Весом w может служить либо сам коэффициент взаимной корреляции:

$$w = \rho,$$

либо:

$$w = \frac{\rho}{1 - \rho^2}.$$

Если наблюдаемые сигналы на трассе имеют длительность в несколько периодов, то ВКФ будет иметь несколько близких по значению максимумов. В таких случаях возможна погрешность в определении сдвига, равная периоду сигнала — сдвиг на фазу (cycle skip). Для борьбы с этим эффектом перед

расчётом ВКФ применяют низкочастотную фильтрацию. После фильтрации доминантная частота понижается (увеличивается видимый период сигнала), что позволяет «ловить» бóльшие сдвиги. Последующие итерации коррекции статики проводят уже с использованием исходных широкополосных данных [9].

В случае очень больших сдвигов используют методы, основанные на суммировании сейсмических трасс по выборкам ОПВ и ОПП. В сейсмограмме ОПВ все трассы имеют одинаковую статическую поправку, связанную с ПВ. Если предположить, что статические поправки, связанные с ПП, имеют знакопеременный характер, то суммарная трасса будет иметь только статику за ПВ. На получаемом суммарном разрезе по ПВ соседние трассы могут иметь значительный относительный временной сдвиг, который может быть легко устраним интерпретатором в ручном режиме (двигают трассы таким образом, чтобы линия t_0 была гладкой вдоль профиля) [9]. После этого подобную операцию проводят по выборкам ОПП.

Интервал корреляции $\Delta T = T_2 - T_1$ выбирают таким образом, чтобы обеспечивались достоверное определение временных сдвигов, минимизация затрат машинного времени, параллельность отражений в интервале корреляции. Тестовые исследования и накопленный опыт позволяют рекомендовать интервалы корреляции, изменяющиеся от 3 до 6 длительностей сигнала. Дальнейшее увеличение интервала малоэффективно, а уменьшение, как правило, ведёт к резкому возрастанию погрешностей, в том числе к увеличению числа ошибок на фазу. Для повышения надёжности определения сдвигов и при наличии разнонаклонённых толщ в разрезе используют корреляцию в нескольких интервалах с величиной ΔT для каждого в указанных пределах (3–6 длительностей сигнала).

Диапазон корреляции $\tau_{\max}$ характеризует максимальное значение перебора сдвигов. Его выбор определяется уровнем максимальных значений исходных временных сдвигов τ между трассами. С целью уменьшения вероятности ошибок на фазу, т. е. использования побочных максимумов ВКФ, целесообразно по возможности сокращать диапазон корреляции.

Предельный коэффициент корреляции $\rho_{\max}$ позволяет исключить недостоверные значения сдвигов, полученные по искажённым трассам. Предельное значение коэффициента корреляции обычно выбирают равным 0,15–0,20 [60].

Накопленный опыт коррекции статических поправок позволяет отметить, что этап определения временных сдвигов является основным источником по-

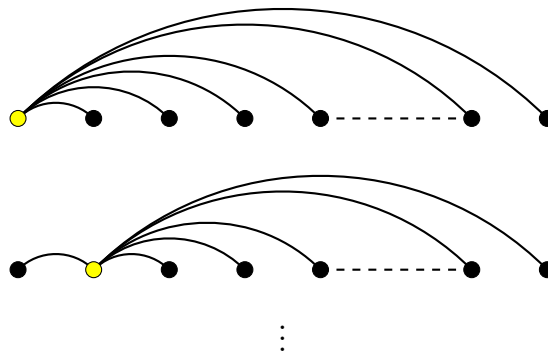
грешностей автоматической реализации процедуры. Поэтому для повышения надёжности определения временных сдвигов используют:

- отбраковку сдвигов, превышающих заданное пороговое значение коэффициента корреляции;
- отбраковку сдвигов при осреднении или сглаживании в случае превышения установленного доверительного интервала;
- статистическую обработку коэффициентов корреляции с целью правильного определения больших сдвигов;
- весовые коэффициенты к осредняемым значениям с целью ограничения роли малонадёжных значений.

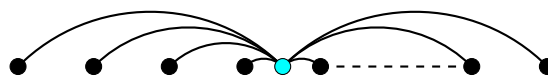
Определяющая роль этапа коррекции статических поправок обусловила появление различных способов использования ВКФ (рис. 1.4, табл. 2).

На начальных этапах развития сейсморазведки использовалась последовательная попарная корреляция трасс. Из-за рекуррентного счёта такая корре-

а) последовательная попарная корреляция трасс



б) групповая корреляция трасс



в) корреляция с эталонной трассой



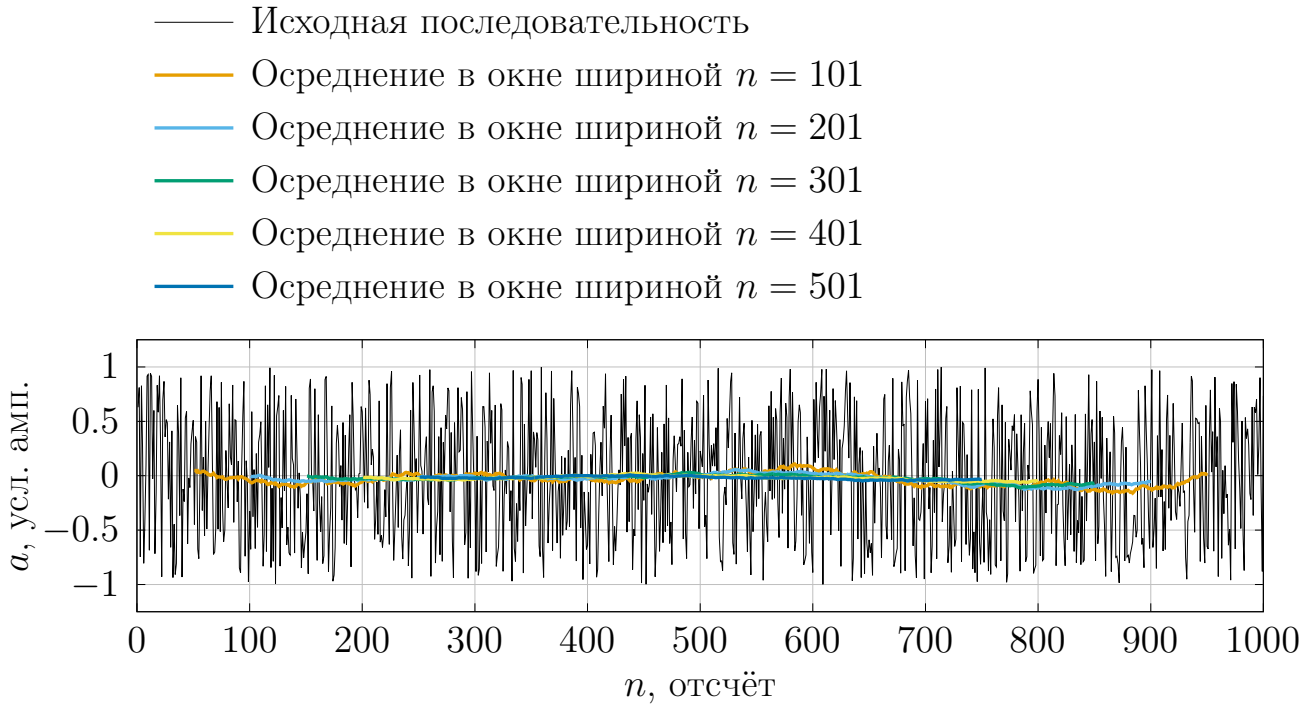
Рисунок 1.4 — Графическое изображение способов корреляции, используемых для поиска относительных временных сдвигов между сейсмическими трассами [60]. Обозначения: ● — рядовые трассы; ● — трассы, относительно которых осуществляется корреляция; ● — эталонная трасса

Таблица 2 — Способы корреляции, используемые для поиска относительных временных сдвигов между сейсмическими трассами [60]

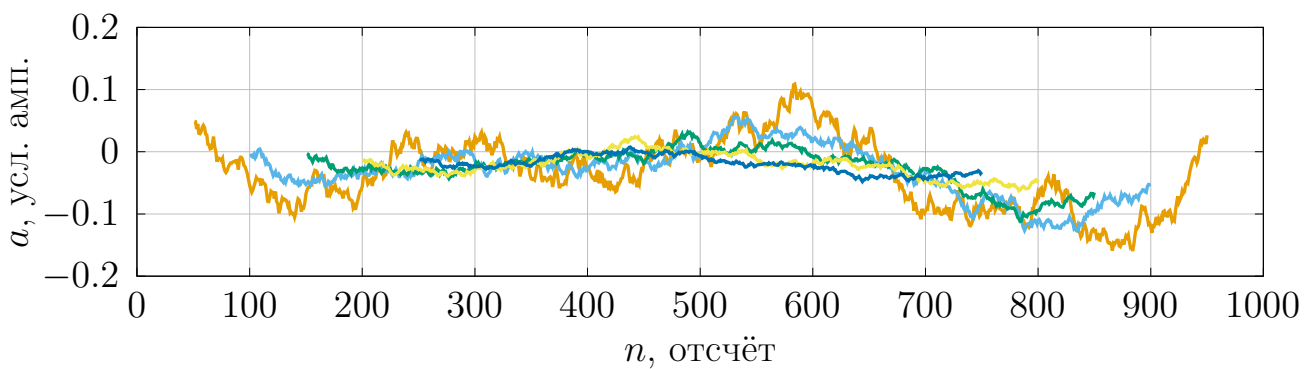
Способ корреляции	Описание
Последовательная корреляция пар трасс	Первоначальная и простейшая форма определения сдвигов. Неустойчива к действию фона помех, приводит к накоплению погрешностей определения сдвигов от трассы к трассе.
Групповая корреляция трасс	Корреляция каждой трассы со всеми остальными. Получаемая матрица сдвигов позволяет провести статистическую обработку множества годографов, отбраковать значения с существенными погрешностями и осреднить остальные сдвиги.
Корреляция с эталонной трассой	Такая корреляция обеспечивает повышение точности процедуры за счёт повышения уровня сигнал/помеха одной из коррелируемых трасс. Эталонная трасса получается путём накопления некоторого количества отдельных трасс. При этом в ряде случаев учитываются сдвиги между накапливаемыми трассами и сдвиги трасс в каждой точке ОСТ, исключаются зашумлённые трассы. Не рекомендуется использовать в случае очень больших сдвигов, так как качество накопленной трассы оказывается низким (хуже, чем у исходных трасс).

ляция приводит к накоплению погрешностей определения сдвигов от трассы к трассе. Групповая корреляция позволяет использовать аппарат статистики для исключения бракованных сдвигов. В настоящее время чаще всего используют корреляцию с эталонной (пилотной или модельной) трассой. Её получают в результате накопления сейсмотрасс по различным выборкам (ОПВ, ОПП, ОСТ, по равным удалениям). Как правило, эталонная трасса имеет более высокое соотношение сигнал/помеха, что, в свою очередь, позволяет точнее определить сдвиг. Однако в случае больших сдвигов она может оказаться хуже, чем исходные отдельные трассы. Помимо этого, при накоплении (например, по выборкам ОСТ на некоторой базе) возможно «наведение» искусственной длиннопериодной статики. Это легко понять на примере белого шума (рис. 1.5).

На [рис. 1.5а](#) демонстрируется случайная последовательность $a(n)$, состоящая из $n = 1000$ точек и имеющая амплитуды, равномерно распределённые в интервале $[-1; 1]$. Последовательность осредняется в окнах, имеющих размеры 101, 201, 301, 401 и 501 точка. Как видно, при осреднении белого шума в окнах конечного размера получаемые последовательности представляют собой плавные функции, а не строгий ноль (хорошо видно на [рис. 1.5б](#)). В [гл. 3](#) будет предложен способ, который позволяет обходить эту неприятность.



а) исходная последовательность и её сглаженные варианты



б) сглаженные варианты исходной последовательности в крупном масштабе

Рисунок 1.5 — Осреднение белого шума $a(n)$ в окнах конечного размера

1.4.2 Расчёт поправок как составных частей временных сдвигов

Модель времени отражения

Теоретической основой разработки большинства алгоритмов определения остаточных временных сдвигов, связанных с ВЧР, послужила известная с 70-х гг. прошлого века многофакторная модель времени отражения [30]:

$$T_{ij} = S_i + R_j + G_k + M_k X_{ij}^2 + N, \quad (1.5)$$

где i, j, k — индексы положения ПВ, ПП и ОСТ¹ соответственно ($k = (i + j)/2$); T_{ij} — время отражения на трассе, соответствующей ПВ i и ПП j , после ввода нормальных кинематических поправок;

S_i — полная поверхностно-согласованная статическая поправка на ПВ i (включает априорную статику и остаточную);

R_j — полная поверхностно-согласованная статическая поправка на ПП j (включает априорную статику и остаточную);

G_k — структурная компонента на ОСТ k (двойное время пробега t_0);

$M_k X_{ij}^2$ — остаточная кинематическая поправка на ОСТ k . Здесь M_k — коэффициент остаточной кинематики, а X_{ij} — удаление ПВ-ПП. Эта поправка связана с ошибкой в $V_{\text{ОГТ}}$, использовавшейся при вводе нормальных кинематических поправок. Описание остаточной кинематики параболой $M_k X_{ij}^2$ для реальных значений t_0 , $V_{\text{ОГТ}}$ и параметров расстановки является хорошим приближением с точностью 3–5 мс [57];

N — шумовая составляющая [33; 36; 41]. Иногда эту компоненту не учитывают.

В уравнении (1.5) не учитывается наклон глубинных границ в направлении перпендикулярном к профилю (crossline). Этот пробел был восполнен в работе [33]:

$$T_{ij} = S_i + R_j + G_k + M_k X_{ij}^2 + D_k Y_{ij} + N, \quad (1.6)$$

где $D_k Y_{ij}$ — остаточная кинематическая поправка на ОСТ k в направлении кросслайн. Здесь D_k — коэффициент остаточной кинематики, а Y_{ij} — расстояние от ОСТ k до профиля.

¹Здесь и далее не будем разделять термины ОСТ и ОГТ, а будем использовать их как синонимы.

Если предполагается проводить одновременный анализ по нескольким горизонтам, к членам T_{ij} , G_k , M_k и D_k добавляют индекс h , обозначающий номер горизонта. Индекс h не приписывается к S_i и R_j , так как эти компоненты считаются поверхностно-согласованными.

В уравнениях (1.5) и (1.6) в левой части стоят абсолютные значения времени T_{ij} . Однако они могут быть заменены на относительные (например, сдвиг относительно первой трассы на профиле). Соответствующим образом заменяются G_k . Также вместо полных статических поправок S_i и R_j можно рассматривать остаточные (если предварительные поправки были введены в данные). В этом случае эти уравнения будут представлять собой не модель времени отражения, а модель остаточных сдвигов.

Методы решения системы уравнений, описывающих статические сдвиги

Системы (1.5) и (1.6) представляют собой системы линейных алгебраических уравнений (СЛАУ), состоящие из колоссального количества уравнений (десятки и сотни тысяч в 2D случае и десятки и сотни миллионов в 3D случае). Прямое обращение матрицы такого размера невозможно, поэтому для её решения используют итеративные методы:

- метод Гаусса—Зейделя;
- метод Якоби.

В методе Гаусса—Зейделя задаются неким начальным приближением для S_i , R_j , G_k , M_k и D_k . Обычно их полагают равными нулю. Затем уравнения системы решают по порядку, находя каждый раз какую-либо одну компоненту. При решении каждого последующего уравнения используют уточнённые значения компонент статических поправок, которые были найдены при решении предыдущего уравнения. Решение последнего уравнения в этом огромном списке означает завершение одной итерации решения системы. Затем эту операцию повторяют снова для всех уравнений (вторая итерация). Критерием остановки может служить разница между двумя последовательными решениями (абсолютная или относительная) и/или общее количество итераций.

Метод Якоби очень похож на метод Гаусса—Зейделя. Отличие состоит лишь в том, что во втором статические поправки обновляются после решения каждого уравнения (коих очень много в пределах одной итерации), а в первом обновление поправок происходит только после целой итерации. Иными словами, метод Гаусса—Зейделя предполагает *последовательную* коррекцию поправок, а метод Якоби — *одновременную* [9].

На первых итерациях решения системы возможно наличие сдвигов, которые являются аномально большими в одной области, но «нормальными» в другой. Например, если в выборке сдвигов с одного ПВ на каком-нибудь ПП имеется аномально большое значение сдвига, то надо проанализировать выборку сдвигов с этого аномального ПП. Если в ней все сдвиги примерно одной величины, то это значит, что этот сдвиг не является выбросом, и его можно использовать при решении системы уравнений [29; 45].

Порядок расчёта компонент статических поправок

Компоненты статических поправок, входящих в системы уравнений (1.5) и (1.6), получаются разными в зависимости от того, в каком порядке решаются системы. Например, длиннопериодная составляющая в той компоненте, которая ищется первой, переходит в другие компоненты [41]. Поэтому при использовании многофакторной модели статических сдвигов рекомендуется следовать такому порядку расчёта статических поправок [33]: 1. G_k ; 2. M_k и D_k ; 3. S_i и R_j . Те компоненты, которые ищутся первыми, постепенно фиксируются, далее система уравнений решается без них, и находятся оставшиеся компоненты.

Неустойчивость решения задачи коррекции статических поправок

Совокупность соотношений (1.5) для всех совместно обрабатываемых трасс образует обширную систему линейных уравнений с множеством неизвестных. Например, при 24-кратном перекрытии с шагом ПВ и ПП 50 м, когда ОСТ следуют с шагом 25 м, на 1 км профиля приходится 40 сейсмограмм ОСТ, т. е.

всего 960 трасс [48]. Система из такого числа линейных уравнений содержит по 20 неизвестных S_i и R_j и по 40 неизвестных G_k и M_k , т. е. всего 120 неизвестных². Таким образом, система переопределённая — число уравнений в 8 раз превышает количество неизвестных параметров. Однако, матрица системы (1.5) вырожденная, поскольку число линейно независимых уравнений даже несколько меньше количества искомых неизвестных. Это доказали Wiggins, Larner и Wisecup в своей работе 1976 года. Они показали ущербность четырёхфакторной модели статики, рассмотрев проблему нахождения остаточных статических поправок с точки зрения обратной задачи линейной алгебры. Для этого они переписали систему уравнений (1.5) (без шумовой компоненты N) в матричной форме:

$$Ap = t, \quad (1.7)$$

где t — вектор времён наблюждённых отражённых волн (по сути, левая часть системы (1.5)); p — вектор неизвестных параметров S_i , R_j , G_k и M_k ; A — матрица коэффициентов, определяемая геометрией наблюдений. Формы всех трёх параметров, входящих в (1.7), будут представлены ниже.

Например, если база наблюдения состоит из 4 ПП и выносного ПВ, то для геометрии наблюдений, представленной на рис. 1.6, имеем 4 позиции ПВ ($i = \overline{1, 4}$), 7 позиций ПП ($j = \overline{1, 7}$) и 10 позиций ОСТ. Для удобства, чтобы избежать дробных индексов k ОСТ, они не вычислялись как $k = (i + j)/2$, а были последовательно пронумерованы от 1 до 10 ($k = \overline{1, 10}$).

В этом случае параметры A , p и t матричного уравнения (1.7) будут иметь следующий вид:

²Здесь предполагается, что шумовая компонента N отсутствует, а для коррекции статики используются все трассы, т. е. анализируется достаточно глубокое отражение, не попадающее в область мьютинга.

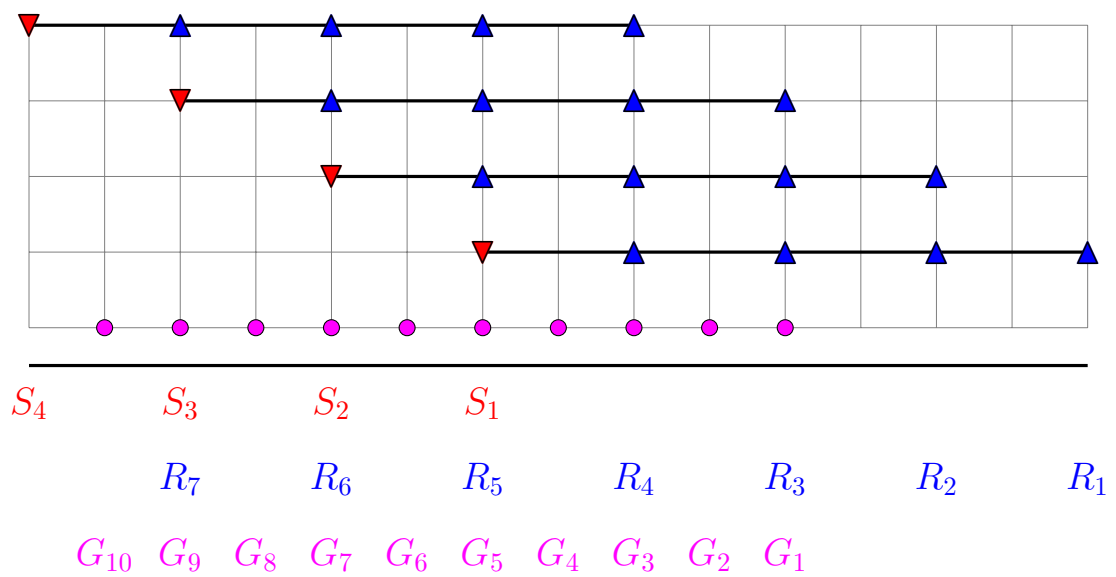


Рисунок 1.6 — Схематичная связь между индексами ПВ, ПП и ОСТ [41].

Обозначения: $\blacktriangledown$ — позиции ПВ (S_i), $\blacktriangle$ — позиции ПП (R_j), $\bullet$ — позиции ОСТ (G_k)

где p^T и t^T — это транспонированные векторы p и t соответственно.

Ранее было отмечено, что структура матрицы A определяется геометрией наблюдений. Количество ненулевых элементов в каждом столбце матрицы A эквивалентно избыточности уравнений для соответствующих параметров, подписанных под матрицей. Поэтому для геометрии наблюдений, показанной на [рис. 1.6](#), избыточность уравнений для неизвестных параметров вектора p , связанных с остаточной статикой на ПВ (S_i) и ПП (R_j), равна количеству ПП в сейсмической расстановке (за исключением концов сейсмического профиля). Уравнения, содержащие структурный член (G_k) и член, связанный с остаточной кинематикой (M_k), имеют избыточность равную лишь половине количества ПП в сейсмической расстановке (опять-таки за исключением концов сейсмического профиля).

Сейсмические работы МОВ ОГТ часто проводятся по методике многократных перекрытий (ММП) [\[81\]](#). Это обеспечивает регистрацию колоссального количества сейсмических трасс, связанных с каждой позицией ПВ, ПП и ОСТ. Наблюдённых данных t_{ij} оказывается больше, чем неизвестных параметров S_i , R_j , G_k и M_k . На первый взгляд это кажется даже хорошо. Поскольку наблюдения неизбежно содержат ошибки, то для нахождения неизвестных параметров можно использовать метод наименьших квадратов (МНК), минимизирующий среднеквадратичную норму $\|Ap - t\|_{L_2}$ уравнения [\(1.7\)](#). Как уже отмечалось выше, ранг матрицы A меньше числа неизвестных параметров, система линейных алгебраических уравнений (СЛАУ) [\(1.5\)](#) переопределённая (уравнений больше, чем неизвестных), но вырожденная (число линейно независимых уравнений меньше числа неизвестных). Это показано в работе [\[41\]](#). Wiggins, Larner и Wisecup анализировали систему [\(1.5\)](#), однако полученный ими вывод распространяется и на систему [\(1.6\)](#) в силу наличия дополнительного неизвестного члена D_k .

Для анализа ошибок решения они использовали спектральное разложение матрицы A по её собственным векторам. При некоррелированных погрешностях наблюдённых времён дисперсия ошибки записывается в виде:

$$\sigma_{p_j}^2 = \sum_{i=1}^k \nu_{ji}^2 \left(\frac{1}{\lambda_i^2} \sigma_t^2 \right), \quad (1.8)$$

где $\sigma_{p_j}^2$ — дисперсия j -той координаты вектора решения; k — ранг матрицы A ; ν_{ji} и λ_i — j -тая координата собственного вектора с номером i и соответствующее

этому собственному вектору собственное значение; σ_t^2 — дисперсия наблюдаемых времён.

Из (1.8) следует, что наибольшую погрешность вносят в решение собственные векторы с малыми собственными значениями λ_i . Если для векторов, соответствующих компонентам с пространственным периодом менее половины длины расстановки, собственные значения λ_i в основном больше 1 ($1 < \lambda_i < 2$), то вектора со значениями $\lambda_i < 1$ относятся к более низкочастотному диапазону, в частности, $\lambda_i \approx 0,4$ для одного из векторов с периодом, равным длине расстановки. Таким образом, средне- и длиннопериодные компоненты более чувствительны к погрешностям наблюдаемых времён по сравнению с короткопериодными. При ограничениях решения компонентами с периодом до двух длин расстановок дисперсия ошибок примерно такая же, как в исходных данных.

В результате этого плавные составляющие решения не могут быть однозначно определены без введения априорной информации.

Дефекты четырёхфакторной модели статики

Обозначим через $N(A)$ ядро преобразования матрицы A из уравнения (1.7). Дефектом матрицы A называют размерность ядра преобразования: $\dim(N(A))$ [57]. Если не учитывать краевые эффекты, то дефект равен четырём. Рассмотрим их:

1. Дефект 1. Это означает, что S_i и R_j определяются с точностью до константы α . В самом деле, если найдены S_i и R_j , удовлетворяющие системе уравнений (1.5), то $S_i + \alpha$ и $R_j - \alpha$ также будут ей удовлетворять:

$$S_i + R_j + G_k + M_k(i - j)^2 = [S_i + \alpha] + [R_j - \alpha] + G_k + M_k(i - j)^2.$$

Достаточно «закрепить» решение в одной точке (например, положить $S_1 = 0$), тогда система перестаёт быть вырожденной. Дефект 1 может показаться несущественным, так как, получив оценки для S_i и R_j , мы их потом используем в сумме, так что добавление произвольной константы α в S_i и её же с противоположным знаком в R_j на суммарном статическом сдвиге не сказывается. Но на самом деле ситуация не столь безобидна. Действительно, положив $S_1 = 0$, получаем невырожденную,

но плохо обусловленную систему уравнений. При этом обусловленность тем хуже, чем больше порядок системы, а порядки системы в сейсмике колоссальны, особенно в 3D случае.

2. Дефект 2. Это значит, что добавление к структурному члену G_k линейной составляющей $\alpha(i + j)$ может быть скомпенсировано вычитанием из поправок S_i и R_j компонент αi и αj соответственно:

$$S_i + R_j + G_k + M_k(i - j)^2 = [S_i - \alpha i] + [R_j - \alpha j] + [G_k + \alpha(i + j)] + M_k(i - j)^2.$$

3. Дефект 3. Добавление параболических составляющих $\alpha(i + j)^2$ к G_k и $\alpha(i - j)^2$ к M_k нивелируется вычитанием $2\alpha i^2$ из S_i и $2\alpha j^2$ из R_j :

$$S_i + R_j + G_k + M_k(i - j)^2 = [S_i - 2\alpha i^2] + [R_j - 2\alpha j^2] + [G_k + \alpha(i + j)^2] + [M_k(i - j)^2 + \alpha(i - j)^2].$$

4. Дефект 4. Это значит, что отдельные компоненты статических поправок определяются с точностью до полинома третьей степени:

$$S_i + R_j + G_k + M_k(i - j)^2 = [S_i - 4\alpha i^3] + [R_j - 4\alpha j^3] + [G_k + \alpha(i + j)^3] + [M_k(i - j)^2 + 3\alpha(i + j)(i - j)^2].$$

Таким образом, дефект n означает, что плавные составляющие вплоть до полинома степени $n - 1$ не определены в решении. В монографии А. Ф. Глебова [52] доказывалось, что при полной системе уравнений дефект не превосходит 4, но если некоторые наблюдения пропущены, то он только возрастает. Например, в 3D случае дефект может достигать 10 в зависимости от разных факторов. Однако в исследованиях В. М. Глоговского и А. Р. Хачатряна [57] показано, что главным недостатком системы (1.5) является даже не дефект (т. е. вырожденность или неединственность решения), а плохая обусловленность. Действительно, если рассматривать 2D случай, то дефект 1 устраняется фиксацией решения всего в четырёх точках, что, конечно, не может быть произвольным, но допускает различные необременительные ограничения на решения. А вот плохая обусловленность трудно поддаётся оцениванию и допускает множество решений, отображающихся в правую часть уравнения (1.5) пусть и не точно, но с малой погрешностью. Когда речь идёт не о точном отображении в правую часть, а о приблизительном, задача сразу становится гораздо более сложной

для анализа. Эта работа была проделана В. М. Глоговским и А. Р. Хачатряном, и ими же были даны оценки количества точек, в которых решение необходимо зафиксировать в зависимости от длины сейсмической расстановки. Для 3D данных подобных исследований не обнаружено. Актуальны ли они? С одной стороны, конечно, важно знать количество степеней свободы в получаемых решениях. Но как пользоваться этой информацией? В. М. Глоговский и А. Р. Хачатрян рекомендовали пользоваться данными МСК и оценивать необходимую густоту этих данных на профиле (в 3D случае — на площади). Это ценная информация, но на практике трудно достижимая. К тому же, в условиях, когда искажения, обусловленные влиянием ВЧР, не описываются моделью статики, непосредственное использование данных МСК вряд ли чем поможет. Нужно искать другой способ задания априорной информации. От МСК в этом случае можно лишь брать информацию о скорости до глубины забоя (и то, по-видимому, нельзя ограничиваться лишь средней скоростью, а нужны более подробные данные). Эта область исследований осталась за рамками диссертационной работы. Однако существуют другие возможности задания априорной информации, как это зачастую делается в современной сейсморазведке. В [разд. 3.3](#) будет рассмотрен как раз один из таких подходов — задание априорной информации об опорной отражающей границе.

Упрощения, используемые в модели статических поправок

Для уменьшения неопределённости решения систем уравнений [\(1.5\)](#) и [\(1.6\)](#) могут применяться следующие ограничения/упрощения [\[9\]](#):

1. Если при проведении полевых сейсморазведочных работ используется источник поверхностного типа (например, вибратор), то можно считать, что $S_i = R_j$ при $i = j$, т. е. в тех позициях, где ПВ и ПП совпадают (или почти совпадают), эти две компоненты статических поправок равны (или близки).
2. Ограничение вариации статики на соседних ПВ или ПП: $|S_i - S_{i-1}| < \varepsilon$ и $|R_j - R_{j-1}| < \delta$.

3. Можно искать такие поправки S_i и R_j , чтобы сумма их квадратов по всем i и j была минимальна: $\sum_i S_i^2 + \sum_j R_j^2 \rightarrow \min$.
4. Изменение кинематического M_k и структурного G_k членов вдоль профиля считают гладкими функциями. Так, целесообразно считать скоростную характеристику разреза постоянной в пределах участков некоторой длины. Иногда допускается постоянство её в пределах профиля; в некоторых способах коррекции статических поправок кинематическая составляющая исключается в расчёте на то, что скорости будут скорректированы соответствующими процедурами в итерациях коррекции кинематических поправок.
5. В зависимости от имеющейся геологической информации могут быть добавлены также условия относительно гладкости границ. Известны способы, в которых структурная составляющая G_k предполагается известной по усреднённым трассам ОСТ — эталонным [89].

1.4.3 Интерактивная коррекция статических поправок

В начале [разд. 1.4](#) отмечалось, что в тех случаях, когда остаточные временные сдвиги не превосходят половину видимого периода колебаний, успешно работает автоматическая коррекция статических поправок (АКСП). Однако в некоторых ситуациях неоднородности ВЧР могут вызывать настолько значительные временные аномалии, что автоматические алгоритмы коррекции остаточных сдвигов могут не справляться. Это приводит к ошибкам на этапе структурной интерпретации. Интерактивная коррекция статических поправок (ИКСП) позволяет устранять такие сдвиги при помощи анализа частично-кратных сумм, рассчитываемых по ПВ, ПП, ОСТ. Метод ИКСП предполагает распознавание временных аномалий, вызванных поверхностными и глубинными факторами [11; 78; 79].

Принципами интерактивной методики являются:

- разделение влияния поверхностного и глубинного факторов во временах отражений;
- разделение временных сдвигов, связанных с точками возбуждения и приёма;

- использование данных по волнам в первых вступлениях и всей возможной априорной информации, характеризующей ВЧР, для выделения зон поверхностных неоднородностей.

Для разделения поверхностных и глубинных факторов проводится сопоставление зарегистрированных данных по шкалам поверхностных и глубинных позиций (по точкам возбуждения и приёма). Для анализа технологично использовать частично-кратные суммы ОПВ, ОПП, ОСТ в различных диапазонах удалений. Различие проявления поверхностных и глубинных аномалий на путях распространения сейсмических волн приводит к различному латеральному смещению соответствующих временных аномалий при сопоставлении частично-кратных разрезов ОПВ, ОПП, ОСТ по шкалам поверхностных позиций (ПВ/ПП) и по шкале ОСТ.

Принципы обнаружения скоростных поверхностных аномалий в различных сортировках приводятся на [рис. 1.7](#).

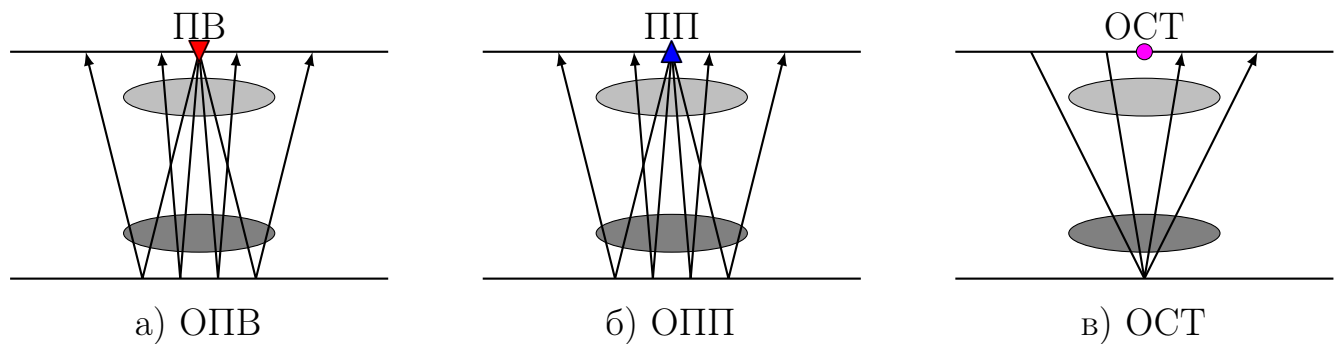


Рисунок 1.7 — Выявление типа скоростной аномалии (приповерхностная или глубинная) на основе сравнения частично-кратных сумм, полученных по ближним и дальним удалениям в различных сортировках [11; 79]

Понятно, что поверхностная аномалия (светло-серая) по разному влияет на трассы ближних и дальних удалений. Самые дальние удаления могут вообще не испытывать влияние поверхностной аномалии ([рис. 1.7в](#)). С другой стороны, воздействие глубинной аномалии (тёмно-серая) практически не зависит от удаления. Поэтому, частично-кратные суммы, получаемые в разных диапазонах удалений, будут разными, если аномалия является поверхностной, и одинаковыми, если неоднородность залегает глубоко.

Кроме того, при сопоставлении частично-кратных сумм, полученных по ОПВ/ОПП, с соответствующими суммами по ОСТ имеет место относительный латеральный сдвиг аномалий, подтверждающий их связь с поверхностным, а не с глубинным фактором.

При отсутствии этих признаков временная аномалия может считаться структурной (т. е. глубинной). При правильной классификации аномалий более чётко изображаются истинные разрывные нарушения, устраняются ложные субвертикальные временные сдвиги, связанные с переходами на фазу на границах поверхностных аномалий и часто принимаемые за тектонические подвижки. Метод интерактивной коррекции применим при отсутствии или недостатке данных прямых измерений скоростей ВЧР и позволяет избежать времяёмкого процесса построения часто неоднозначной скоростной модели ВЧР.

1.4.4 Поиск поправок с помощью суммирования ВКФ

Суммирование ВКФ по общим позициям (ПВ/ПП/ОСТ/удаление) позволяет получить трассу с большим отношением сигнал/помеха, если относительные статические сдвиги по другим позициям довольно малы [9].

Осреднение ВКФ обладает по отношению к осреднению сдвигов (которое неявно присутствует в любых способах решения систем уравнений статики) очевидным преимуществом — оно позволяет ослабить влияние регулярных помех и влияние интерференции. С другой стороны, надо так организовать осреднение корреляций, чтобы в их максимумах содержалась информация о сдвигах, и не нарушалась модель сдвига (1.5) или (1.6).

Однако эти системы уравнений не решаются. По сейсмограммам ОПВ осредняются взаимные корреляции трасс с эталоном. Максимум осреднённой корреляции объявляется поправкой для ПВ (S_i). То же самое проделывается по ПП, и получают поправку для ПП (R_j). Эти операции повторяют несколько раз, вводя уточняющие поправки и корректируя эталон. Алгоритм замечателен минимальным участием геофизика в обработке, т. е. его полной автоматизацией. Это особенно ценно при обработке данных 3D сейсморазведки. Очевидный недостаток, который часто приводит к негативным результатам, требующим «ручной» коррекции, состоит в том, что полученные оценки статики могут не быть поверхностно-согласованными (так как системы (1.5) и (1.6) явно не решались).

1.4.5 Поиск поправок с помощью метода максимизации энергии суммотрассы

В основе данного метода лежит предположение, что амплитуда отражения на суммарной трассе больше в случае «хорошего» набора статических поправок. Целью данного подхода является максимизация энергии трассы в некотором окне вокруг выбранного отражения (можно использовать сразу несколько горизонтов). Перебираются статические поправки из некоторого диапазона, и выбирается тот набор сдвигов, который обеспечивает наилучшее качество суммирования [28].

Как и в случае других методов, не существует единственного решения. Например, возможны разные поправки, которые могут сместить суммарную трассу ОГТ без изменения её энергии. Так как длиннопериодные (низкочастотные) поправки влияют на качество суммирования в гораздо меньшей степени, чем короткопериодные (высокочастотные), то метод максимизации энергии суммотрассы не способен найти длиннопериодную составляющую поправок.

Кроме того, данный метод является более ресурсоёмким, нежели решение системы уравнений (1.5) или (1.6).

1.4.6 Поиск поправок с помощью миграции/демиграции

В сложных сейсмогеологических условиях годограф ОСТ отражённой волны может существенным образом отличаться от гиперболы. Это затрудняет расчёт статических поправок, так как для коррекции статики надо знать кинематику. В работе Tjan и Lamer [37] предлагается проводить коррекцию статических поправок не во временной области, а в глубинной (после глубинной миграции до суммирования). Глубинная миграция корректно учитывает негиперболичность годографа. Получаемые при миграции сейсмограммы общей точки отражения (common reflection point) или ОТО (CRP [5; 17; 27]) используются для формирования эталонной трассы для нулевого удаления. Эталонные трассы для остальных удалений получают моделированием. Далее результат миграции коррелируют с получаемым эталоном, и, как обычно, находят сдвиг ВКФ и решают

систему уравнений. Недостаток данного метода состоит в его сильной зависимости от скоростной модели, используемой для миграции.

Альтернативный метод, не притязательный к точности задания скоростной модели, был предложен Li и Bancroft [3; 18; 19]. Метод носит название ЕОМАР (equivalent offset mapping) и состоит из двух отображений (прямого и обратного). Прямое отображение — это частичная миграция, а обратное — псевдо-моделирование (демиграция). При прямом отображении трасса с некоторым удалением ПВ-ПП преобразуется в новую трассу с новым удалением, которое является некоторым эквивалентом исходному. При обратном преобразовании, соответственно, наоборот. После обоих преобразований каждая исходная трасса (во времени) будет иметь свою эталонную трассу (также во времени), которая имеет меньший остаточный статический сдвиг (из-за большой кратности данных, участвующих в прямом и обратном отображениях).

1.5 Поверхностно-согласованная коррекция амплитуд и поверхностно-согласованная деконволюция

ВЧР искажает не только кинематику волн, приходящих от глубинных границ, но и динамику. Обычно эти две задачи решают раздельно — сначала находят статические поправки, а затем корректируют амплитуду и форму сигнала. Теоретической основой для коррекции динамики служит следующая модель формирования спектра сейсмической трассы [35]:

$$F_{ij}(\omega) = F_0(\omega)K(\omega)S_i(\omega)R_j(\omega)M_k(\omega, l), \quad (1.9)$$

где i, j, k — индексы положения ПВ, ПП и ОСТ соответственно ($k = (i + j)/2$);

$F_{ij}(\omega)$ — спектр зарегистрированной трассы;

$F_0(\omega)$ — спектр сигнала, посланного в землю;

$K(\omega)$ — частотная характеристика разреза, связанная с отражением/преломлением луча;

$S_i(\omega)$ — частотная характеристика, связанная с условиями возбуждения на ПВ i ;

$R_j(\omega)$ — частотная характеристика, связанная с условиями приёма на ПП j ;

$M_k(\omega, l)$ — частотная характеристика, связанная с изменением спектра на ОСТ k в зависимости от удаления l .

Задача состоит в устранении влияния условий взрыва/приёма, т. е. необходимо рассчитать оператор $S_i(\omega)^{-1}R_j(\omega)^{-1}$. Для линеаризации системы (1.9) применяют логарифмирование:

$$\ln F_{ij}(\omega) = \ln F_0(\omega) + \ln K(\omega) + \ln S_i(\omega) + \ln R_j(\omega) + \ln M_k(\omega, l). \quad (1.10)$$

Данная система уравнений напоминает модель статического сдвига (1.5). Систему решают независимо для отдельных частот ω с некоторым шагом $\Delta\omega$. Таким образом, происходит выравнивание спектров трасс — устраняются амплитудные и фазовые искажения. Эта процедура называется поверхностно-согласованной деконволюцией. Если в уравнениях (1.9) и (1.10) убрать переменную ω , то ищутся просто множители S_i и R_j , которые выравнивают лишь амплитуды — это поверхностно-согласованная коррекция амплитуд (surface-consistent amplitudes correction) или ПСКА (SCAC).

Задача коррекции динамики имеет те же проблемы, что и задача коррекции статических поправок — система уравнений является плохо обусловленной, и она не имеет единственного решения [59; 85; 87; 88].

В работе [39] предлагается способ, в котором для анализа используется всё волновое поле одновременно. В отличие от традиционных способов здесь производится поиск оператора фильтра, свёртка с которым устраняет и кинематические, и динамические искажения, связанные с ВЧР. Авторы используют термин “waveform statics”, т. е. метод позволяет находить частотно-зависимые статические сдвиги, и, в то же время, учитывать вариации амплитуд и фазы. Знание кинематики не требуется, оператор фильтра рассчитывается напрямую из исходных данных.

1.6 Пространственный период статических поправок

В зависимости от соотношений поперечных размеров неоднородностей ВЧР d и эффективной длины сейсмической расстановки L статические поправки подразделяют на [6]:

- короткопериодные (высокочастотные) с размерами $d < L$;

- среднeperиодные (среднечастотные) с размерами $L < d < 2L$;
- длиннопериодные (низкочастотные) с размерами $d > 2L$.

Это разделение условное. Указанные диапазоны являются примерными, чёткой градации аномалий по пространственным периодам (частотам) не существует. В качестве L необходимо понимать именно «эффективную» длину расстановки (т. е. до линии мьютинга). Таким образом, одна и та же неоднородность может быть как длиннопериодной для отражения от мелко залегающего горизонта, так и короткопериодной для отражения от глубокого горизонта (т. е. важно соотношение глубины и поперечных размеров неоднородности).

Высокочастотная статика имеет знакопеременный характер и может рассматриваться как следствие случайных независимых погрешностей при расчёте предварительных поправок, низкочастотная — как результат недостаточно полных сведений о меняющихся скоростных характеристиках в области линии приведения или несколько ниже её. Высокочастотная (случайная) составляющая поправок приводит к ухудшению качества суммирования, но не искажает существенно формы отражающих горизонтов. Низкочастотная (систематическая) влияет на качество суммирования тем меньше, чем длиннее база проявления погрешностей [60].

1.7 Связь статических поправок и глубинно-скоростной модели

Существует огромное множество методов учёта влияния ВЧР. Как всегда, у каждого есть свои достоинства и недостатки. Несомненным достоинством методов, основанных на расчёте статических поправок, является относительная простота модели статистики (предположение о вертикальности луча в ВЧР). В то же время, этот плюс может оказаться и минусом. Например, если предположение о вертикальности луча в ЗМС ещё допустимо, то в случае с мерзлотой ситуация прямо противоположная. Из-за инверсии скорости с глубиной луч в мерзлоте вовсе не вертикален, а субгоризонтален. При наличии мерзлоты с помощью статистики могут быть скорректированы только времена t_0 , но не эффективные скорости волн $V_{\text{ОГТ}}$ [73]. Поэтому использование формулы $H_{\text{ОГТ}} = V_{\text{ОГТ}} \cdot t_0/2$ для пересчёта временного разреза в глубинный будет некорректным. Таким образом, при использовании статических поправок в тех случаях, когда модель

статики не соблюдается, возникают остаточные аномалии $V_{\text{ОГТ}}$ и $H_{\text{ОГТ}}$ [70—72; 92—94]. Вообще говоря, скорость $V_{\text{ОГТ}}$ может сильно отличаться от средней скорости [47], поэтому вышеупомянутая формула применима в очень ограниченном числе случаев (лишь в простых сейсмогеологических условиях). Но даже при использовании иных подходов к решению обратной кинематической задачи (R -способ, метод взаимных точек [53; 54; 84], томография [7; 16; 42]) ошибок не избежать, если в данные были введены статические поправки при несоблюдении модельных предположений о вертикальности луча.

Величина структурных ошибок может достигать 100 м (будет показано в гл. 2), что неприемлемо. Например, сегодня, когда все крупные месторождения нефти и газа уже изучены и разбурены, сейсморазведочные работы нацелены на поиск низкоамплитудных малоразмерных структурных аномалий (с поперечными размерами 2–5 км и амплитудой 10–15 м). Для обнаружения таких аномалий с вероятностью 90 % приемлемой считается точность ± 5 м [73].

Поэтому в тех случаях, когда модель статики не выполняется (мерзлота, рельеф) альтернативным подходом к учёту длиннопериодных (низкочастотных) аномалий ВЧР может быть использование глубинно-скоростной модели (ГСМ), а не аппарата статических поправок. В принципе, ГСМ для ВЧР строят довольно часто [34], но её используют лишь как временный инструмент — построив её, рассчитывают статические поправки. Отчасти это связано с тем, что такая ГСМ является очень упрощённой, и она пригодна лишь для расчёта статики, но не для миграции. В работе будет показан альтернативный вариант учёта ВЧР с помощью ГСМ, которая не пересчитывается в статические поправки, а напрямую используется для миграции и построения ГСМ нижней (целевой) части разреза.

Включение короткопериодных (высокочастотных) аномалий в ГСМ может быть затруднено. Например, при использовании томографических способов придётся разбивать ВЧР на ячейки малого размера (так как ВЧР очень сильно изменчива), что уменьшает количество лучей, проходящих через ячейку, и, следовательно, обусловленность системы уравнений, решаемых в томографии. Поэтому короткопериодные неоднородности кажется разумным учитывать с помощью аппарата статических поправок.

Глава 2. Учёт неоднородностей ВЧР статическими поправками или включение их в пластовую модель среды — что выбрать?

В данной главе описаны результаты, полученные автором в работах [62; 63].

Сложная форма годографа отражённой волны от глубокой границы, связанная с неоднородностями ВЧР, может вызвать трудности при проведении скоростного анализа. Традиционные предварительные статические поправки упрощают форму годографа, но при использовании такой кинематики для построения ГСМ она может оказаться искажённой, или её вовсе не удастся построить. В данной главе показано использование кинематико-динамического преобразования, которое представляет собой способ нахождения поля времён отражённых волн из их глубинных образов, т. е. после миграции. Такая кинематика позволяет получать более точную ГСМ среды.

2.1 Введение

Как известно, неоднородности ВЧР искажают волновое поле, приходящее от глубоких целевых горизонтов, причём в общем случае искажается как кинематика поля, так и его динамика. Если ставится задача построения ГСМ среды, то чаще всего анализируется именно кинематика, поэтому получаемая модель во многом зависит от «аккуратного» описания этой кинематики. Что здесь понимается под словом «аккуратно»?

При проведении скоростного анализа широко применяют гиперболическую аппроксимацию годографа ОСТ отражённой волны. Однако, годограф будет гиперболой (в 2D наблюдениях) или гиперболоидом (в 3D), если одновременно выполняются следующие условия:

- среда однородна и изотропна;
- источники и приёмники расположены на одной прямой (в 2D) или в одной плоскости (в 3D)¹;

¹Дальше для ясности изложения без потери общности будем рассуждать о 2D наблюдениях, так как на случай пространственных систем все основные выводы легко переносятся.

— отражающая граница является прямой (в 2D) или плоскостью (в 3D).

На практике все эти условия не выполняются в той или иной степени, что приводит к отличию формы годографа от гиперболы. Конечно, можно ограничить диапазон используемых для скоростного анализа удалений и описать годограф гиперболой только на этом диапазоне, но при его уменьшении падает точность определения скорости. В тех случаях, когда форма слишком сложная, можно использовать кривые высоких порядков. Это позволяет точнее описать кинематику, но в то же время увеличивает количество переменных, которые сложно определять и интерпретировать. И наконец, наиболее популярный способ — компенсации влияния неоднородностей, искажающих форму годографа, с помощью среднепериодных статических поправок. Да, такие поправки могут приблизить форму годографа к гиперболе, но какой ценой? Ответ: в таком случае, используя предположение локально-однородной среды, не удастся построить толстослоистую глубинно-скоростную модель (ТГСМ). Помимо среднепериодных поправок неприятный эффект могут вызвать и длиннопериодные поправки, которые несут в себе ещё большую опасность — модель построить удастся, но она будет искажённой.

Таким образом, возвращаясь к понятию «аккуратного» описания кинематики, можно утверждать, что не всегда компенсация неоднородностей статическими поправками является приемлемой, в частности, если они используются для обеспечения возможности параметризации годографа гиперболой, то такое описание кинематики поля уже нельзя назвать «аккуратным». В этом случае требуется иной подход к описанию поля времён. В ООО «Сейсмотек» используется кинематико-динамическое преобразование, которое даёт более «аккуратное» описание поля времён, что, в свою очередь, позволяет получить более точную ТГСМ среды.

Однако нельзя говорить, что используя статические поправки, мы обрекаем себя на получение заведомо «ложной» ГСМ. Здесь необходимо находить ту грань, когда неоднородность может быть включена в модель, а когда нет. Пока неоднородности могут быть учтены с помощью модели, их нужно включать в модель. К ним относятся среднепериодные и длиннопериодные неоднородности. А короткопериодные неоднородности нужно учитывать уже с помощью статических поправок после построения первого приближения модели, причём для их расчёта в качестве эталонного поля времён можно использовать то, ко-

торое получается в результате решения прямой кинематической задачи в полученной приближительной модели.

2.2 Постановка задачи

В статье [4] рассматривается методика пересчёта волнового поля с криволинейного рельефа на плоский уровень приведения на основе волнового уравнения. Однако вопросы, связанные с построением ГСМ и анализом влияния высокочастотных статических подвижек на результат пересчёта волнового поля, в той работе не изучаются.

В данной главе будет продемонстрировано, что в некоторых случаях компенсация неоднородностей статическими поправками может приводить к тому, что не удастся построить ГСМ в предположении локально-однородной среды. С этим неприятным обстоятельством можно справиться, если такие неоднородности учитывать не статическими поправками, а включать в модель. Также будет проанализировано влияние высокочастотных статических подвижек на результат решения, и будут даны рекомендации относительно того, какое место должен занимать их учёт в графе обработки. Существует огромное множество способов получения ГСМ, которые могут быть пластовыми, сеточными или гибридными [15]. Автор в своих экспериментах оперировал пластовой моделью, а для её построения использовал метод, описанный в работе [84]. Расширение класса моделей осуществляется путём более общей параметризации пластов [51], что не противоречит излагаемой методике.

Для эксперимента были использованы синтетические данные, обработка которых производилась двумя независимыми способами (табл. 3): традиционным способом (разд. 2.5) и с использованием кинематико-динамического преобразования (разд. 2.6). При использовании и того, и другого метода была построена ТГСМ как при отсутствии высокочастотных статических подвижек, так и при их наличии.

Моделирование и непосредственная обработка данных выполнялись в системе Prime (ООО «Сейсмотек»).

Таблица 3 — Два способа обработки синтетических данных для получения ГСМ. Каждый способ, в свою очередь, использовался в двух случаях: при отсутствии высокочастотных статических подвижек и при их наличии

Учёт неоднородностей ВЧР			
Способ 1. Только статическими поправками (разд. 2.5)		Способ 2. Модель + статические поправки (разд. 2.6)	
Случай без высокочастотных статических подвижек (разд. 2.5.2)	Случай с высокочастотными статическими подвижками (разд. 2.5.3)	Случай без высокочастотных статических подвижек (разд. 2.6.2)	Случай с высокочастотными статическими подвижками (разд. 2.6.3)

2.3 Моделирование

Для получения синтетических сейсмограмм использовалась пластовая ГСМ, изображённая на рис. 2.1 (масштаб сильно искажён — длина профиля 30 км, а глубина разреза 1600 м). Модель состоит из трёх слоёв с постоянными пластовыми скоростями (800, 1800 и 3000 м/с соответственно), но с разными мощностями:

1. Мощность первого слоя WT изменяется от 200 до 350 м, причём наиболее резкий перепад наблюдается на пикете 17250 м, где расположена впадина глубиной 170 м при ширине 3300 м. Типичный размер неоднородностей в первом слое составляет 60–90 м по вертикали и 1600–3200 м по горизонтали.
2. Положение подошвы второго слоя a меняется от 400 до 600 м, однако пространственный период этих вариаций значительно больше (5500–7100 м) в сравнении с подошвой первого слоя (1600–3200 м). На пикете 17250 м мощность слоя минимальна (120 м).
3. Последняя граница b расположена на константной глубине 1500 м.

Модель содержит существенные неоднородности в верхней части — имеет резкий перепад скоростей (с 800 до 1800 м/с) на границе WT при относительно непростой форме самой границы. Если проводить параллель между моделью и реальностью, то границу WT можно сопоставить с УГВ (water table). Более

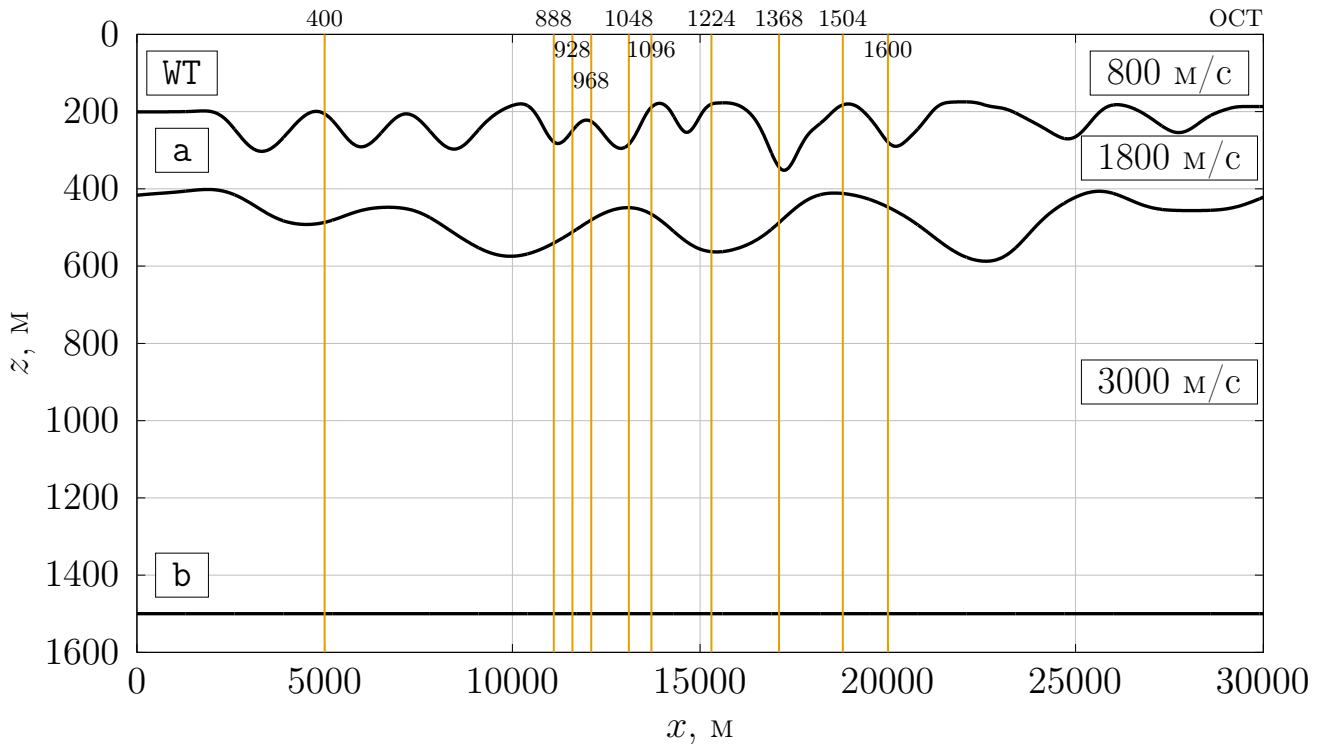


Рисунок 2.1 — Пластовая ГСМ, использовавшаяся для получения синтетических сейсмограмм. Вертикальные линии обозначают пикеты, сейсмограммы ОСТ с которых показаны на [рис. 2.2](#)

простые случаи, которые носят скорее иллюстративный характер, рассматривались в [\[61; 64; 65\]](#).

Для моделирования использовались параметры, перечисленные в [табл. 4](#).

Сейсмограммы были получены волновым моделированием [\[68; 90; 91\]](#). Результат моделирования в сортировке ОСТ изображён на [рис. 2.2](#). Ось синфазности отражённой волны от границы **b** имеет сложную форму. Например, времена прихода волн на трассах дальних удалений могут быть меньше соответствующих времён на трассах ближних удалений (ОСТ 1368), т. е. производная $\frac{dt}{dx}$ отрицательна на некотором диапазоне удалений. В данном случае это связано с тем, что лучи, соответствующие дальним удалениям, большую часть пути проходят через высокоскоростной слой **a**, а не через низкоскоростной **WT**, и, несмотря на большой путь пробега, они приходят раньше. Оси синфазностей от неглубоких границ (**WT** и **a**) более простые, так как неоднородности ВЧР, которые являются среднепериодными для отражения от границы **b**, для них являются уже длиннопериодными (т. е. важно соотношение глубины и поперечных размеров неоднородности, см. также [разд. 1.6](#)). Но в то же время из-за мьютинга (причины необходимости которого геофизикам хорошо известны) они имеют короткие

Таблица 4 — Параметры моделирования

Параметр	Ед. изм.	Значение
Длина профиля	км	30
Тип сейсмической расстановки		фланговая
Активная расстановка	канал	201
Шаг по ПВ	м	25
Шаг по ПП	м	25
Удаление ПВ-ПП	м	от 0 до 5000 ^a с шагом 25
Размер ОГТ-бина	м	12,5
Кратность наблюдений	трасс	100
Общее количество ПВ	шт.	1301
Общее количество ПП	шт.	1301
Общее количество трасс	трасс	241301
Диапазон частот	Гц	5–60

^aИз-за относительно неглубокого залегания последнего горизонта (1500 м) диапазон используемых удалений был значительно меньше.

годографы, поэтому малопригодны для учёта высокочастотных подвижек. Результат моделирования в сортировке равных удалений (0, 300, 500 и 1000 м) показан на [рис. 2.3](#). Из-за неоднородностей время t_0 от константной границы b изменяется от 1435 до 1700 мс ([рис. 2.3а](#)).

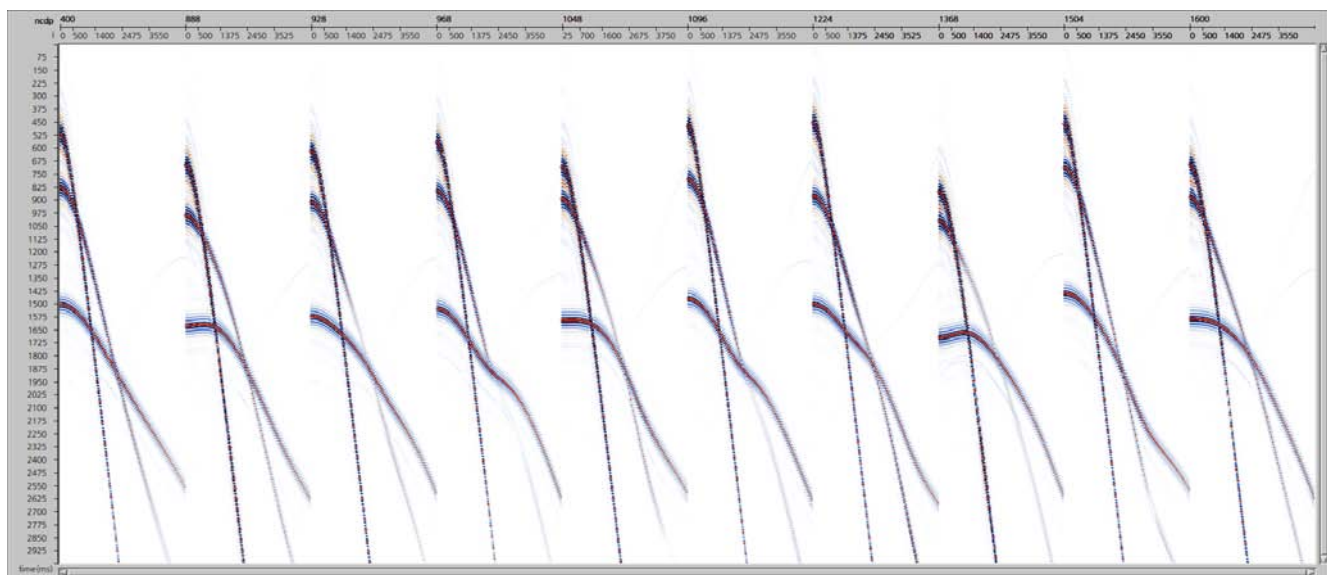
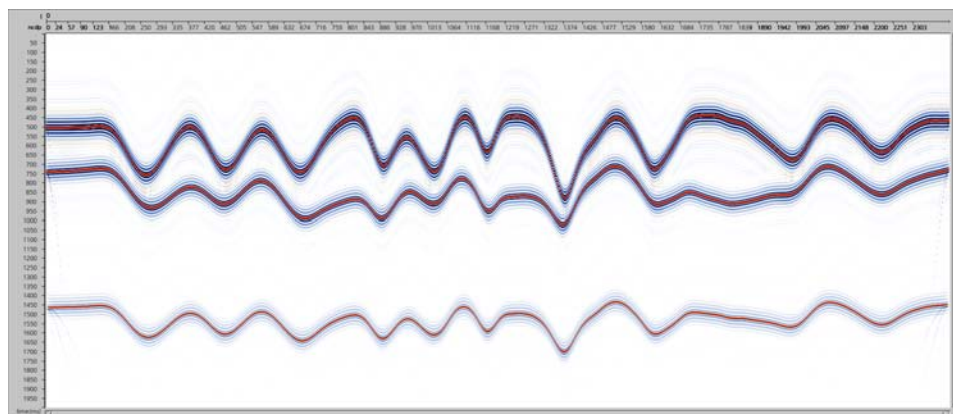
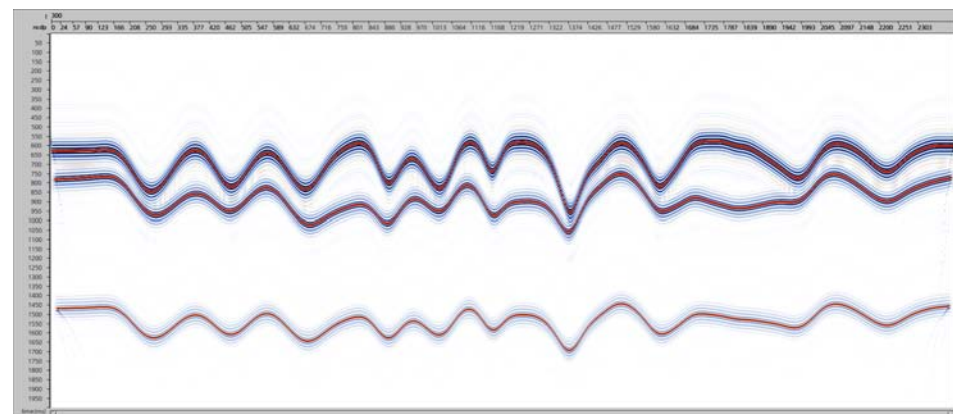


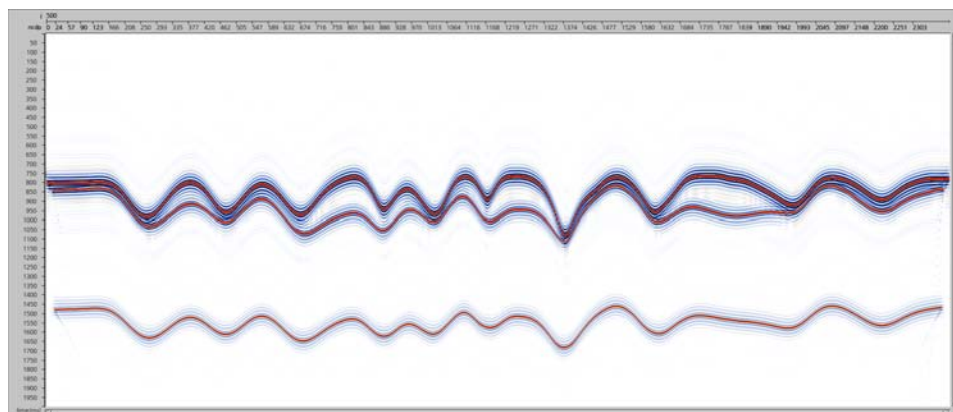
Рисунок 2.2 — Примеры сейсмограмм ОСТ, соответствующих тем пикетам, которые изображены в виде вертикальных линий на [рис. 2.1](#)



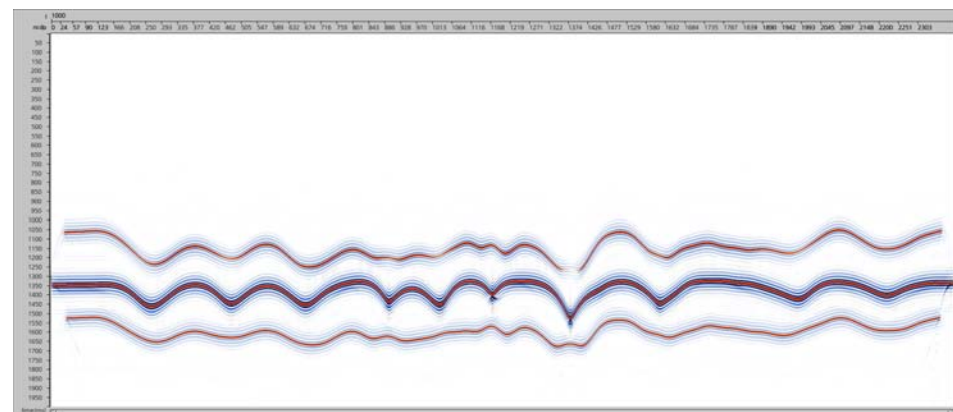
а) $l = 0$ м



б) $l = 300$ м



в) $l = 500$ м



г) $l = 1000$ м

Рисунок 2.3 — Примеры разрезов равных удалений

Для моделирования «чистой статики» были сгенерированы случайные равномерно распределённые в диапазоне $[-10; 10]$ мс поверхностно-согласованные временные подвижки для всех ПВ и ПП (рис. 2.4). Такого рода сдвиги (с большей или меньшей амплитудой) присутствуют в реальных данных всегда (по крайней мере, на суше), и природа их может быть совершенно различной. Дабы избежать путаницы с жаргоном «статика» (одни подразумевают под ним «дребезг» в данных, а другие, наоборот, — поправку, которая убирает этот «дребезг»), будем придерживаться следующих понятий: *подвижка* — намеренно привнесённый в сейсмическую трассу сдвиг; *поправка* — рассчитанный в процессе обработки сдвиг для компенсации *подвижки*. Сейсмограмма ОСТ 1048 до и после ввода сгенерированных *подвижек* показана на рис. 2.5.

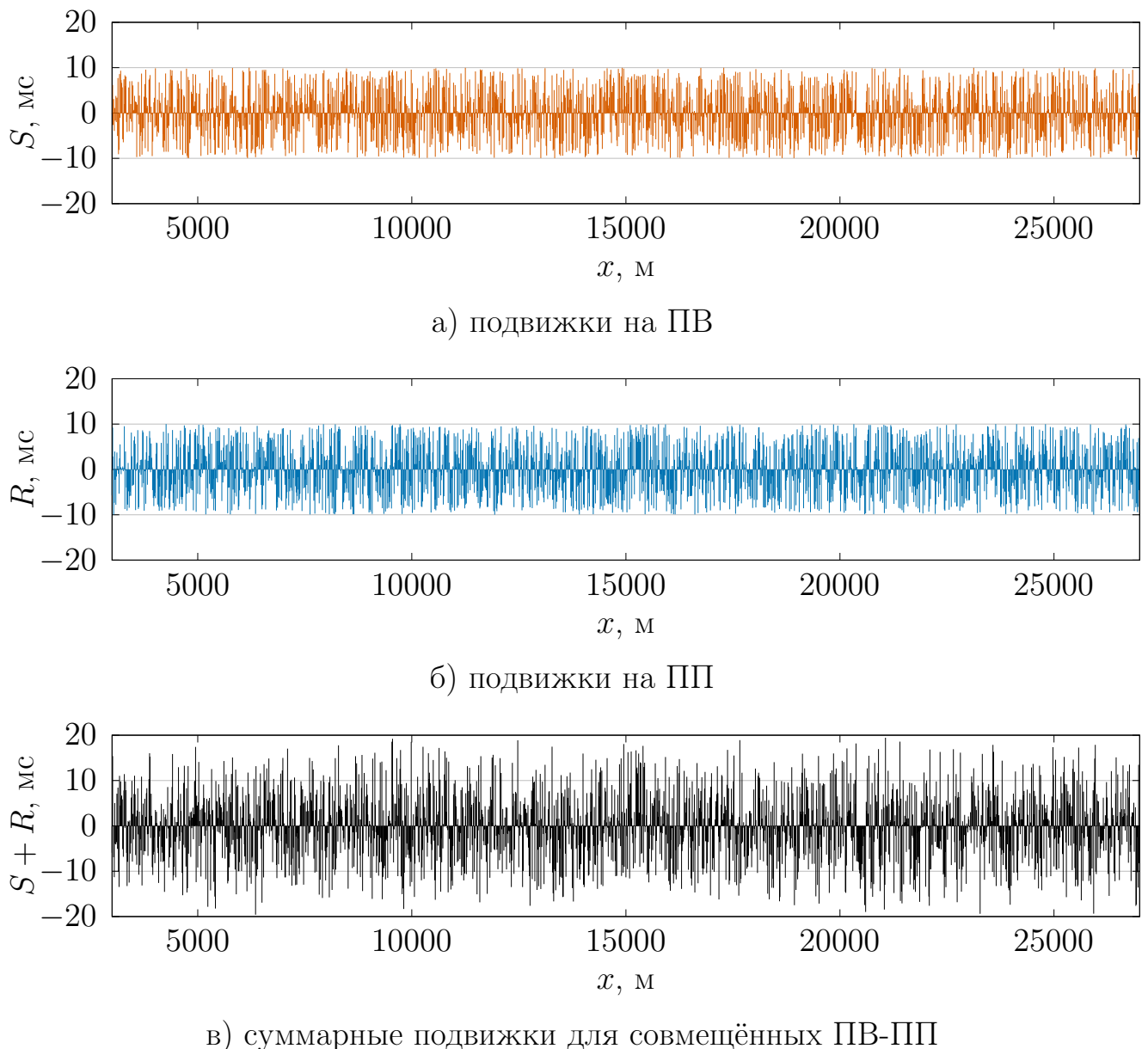
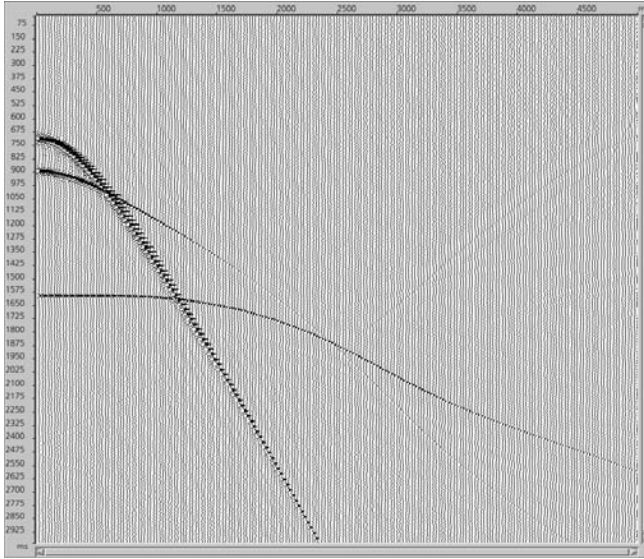
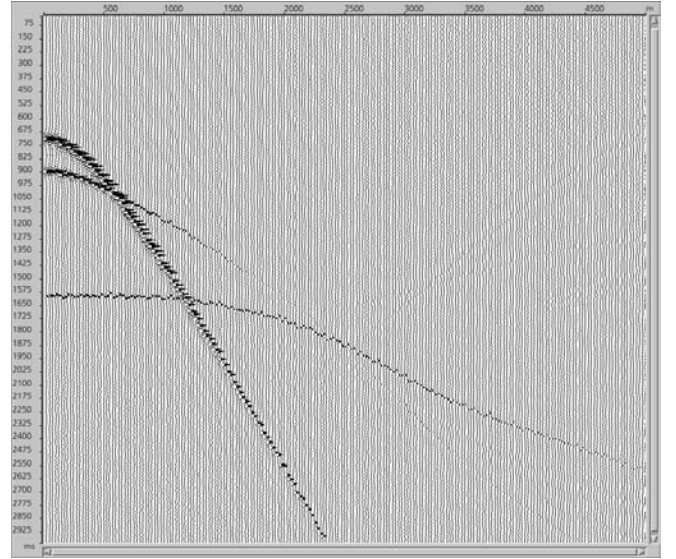


Рисунок 2.4 — Сгенерированные высокочастотные статические подвижки



а) без подвижек



б) с подвижками

Рисунок 2.5 — Сейсмограмма ОСТ 1048 до и после ввода подвижек из рис. 2.4

2.4 О модели статических сдвигов

В 70-х гг. прошлого века широкое распространение получила четырёхфакторная модель статического сдвига [36] (см. также «Модель времени отражения» на стр. 30):

$$T_{ij} = S_i + R_j + G_k + M_k l^2, \quad (2.1)$$

где i, j, k — индексы положения ПВ, ПП и ОСТ соответственно ($k = (i + j)/2$); T_{ij} — суммарная статическая поправка для трассы, соответствующей ПВ i и ПП j ;

S_i — статическая поправка на ПВ i ;

R_j — статическая поправка на ПП j ;

G_k — структурный член (ошибка в t_0) на ОСТ k ;

M_k — кинематический член (ошибка в $V_{\text{ОГТ}}$) на ОСТ k ;

l — удаление ПВ-ПП.

Недостаток модели (2.1) состоит в том, что соответствующая ей система уравнений является плохо обусловленной — плавные составляющие G_k и M_k определяются с погрешностью, превышающей ошибки исходных данных [41] (см. также «Неустойчивость решения задачи коррекции статических поправок»

на стр. 32). Поэтому автор использовал двухфакторную модель:

$$T_{ij} = S_i + R_j.$$

Однако это не означает, что два других фактора (структурный и кинематический) не учитывались. Конечно, они учитывались, но не с помощью статических поправок, а с помощью пластовой модели, т. е. на этапе формирования эталона, по которому определяется статический сдвиг.

2.5 Учёт неоднородностей только статическими поправками

В разд. 2.3 было показано, что из-за неоднородностей ВЧР модельные сейсмограммы имеют довольно сложную форму (рис. 2.2), а t_0 от границы $\mathbf{b}$ варьируется от 1435 до 1700 мс (рис. 2.3а), что сильно отличает временной разрез от глубинного, на котором этот горизонт расположен на постоянной глубине 1500 м (рис. 2.1). Традиционно эти неоднородности ВЧР учитывают с помощью статических поправок. И делают это не только для того, чтобы увеличить степень подобия временного и глубинного разрезов (что само по себе совершенно неоправданно), но и для того, чтобы провести скоростной анализ, ведь годографы отражённых волн отличаются от гиперболы довольно сильно, а гиперболическая параметризация является наиболее часто используемой при обработке данных МОВ ОГТ. Именно такой сценарий обработки модельных данных и будет описан в данном разделе.

2.5.1 Замещение первого слоя на слой со скоростью второго слоя

Как видно из рис. 2.1, основные неоднородности модели связаны с подошвой слоя $\mathbf{WT}$. Представим себе, что нам очень повезло, и мы «точно» знаем его мощность и пластовую скорость². Учтём эти неоднородности с помощью стати-

²Понятно, что на практике такого понятия как «точная модель» не существует, на практике мы всегда имеем дело с «эффективной моделью» среды. Однако в нашем эксперименте мы сами задали модель, и синтетические сейсмограммы им полностью соответствуют, поэтому термин «точная модель» имеет право на существование.

ческих поправок. Для этого сделаем замещение слоя WT на слой со скоростью такой же, как в нижележащем слое **a**. Величина статических поправок Δt будет равна:

$$\Delta t = \frac{h}{V_{WT}} - \frac{h}{V_a}, \quad (2.2)$$

где h — вертикальная мощность слоя WT;

V_{WT} — истинная пластовая скорость в слое WT;

V_a — скорость замещения (она же скорость в слое **a**).

Здесь используется следующее соглашение о знаке статических поправок — положительная поправка уменьшает регистрируемое время прихода волны, т. е. поправки вычитаются.

Рассчитанные статические поправки приводятся на [рис. 2.6](#). Так как параметры V_{WT} и V_a , использовавшиеся для расчёта поправок, были постоянными вдоль профиля, то график представляет собой зеркальное отражение подошвы слоя WT. Величина поправок изменяется от 120 до 245 мс.

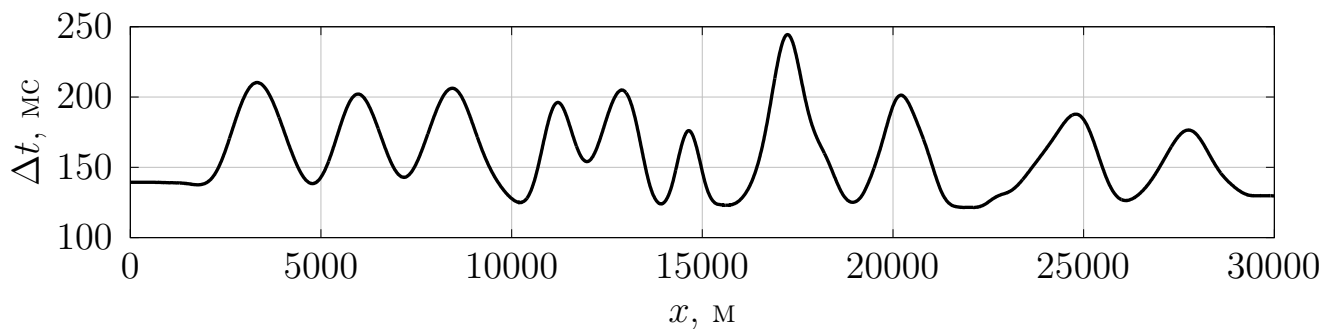


Рисунок 2.6 — Статические поправки за замещение слоя WT на слой со скоростью нижележащего слоя **a**

После ввода поправок за замещение слоя сейсмограммы из [рис. 2.2](#) преобразуются в сейсмограммы, изображённые на [рис. 2.7](#). По ним уже возможно провести скоростной анализ. Скорректированные разрезы равных удалений показаны на [рис. 2.8](#). До ввода поправок за замещение t_0 от границы **b** варьировалось от 1435 до 1700 мс (разброс 265 мс, [рис. 2.3a](#)), теперь же оно изменяется значительно меньше — от 1180 до 1260 мс (разброс 80 мс, [рис. 2.8a](#)). Казалось бы, введя поправку за замещения слоя, волновая картина сильно упростилась. Однако позже мы увидим, какова цена всему этому.

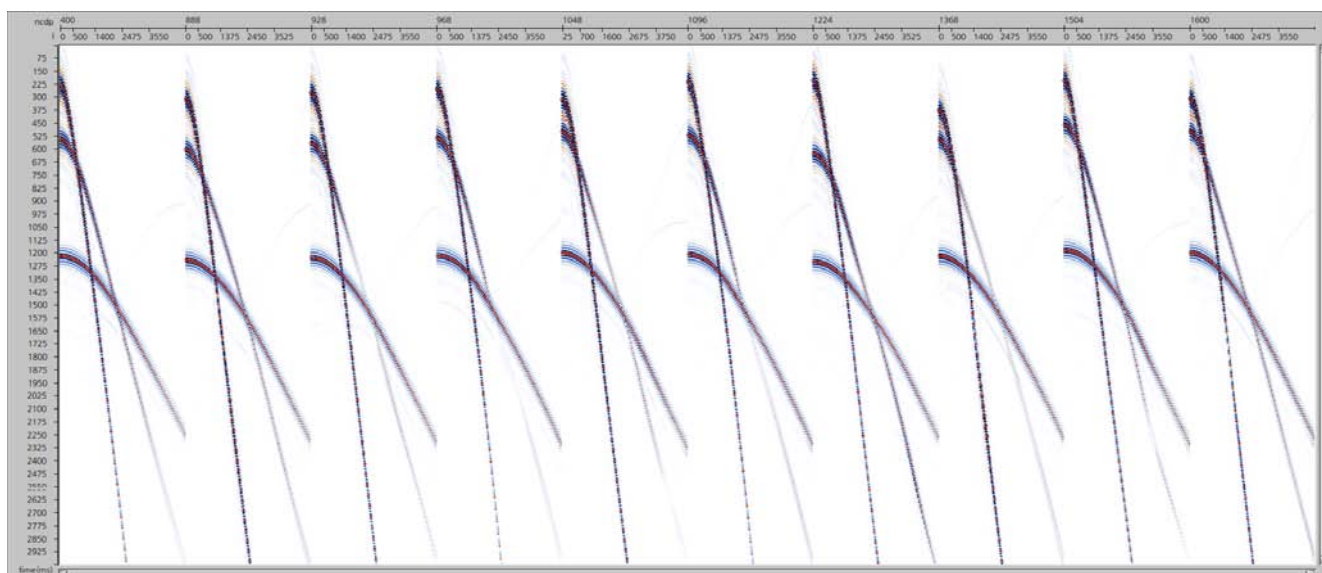
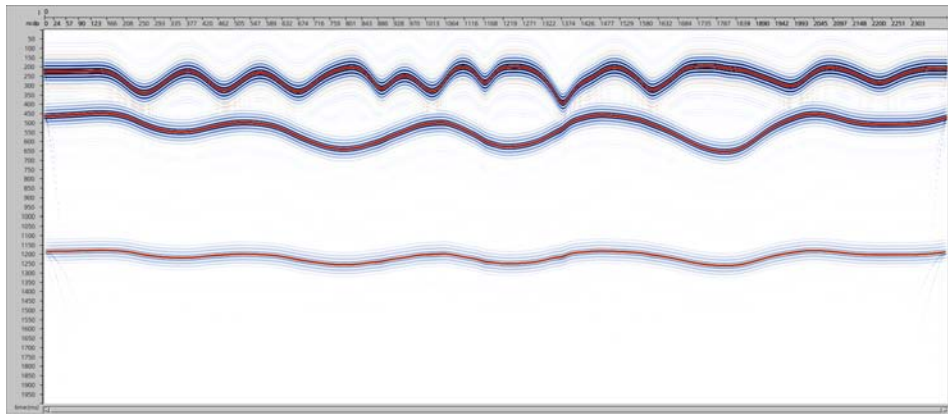
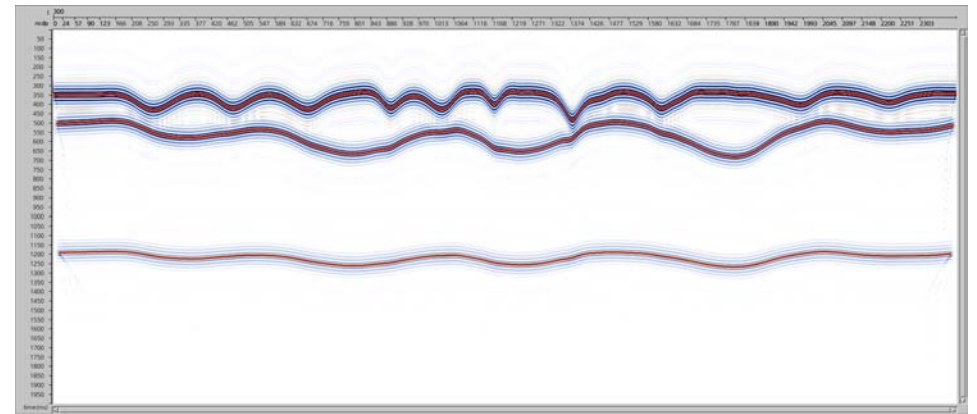


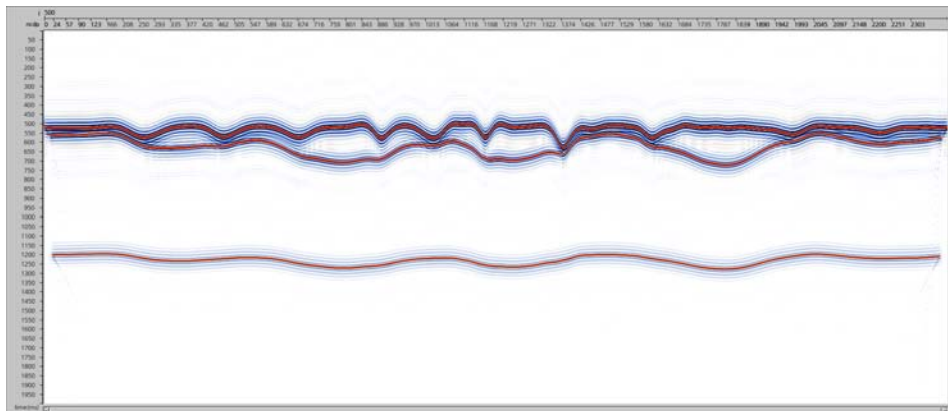
Рисунок 2.7 — Сейсмограммы ОСТ из [рис. 2.2](#) после ввода поправок из [рис. 2.6](#)



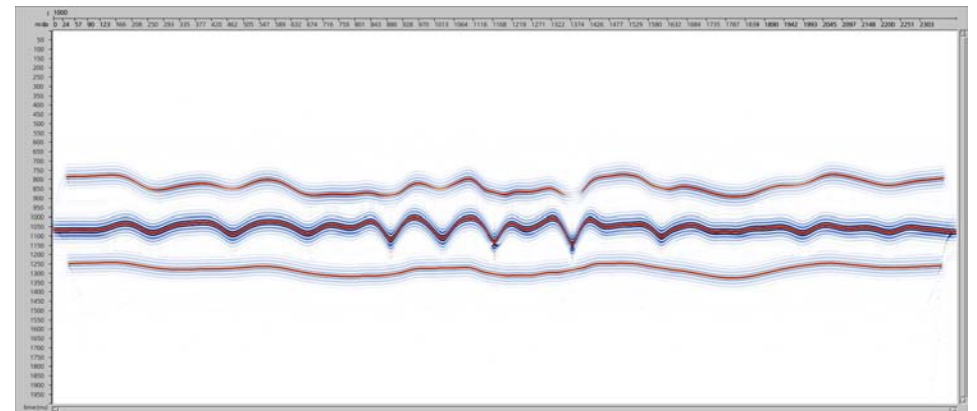
а) $l = 0$ м



б) $l = 300$ м



в) $l = 500$ м



г) $l = 1000$ м

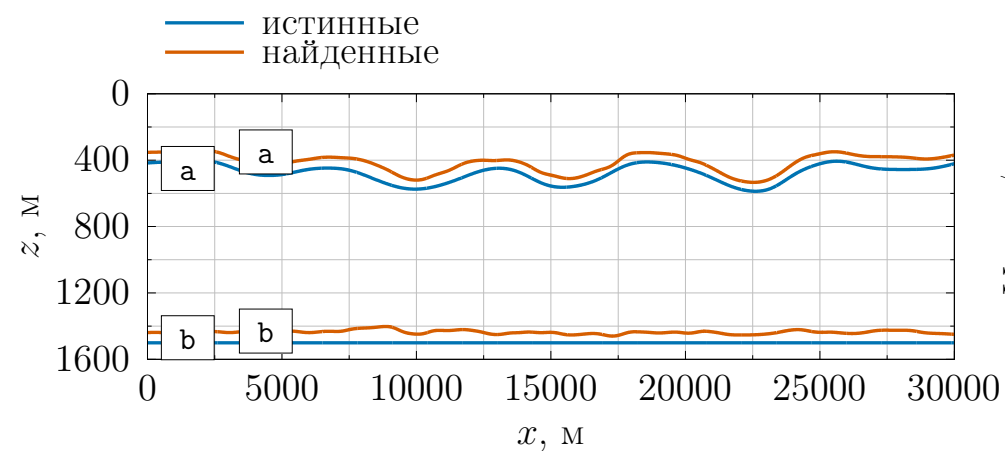
Рисунок 2.8 — Разрезы равных удалений из [рис. 2.3](#) после ввода поправок из [рис. 2.6](#)

2.5.2 Случай без высокочастотных статических подвижек

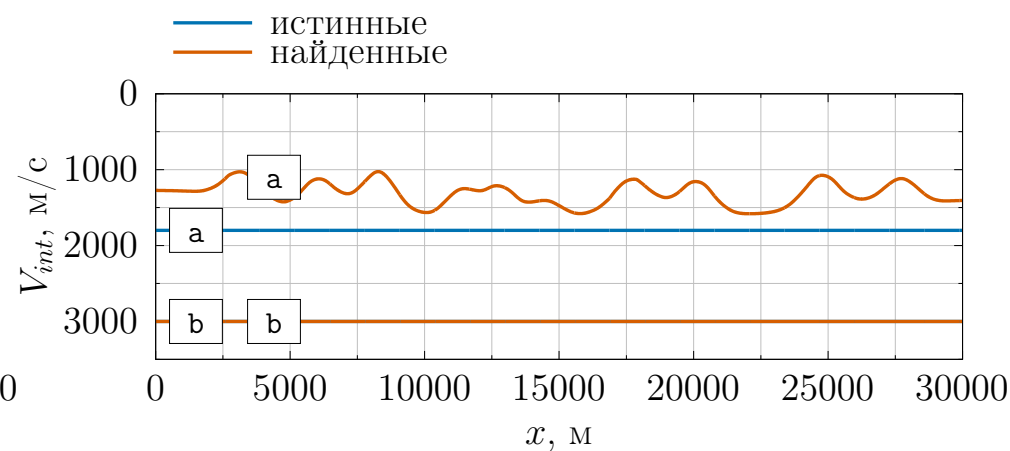
В этом случае использовался следующий граф обработки:

1. Расчёт и ввод поправок за замещение слоя WT.
2. Оценка t_0 и $V_{\text{ОГТ}}$ вдоль горизонтов **a** и **b**.
3. Послойное решение обратной кинематической задачи.

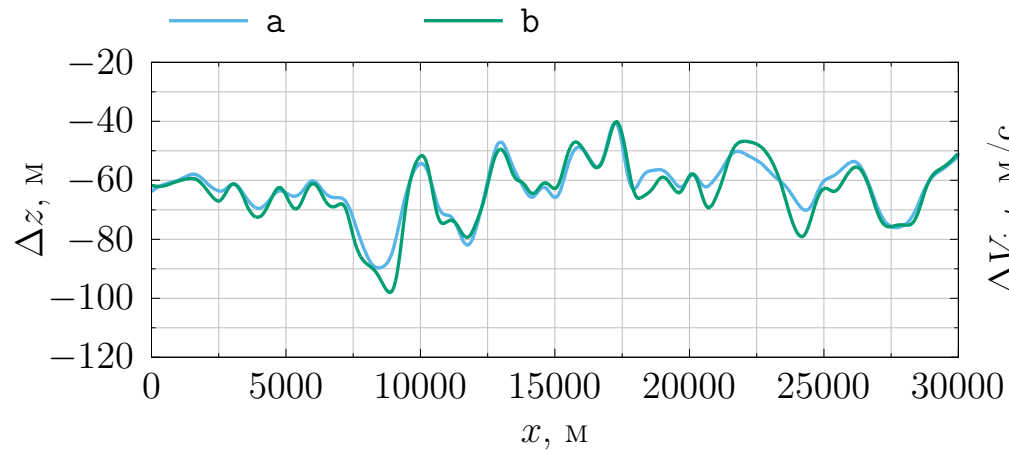
Оценки t_0 и $V_{\text{ОГТ}}$, полученные при скоростном анализе, использовались для построения пластовой модели среды. Результат решения показан на **рис. 2.9**. Горизонт WT отсутствует, так как он был исключён при замещении слоя. Для горизонта **a** глубина оказалась заниженной на 40–90 м, а пластовая скорость — на 200–800 м/с. Для горизонта **b** глубина занижена на 40–100 м, но погрешность в определении пластовой скорости отсутствует.



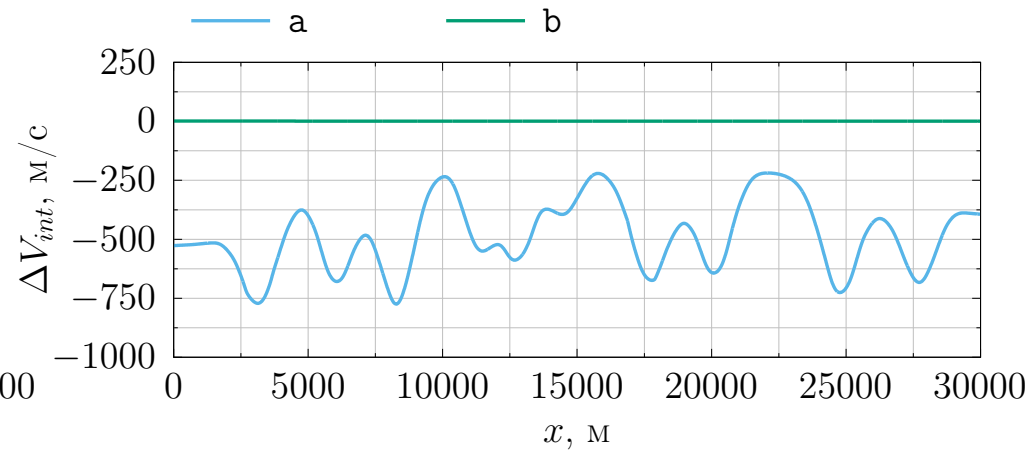
а) глубины



б) пластовые скорости



в) ошибки в глубинах



г) ошибки в пластовых скоростях

Рисунок 2.9 — Результат решения обратной кинематической задачи при отсутствии высокочастотных статических подвижек. Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин и пластовых скоростей

2.5.3 Случай с высокочастотными статическими подвижками

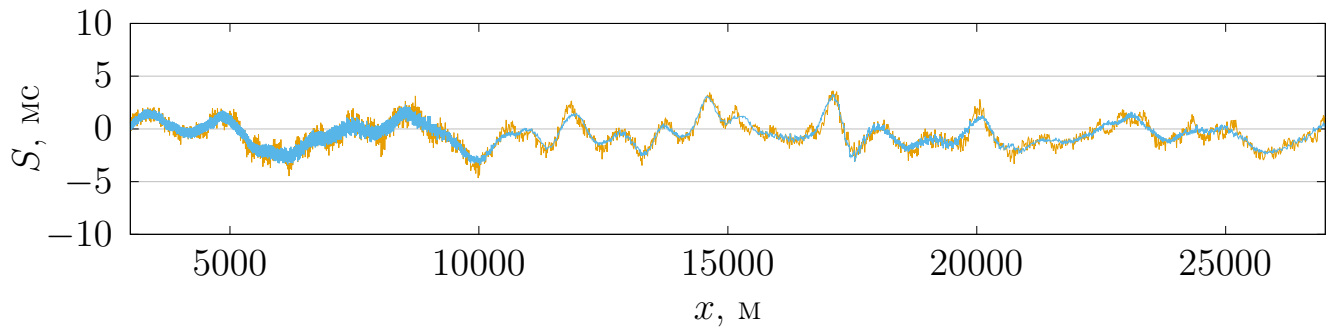
В этом случае использовался следующий граф обработки:

1. Расчёт и ввод поправок за замещение слоя WT.
2. Три итерации оценки t_0 и $V_{\text{ОГТ}}$ вдоль горизонтов **a** и **b** и две итерации коррекции статических поправок.
3. Послойное решение обратной кинематической задачи.

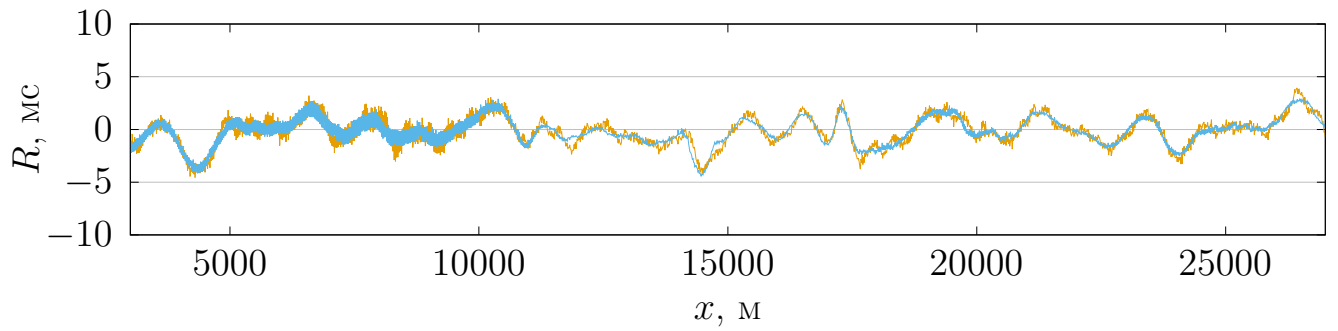
Всего было сделано три итерации коррекции кинематических поправок и две итерации коррекции статических поправок. На [рис. 2.10](#) демонстрируются недоучтённые поправки, их суммарная величина находится в пределах $[-5; 5]$ мс. Однако они являются уже не высокочастотными, а низкочастотными, которые не могут быть устранены простым увеличением числа итераций коррекции.

Кинематика, полученная на третьей итерации, использовалась для построения пластовой модели среды, результат решения показан на [рис. 2.11](#). Горизонт WT здесь также отсутствует, так как он был исключён при замещении слоя. Для горизонта **a** глубина занижена на 50–95 м, а пластовая скорость — на 250–950 м/с. Для горизонта **b** картина немного другая — глубина занижена на 50–115 м, но погрешность в определении пластовой скорости всего -50 м/с, что несущественно.

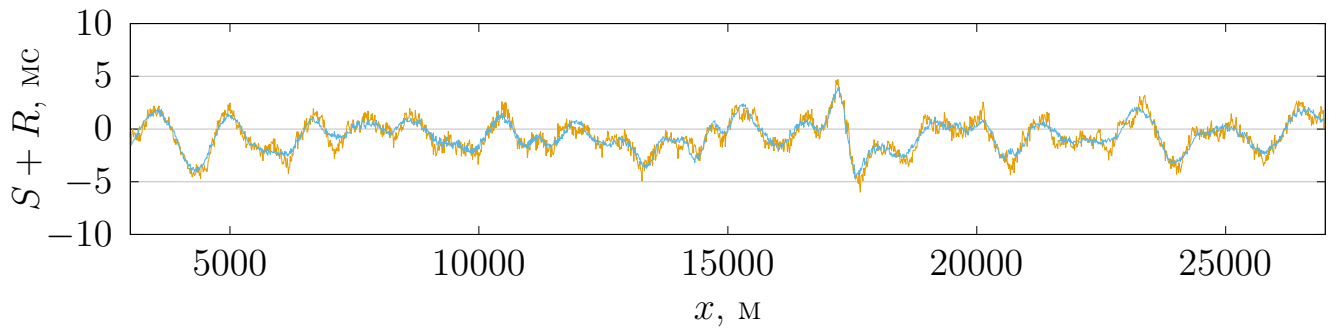
Таким образом, метод, предполагающий учёт всех неоднородностей ВЧР только с помощью статики, дал решения с неприемлемо большой структурной ошибкой, причём величина этой ошибки оказалась примерно одинаковой в обоих случаях (что с высокочастотными статическими подвижками, что без них).



а) поправки на ПВ

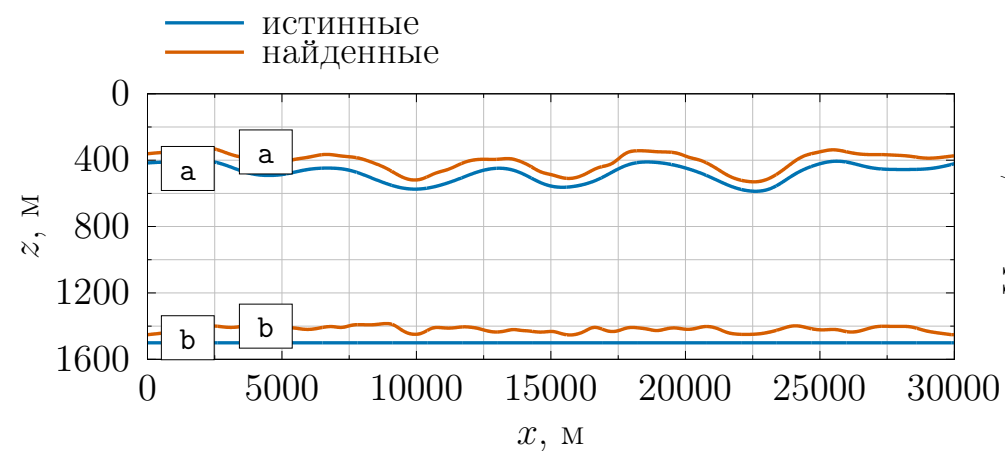


б) поправки на ПП

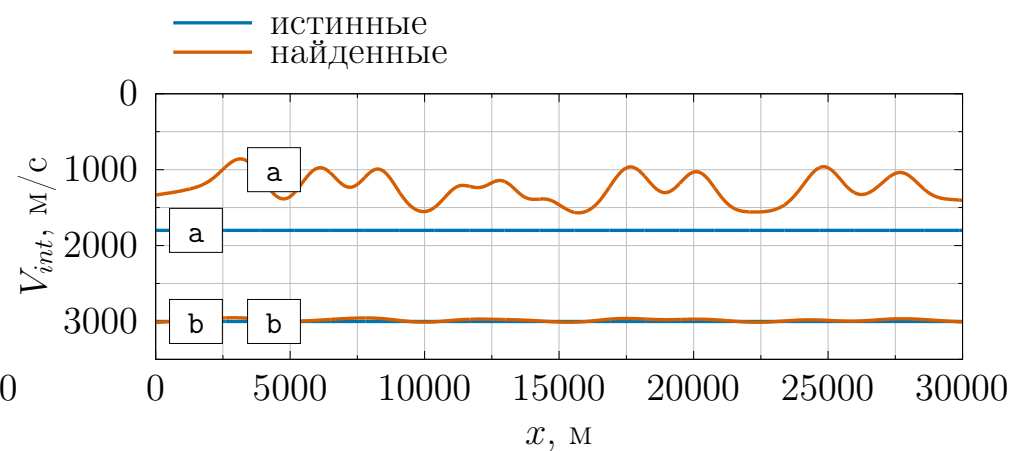


в) суммарные поправки для совмещённых ПВ-ПП

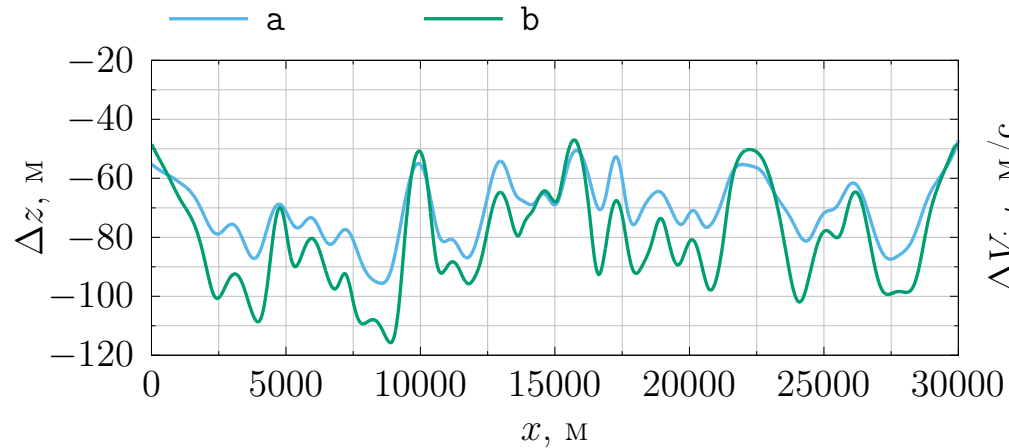
Рисунок 2.10 — Недоучтённые статические поправки. Обозначения: — сумма подвижек из рис. 2.4 и поправок, найденных на первой итерации; — сумма подвижек из рис. 2.4 и поправок, найденных на первой и второй итерациях



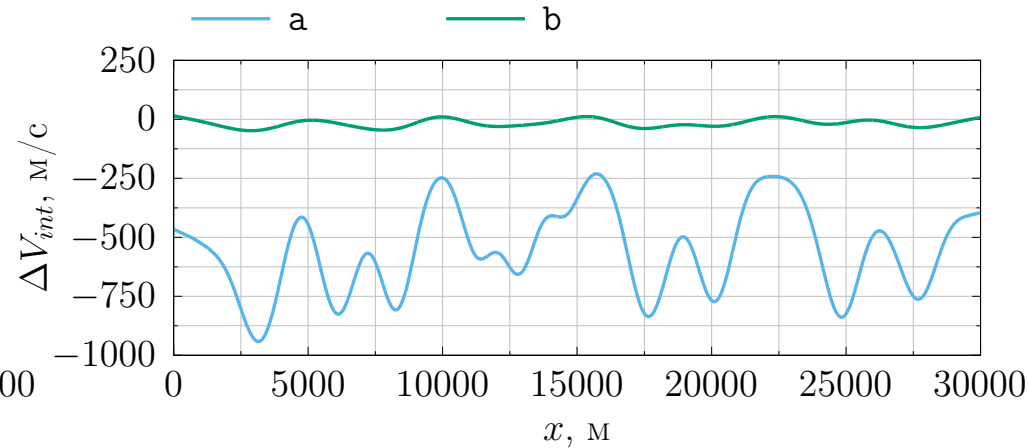
а) глубины



б) пластовые скорости



в) ошибки в глубинах



г) ошибки в пластовых скоростях

Рисунок 2.11 — Результат решения обратной кинематической задачи при наличии высокочастотных статических подвижек. Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин и пластовых скоростей

2.6 Подход на основе кинематико-динамического преобразования

В данном разделе будет показан второй способ учёта неоднородностей ВЧР — с помощью ГСМ и статических поправок. Для этого используется кинематико-динамическое преобразование. Как и раньше, рассматриваются два случая: с высокочастотными статическими подвижками и без них.

2.6.1 Коротко о кинематико-динамическом преобразовании

Кинематико-динамическое преобразование — это метод нахождения поля времён отражённых волн из их глубинных образов (возможно, даже далёких от истинных). В 80-х гг. данный способ был предложен В. М. Глоговским для прослеживания сложных синфазностей на временных разрезах [77]. Позже метод был обобщён С. Л. Лангманом для оценивания поля времён на сейсмограммах [80]. Доказано, что если удаётся проследить остаточные годографы в глубинной области после миграции (даже в случае неверно заданной модели среды), то по этим годографам восстанавливается верное поле времён, что позволяет правильно решать обратную кинематическую задачу. Замечено также, что эти остаточные годографы имеют существенно более простую форму чем годографы во временной области, что облегчает их параметризацию. Если миграция осуществляется в сортировке равных удалений, то во многих ситуациях остаточный годограф неплохо аппроксимируется гиперболой [43], даже если годограф во временной области существенно негиперболичен. Важно также то, что по мере уточнения модели остаточный годограф приближается к горизонтальной синфазности, так что даже неточная его аппроксимация в первоначальной модели может служить неплохим приближением для сходящегося итеративного процесса оценивания кинематических параметров среды.

Суть кинематико-динамического преобразования состоит в том, что данные подвергают миграции в некоторой ГСМ, прослеживают горизонты в глубинной области по сейсмограммам общей точки изображения (common image gather) или ОТИ (CIG [5; 17; 27]), получают годографы отражённых волн в глубинной области, а затем решают прямую кинематическую задачу, получая го-

дографы отражённых волн во временной области (рис. 2.12). Здесь важно то, что ГСМ может быть задана весьма приблизительно, прослеживание в глубинной области существенно облегчается по сравнению с временной, даже если пластовые скорости весьма далеки от истинных.

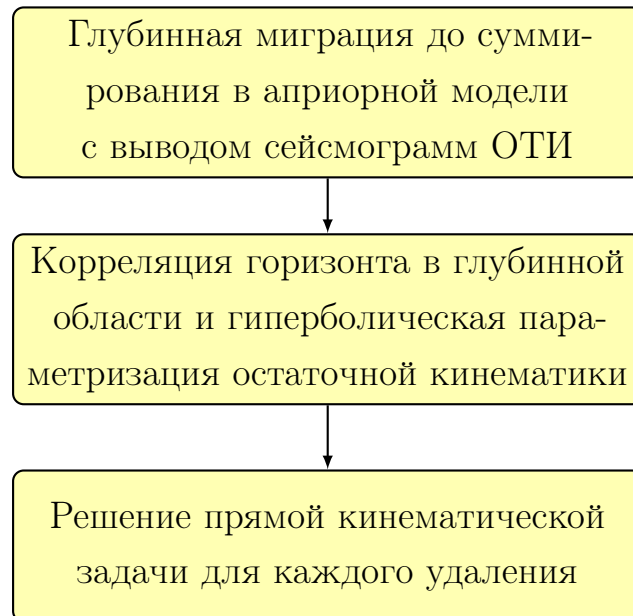


Рисунок 2.12 — Схема кинематико-динамического преобразования

В условиях сложной интерференционной картины волн и при наличии петель на равноудалённых разрезах проводить корреляцию во временной области затруднительно (или даже невозможно). Кинематико-динамическое преобразование позволяет восстановить времена прихода волн (т. е. их кинематику) с помощью миграции до суммирования и анализа годографов в глубинной области, полученных при миграции разрезов равных удалений.

Предположим, что миграция данных для удаления l была проведена с использованием некоторой априорной (неправильной) модели. Тогда синфазность $t(x)$ в области времён (где x — координата вдоль профиля в 2D случае) перейдёт в соответствующую ей синфазность $z(x)$ в глубинной области. Поскольку исходная глубинная модель была задана неверно, то и ось синфазности $z(x)$ не будет соответствовать реальной отражающей границе. Однако если в исходной неправильной модели решить прямую кинематическую задачу от фиктивной границы $z(x)$ для удаления l , то найденные времена «попадут» во времена исходного временного разреза. Таким образом, сложная задача корреляции горизонта во временной области сводится к более простой корреляции его в глубинной области с последующим решением прямой кинематической задачи.

Как было отмечено ранее, в глубинной области годограф имеет более простую форму, и часто даже в сложных сейсмогеологических условиях оказывается допустимым его гиперболическое описание³:

$$h(l) = \sqrt{h_0^2 + al^2}, \quad (2.3)$$

где $h(l)$ — глубина отражающей границы на удалении l ;

h_0 — глубина, полученная при миграции разреза нулевых удалений;

a — параметр гиперболичности.

Оценка параметра гиперболичности a проводится на сейсмограммах ОТИ. Параметр a даёт оценку остаточной кинематики (RNMO или residual normal moveout). При миграции в адекватной (правильной) модели оценка параметра a даст нулевое значение ($a = 0$), при заниженном значении средней скорости до отражающей границы $a < 0$, при завышении средней скорости $a > 0$. Из опыта известно, что даже при миграции в самой простой модели (например, в однородной среде со скоростью равной средней скорости до отражающей границы) корреляция горизонта в глубинах намного проще, нежели во временах.

Таким образом, работа в глубинной области имеет ряд преимуществ:

- «естественный» вид горизонтов даже в сложных геологических условиях, отсутствие «петель»;
- более простая корреляция и выбор горизонтов для анализа;
- проще осуществлять увязку данных на пересечениях профилей, учитывать скважинные наблюдения и априорную информацию;
- годографы остаточной кинематики после миграции тем лучше, чем ближе начальная ГСМ к реальной. Отсюда вытекает возможность при уточнении модели получать всё более простые годографы (в адекватной модели остаточная кинематика равна нулю) и, значит, лучшие спектры остаточной кинематики;
- проще проводить «интерпретационную» обработку данных — принимать геологические решения непосредственно в процессе обработки.

Конечно, остаётся ещё возможность негиперболической аппроксимации годографа и даже непосредственное пикирование в глубинной области. Но в этой работе иллюстрируется, что даже традиционной параметризации (2.3) может быть достаточно.

³В 3D случае, как всегда, возникает гиперболоид.

2.6.2 Случай без высокочастотных статических подвижек

Для обработки данных, не осложнённых высокочастотными подвижками, применялся следующий граф обработки:

1. Кинематико-динамическое преобразование.
2. Послойное решение обратной кинематической задачи.

Ранее было отмечено, что важное достоинство кинематико-динамического преобразования состоит в том, что для миграции может быть использована самая простая модель, например, однородная. При миграции в модели, представляющей собой полупространство со скоростью 1000 м/с, были получены сейсмограммы ОТИ, которые приводятся на [рис. 2.13](#). Ось синфазности, соответствующая горизонту WT, оказалась недоспрямлённой из-за использования завышенной скорости (истинная скорость в слое WT 800 м/с). Наоборот, оси синфазностей, соответствующих горизонтам **a** и **b**, переспрямились из-за использования заниженной скорости. Выборка этих сейсмограмм ОТИ взята с тех же координат, что и выборка сейсмограмм ОСТ из [рис. 2.2](#). Выгода от перехода в глубинную область очевидна — форма годографов стала намного проще. Оценка остаточной кинематики (RNMO) вдоль горизонта WT приводится на [рис. 2.14](#).

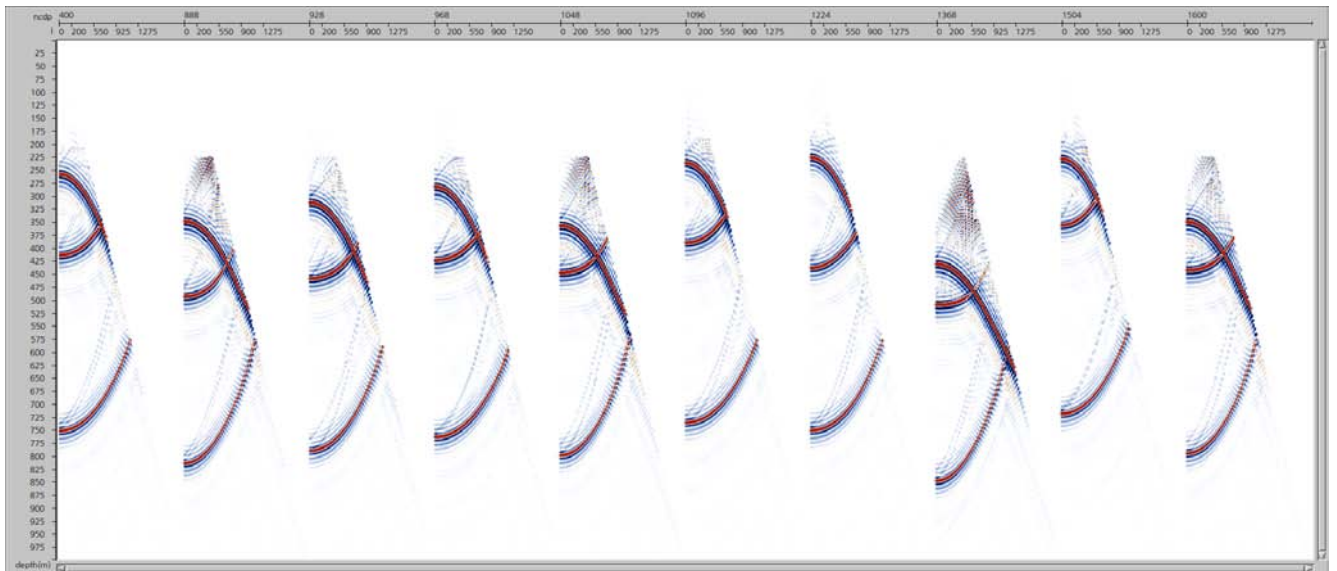


Рисунок 2.13 — Примеры сейсмограмм ОТИ, полученных при глубинной миграции в однородной модели со скоростью 1000 м/с. В отличие от соответствующих им сейсмограмм ОСТ из [рис. 2.2](#), здесь синфазности могут быть описаны гиперболой

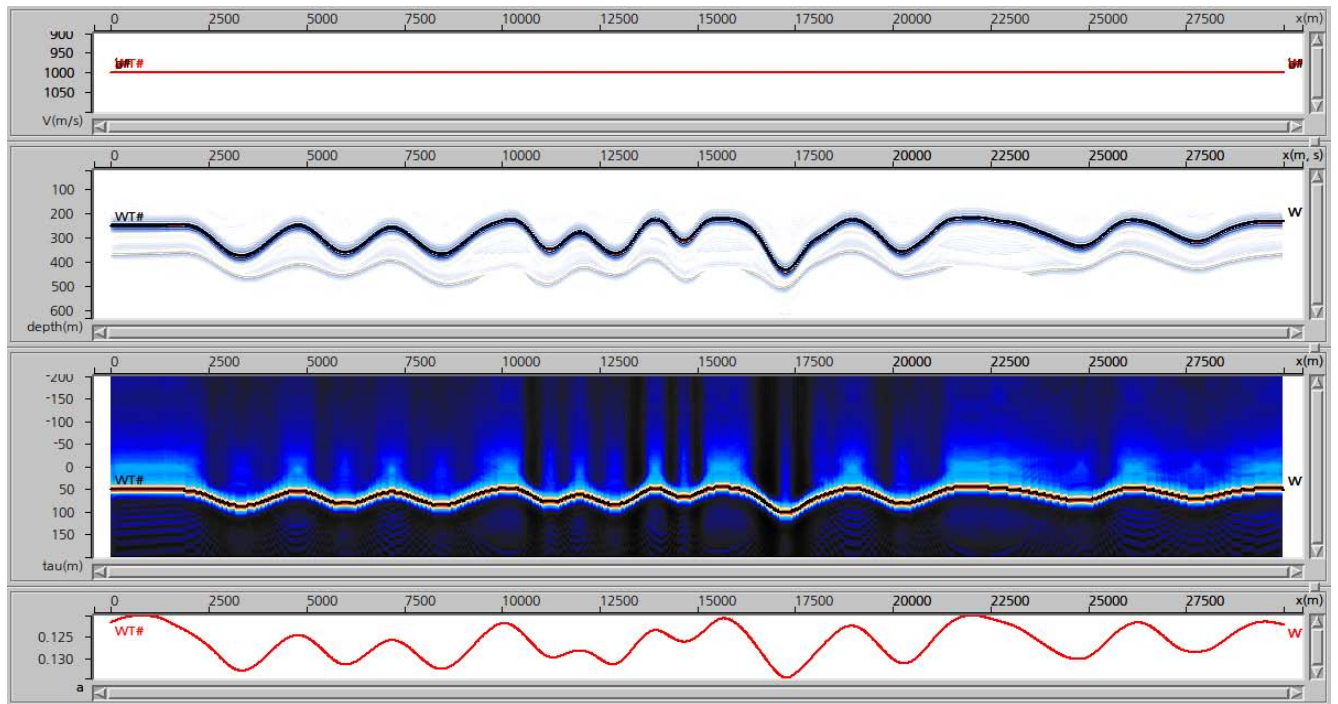
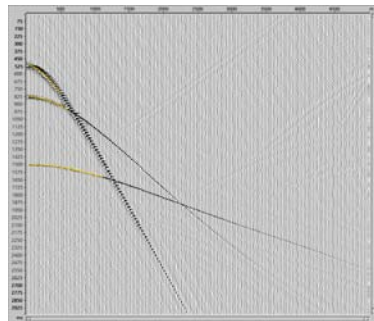


Рисунок 2.14 — Оценка остаточной кинематики (RNMO) вдоль горизонта WT по данным из [рис. 2.13](#). Приведены четыре параметра (сверху-вниз): пластовая скорость, глубина h_0 , спектр остаточной кинематики, параметр гиперболичности a

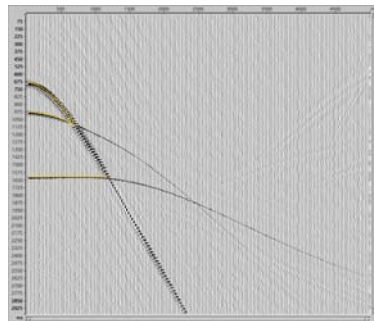
Далее от горизонта WT сначала была решена «специфическая» прямая задача (были найдены времена с учётом оценённого параметра гиперболичности), а затем обратная, т. е. было проведено уточнение пластовой скорости. Такой подход носит название MVA (migration velocity analysis). После этого снова была проведена миграция, но уже в новой модели (слой WT с найденными параметрами, подстилаемый однородным полупространством со скоростью 1000 м/с). Так были найдены параметр гиперболичности горизонта a , времена от него, а затем его положение и пластовая скорость в нём. И наконец, проведя миграцию в модели, содержащей слои WT и a с найденными параметрами, подстилаемые однородным полупространством со скоростью 1000 м/с, был восстановлен пласт b .

Такая итеративность миграций связана с тем, что, согласно работе [\[43\]](#), остаточная кинематика отражённой волны от горизонта i описывается гиперболой, если известны параметры всех горизонтов вплоть до $i - 1$. Т. е. нам «позволено» ошибиться только в параметрах последнего слоя. Однако, когда нет сильного преломления луча, можно ограничиться одной миграцией и описать остаточную кинематику гиперболой сразу для нескольких горизонтов.

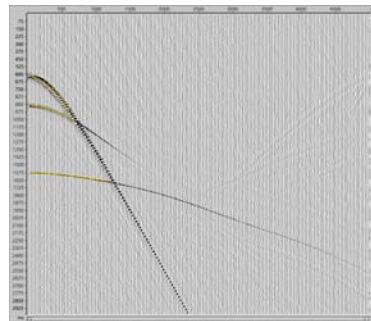
Как видно из **рис. 2.15**, восстановленное с помощью кинематико-динамического преобразования поле времён совпадает с истинным с очень большой точностью, что, в свою очередь, позволяет построить модель (**рис. 2.16**). Здесь горизонт *WT* уже присутствует, так как замещение слоя не производилось. Погрешность определения глубин горизонтов не превышает 2,5 м. Пластовая скорость в слоях *WT* и *b* завышена на 1 и 3,5 м/с соответственно, а в слое *b* занижена на 10 м/с, что является вполне приемлемым результатом.



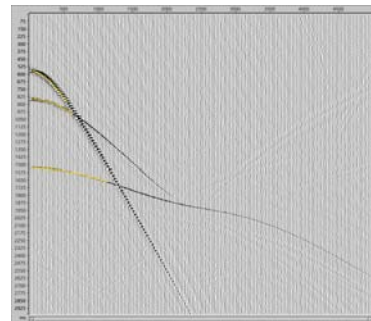
а) ОСТ 400



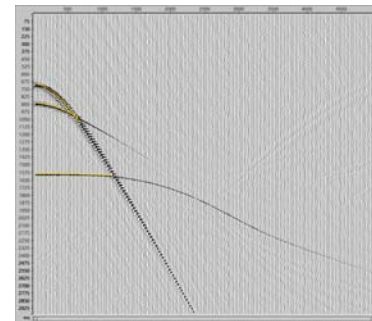
б) ОСТ 888



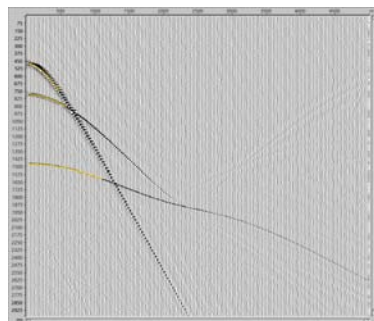
в) ОСТ 928



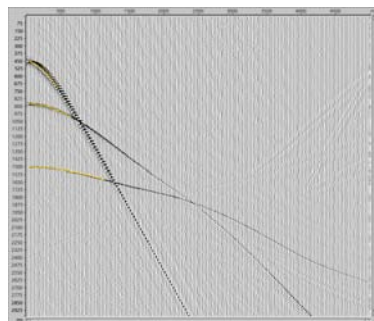
г) ОСТ 968



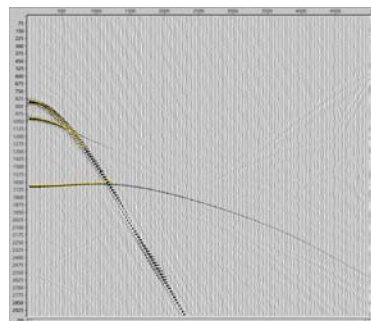
д) ОСТ 1048



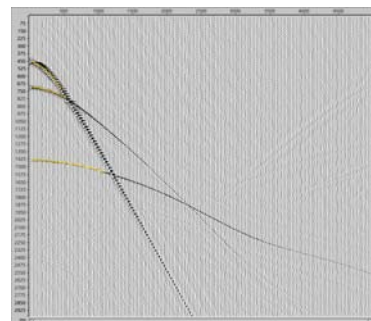
е) ОСТ 1096



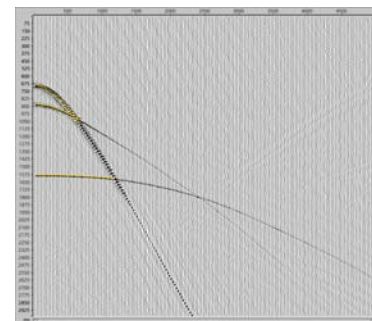
ж) ОСТ 1224



и) ОСТ 1368

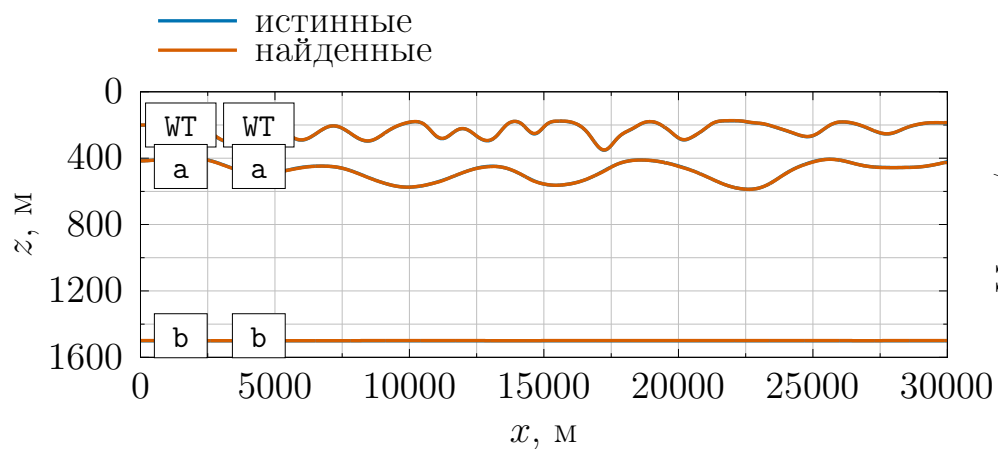


к) ОСТ 1504

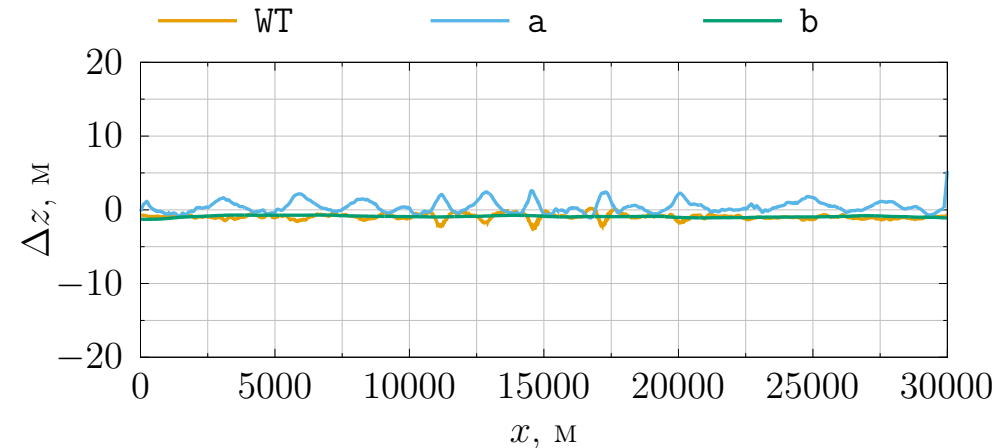


л) ОСТ 1600

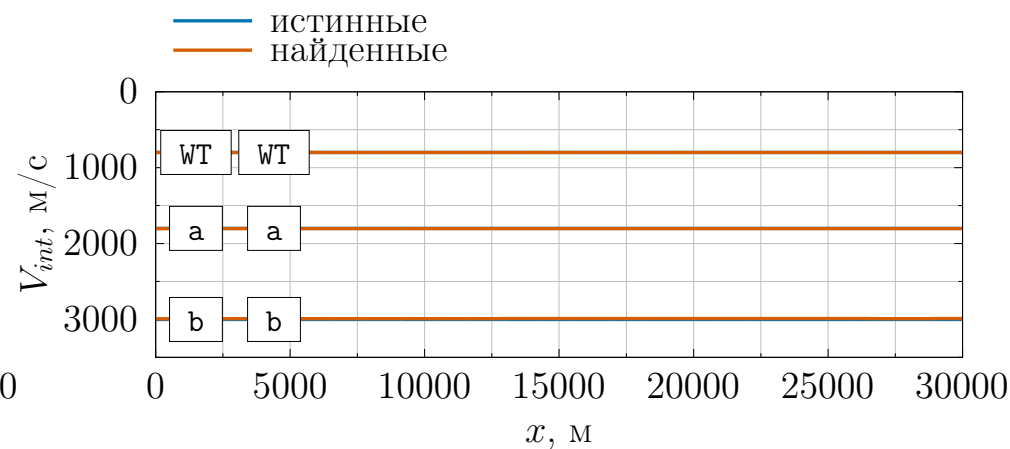
Рисунок 2.15 — Поле времён, полученное через кинематико-динамическое преобразование при отсутствии высокочастотных статических подвижек, на сейсмограммах ОСТ



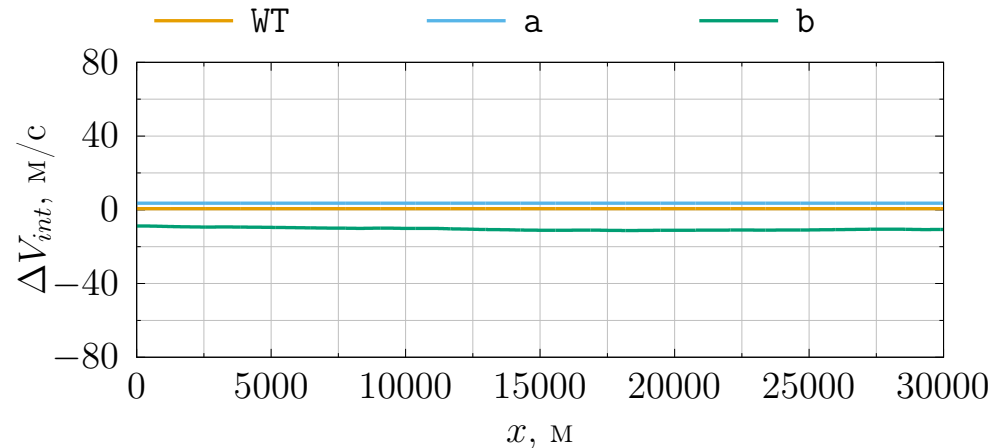
а) глубины



в) ошибки в глубинах



б) пластовые скорости



г) ошибки в пластовых скоростях

Рисунок 2.16 — Результат решения обратной кинематической задачи с использованием кинематико-динамического преобразования при отсутствии высокочастотных статических подвижек. Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин и пластовых скоростей

Этот результат демонстрирует эффективность кинематико-динамического преобразования, но пока только при отсутствии высокочастотных статических подвижек. Посмотрим, как изменится решение в случае их наличия.

2.6.3 Случай с высокочастотными статическими подвижками

Известно, что при миграции данных, осложнённых высокочастотными статическими подвижками, низкочастотные компоненты сигналов накапливаются достаточно хорошо [10]. Поэтому был использован следующий граф обработки:

1. Кинематико-динамическое преобразование.
2. Послойное решение обратной кинематической задачи.
3. Первая итерация коррекции статических поправок.
4. Повторение всех предыдущих действий с учетом оценённой модели и рассчитанных поправок.

В результате глубинной миграции в однородной модели со скоростью 1000 м/с были получены сейсмограммы ОТИ, приведённые на [рис. 2.17](#). При сравнении с [рис. 2.13](#) вред, наносимый высокочастотными подвижками на результат миграции, виден невооружённым глазом. Тем не менее, из-за перехода в глубинную область форма годографов снова становится существенно проще, и их можно параметризировать ([рис. 2.18](#)). Как и раньше, решаем после этого прямую кинематическую задачу ([рис. 2.19](#)), а затем обратную ([рис. 2.20](#)). Ошибки в глубинах для горизонта *WT* находятся в пределах $[-3; 3]$ м, для горизонта *a* — $[-1; 9]$ м, а для горизонта *b* — $[1; 4]$ м. Ошибки определения пластовых скоростей составили $[5; 15]$ м/с, $[0; 30]$ м/с и $[-20; -10]$ м/с соответственно.

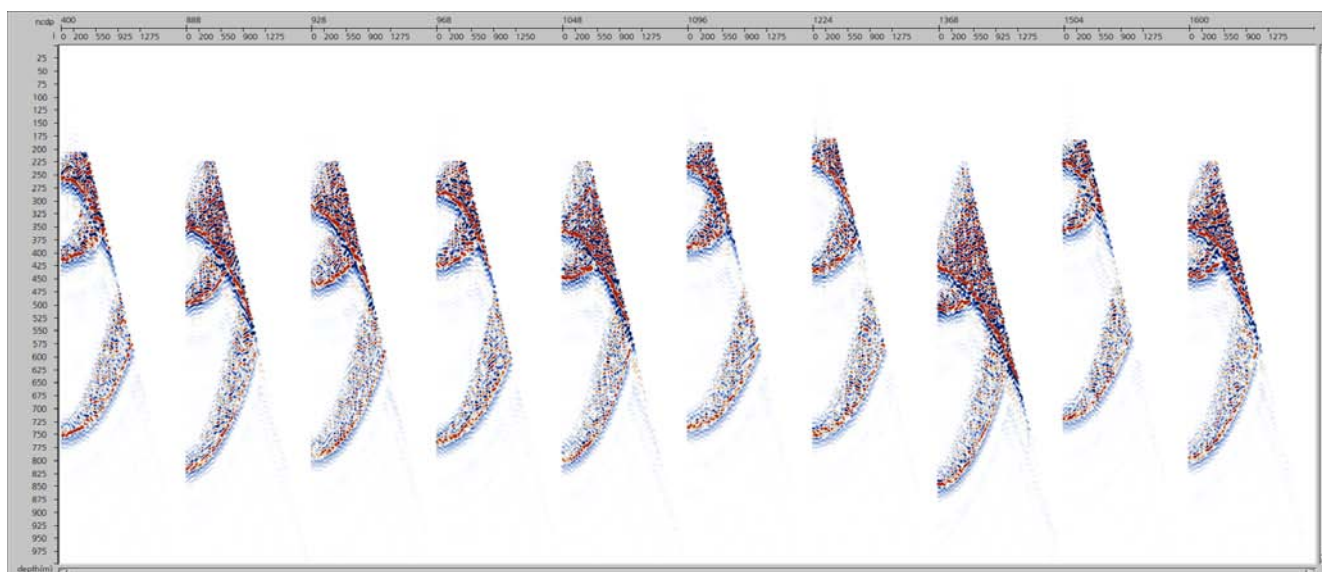


Рисунок 2.17 — Примеры сейсмограмм ОТИ, полученных при глубинной миграции в однородной модели со скоростью 1000 м/с. Несмотря на наличие высокочастотных статических подвижек в исходных данных, здесь синфазности также могут быть описаны гиперболой как и на [рис. 2.13](#)

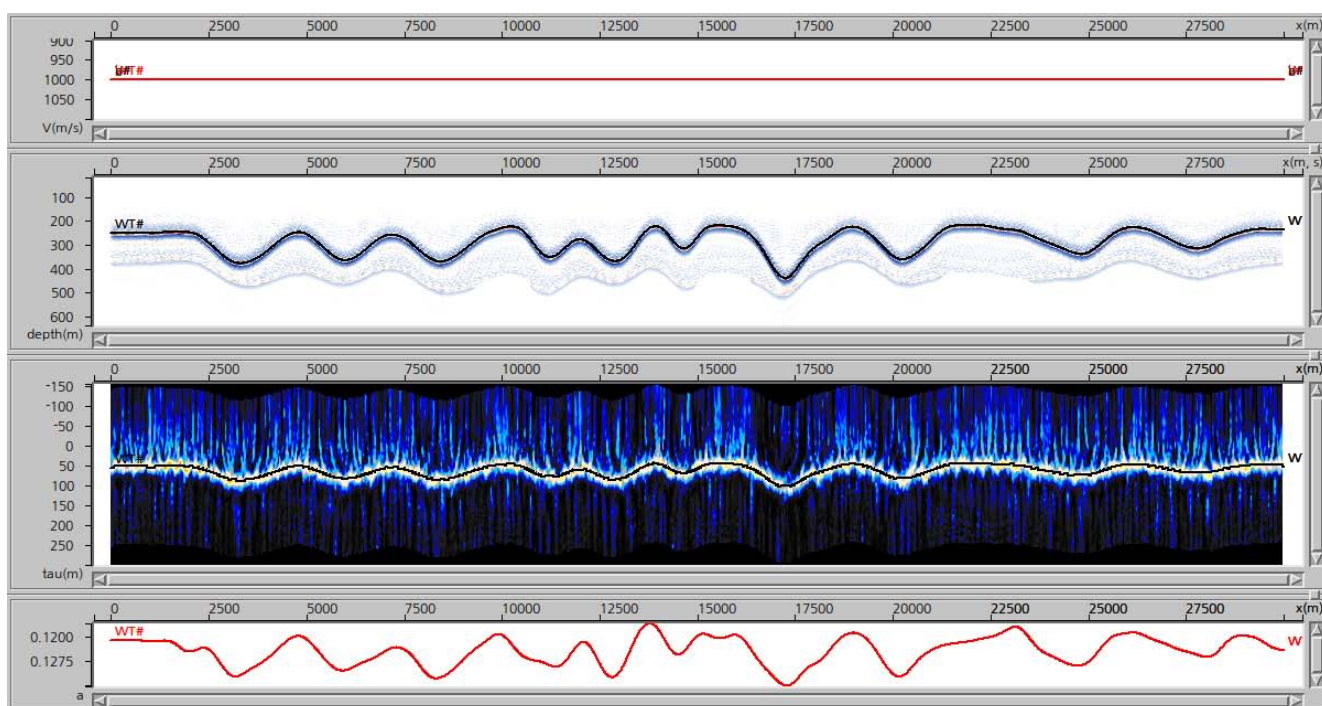


Рисунок 2.18 — Оценка остаточной кинематики (RNMO) вдоль горизонта WT по данным из [рис. 2.17](#). Приведены четыре параметра (сверху-вниз): пластовая скорость, глубина h_0 , спектр остаточной кинематики, параметр гиперболичности a

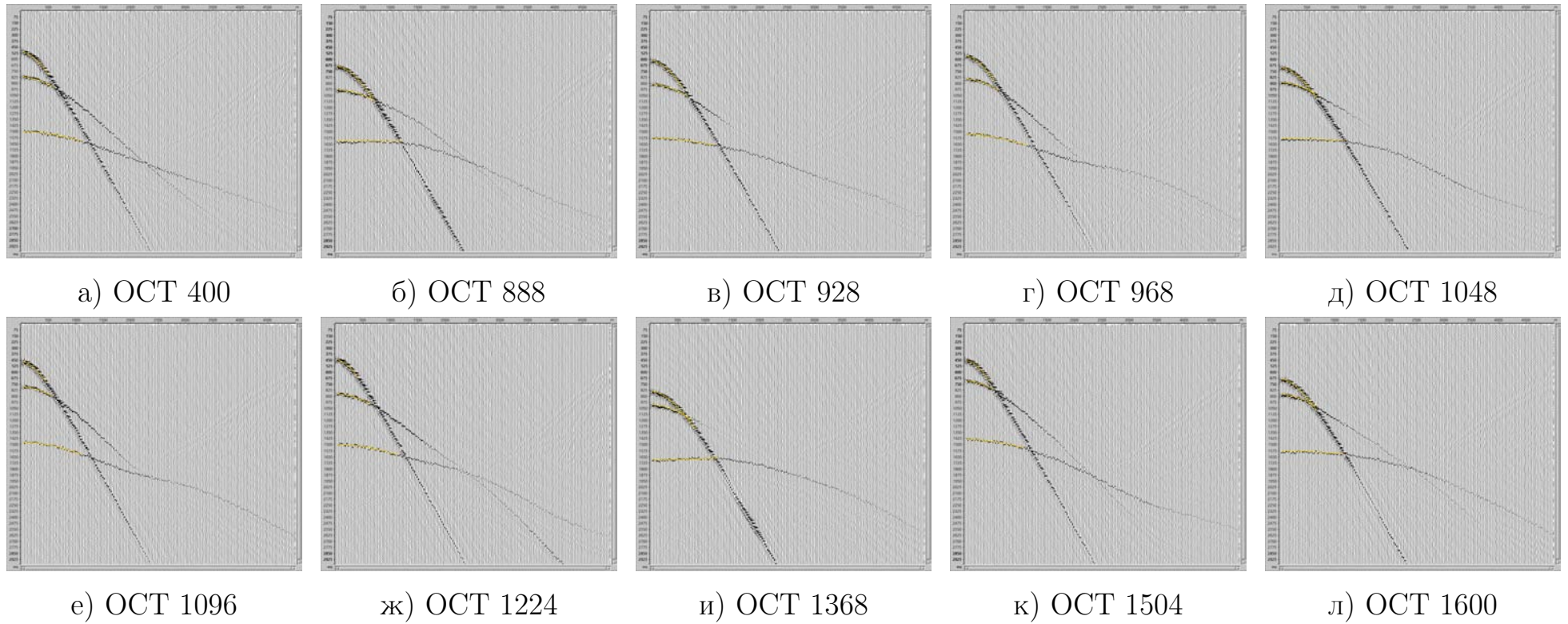
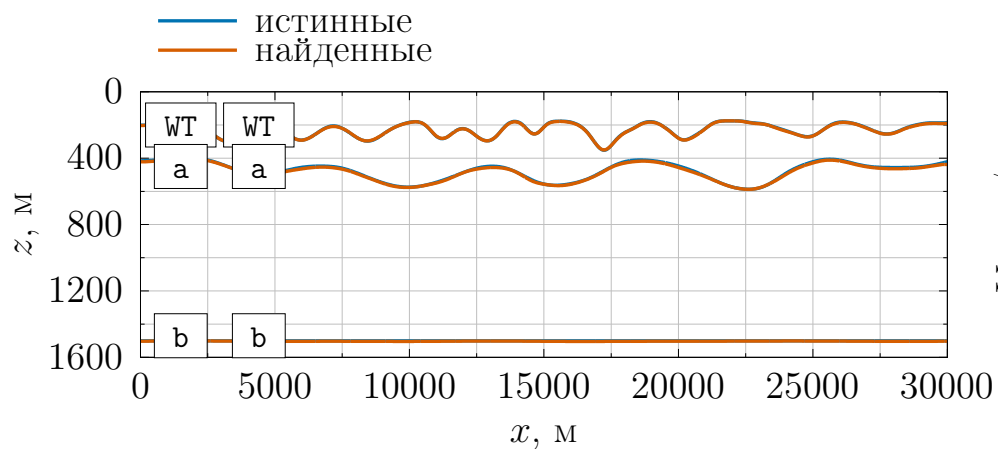
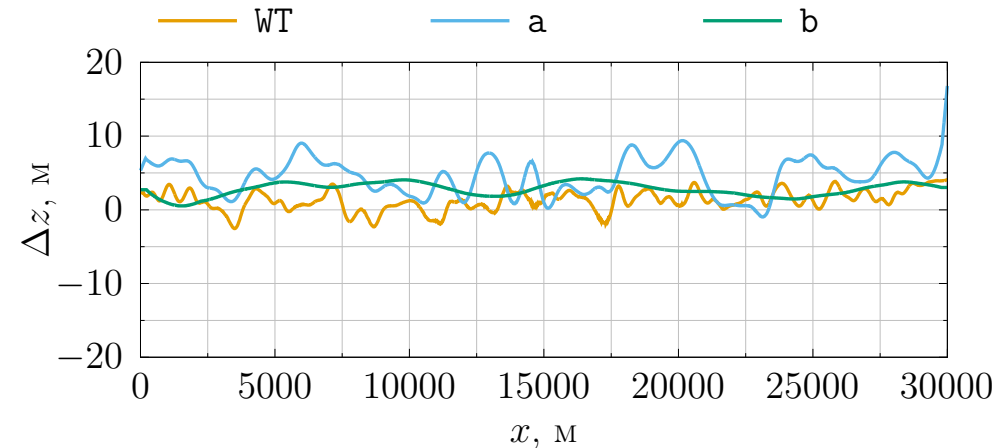


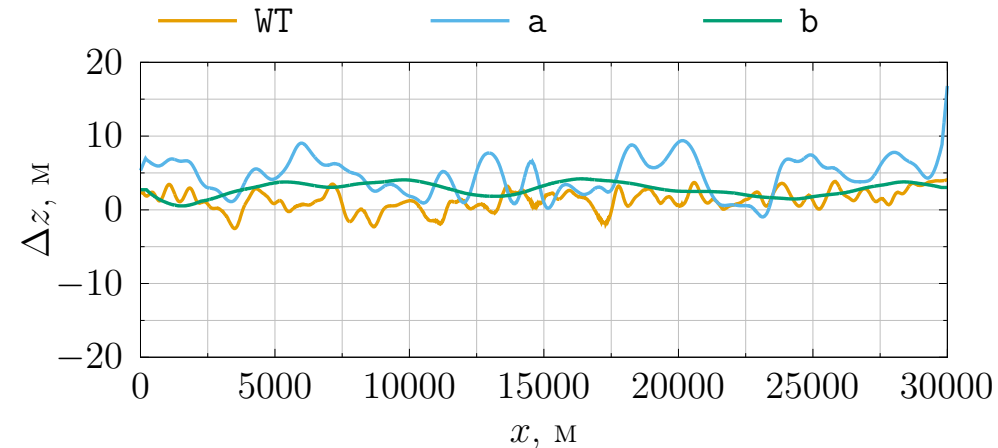
Рисунок 2.19 — Поле времён, полученное через кинематико-динамическое преобразование при наличии высокочастотных статических подвижек, на сейсмограммах ОСТ



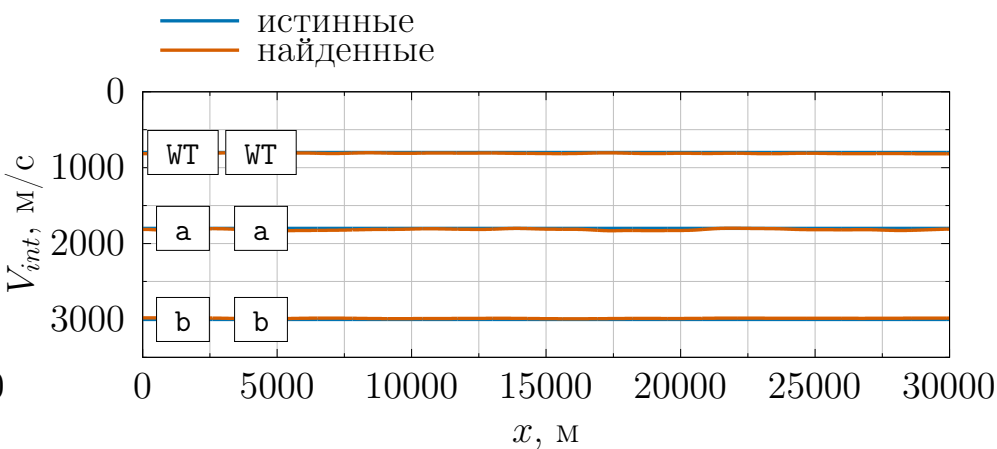
а) глубины



б) пластовые скорости



в) ошибки в глубинах

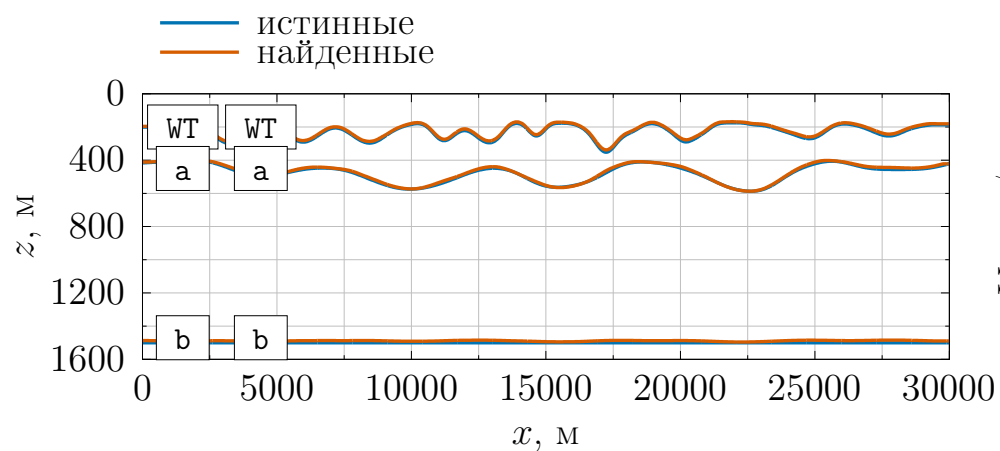


г) ошибки в пластовых скоростях

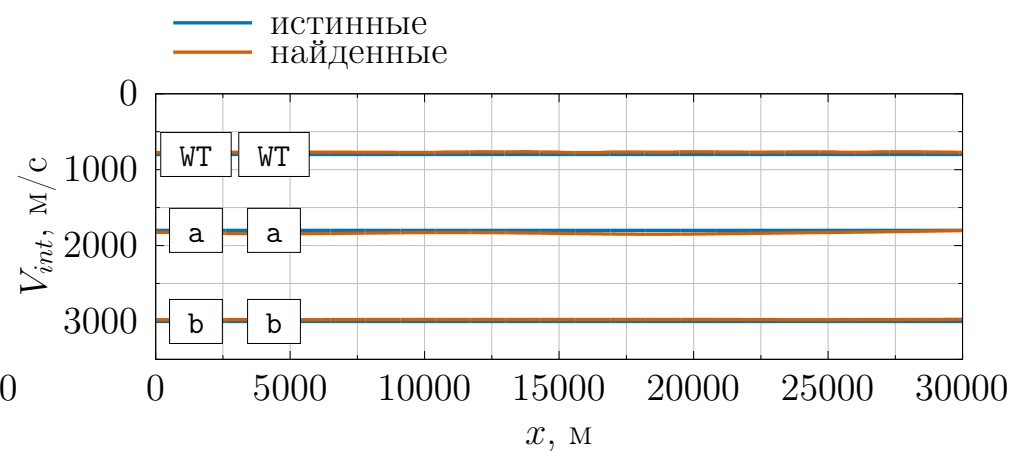
Рисунок 2.20 — Результат решения обратной кинематической задачи с использованием кинематико-динамического преобразования при наличии высокочастотных статических подвижек (до их учёта). Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин и пластовых скоростей

И вот только сейчас, когда модель среды построена, неоднородности, не попавшие в модель, можно учесть с помощью статических поправок. Эти неоднородности являются высокочастотными. В качестве эталонного поля времён (которое мы бы наблюдали при отсутствии этих неучтённых неоднородностей) можно использовать результат решения прямой кинематической задачи в построенной модели. Затем, используя построенную модель и рассчитанные статические поправки, можно повторить все предыдущие действия, начиная с миграции. Это даст нам новую оценку ГСМ (рис. 2.21) и статических поправок. Глубины горизонтов существенно не изменились (в сравнении с первичной оценкой), изменился лишь знак ошибки. Ошибка в определении пластовых скоростей сохранилась примерно на том же уровне для самого глубокого горизонта **b**, изменила знак для самого мелкого горизонта **WT** и немного увеличилась для среднего горизонта **a** (до 50 м/с).

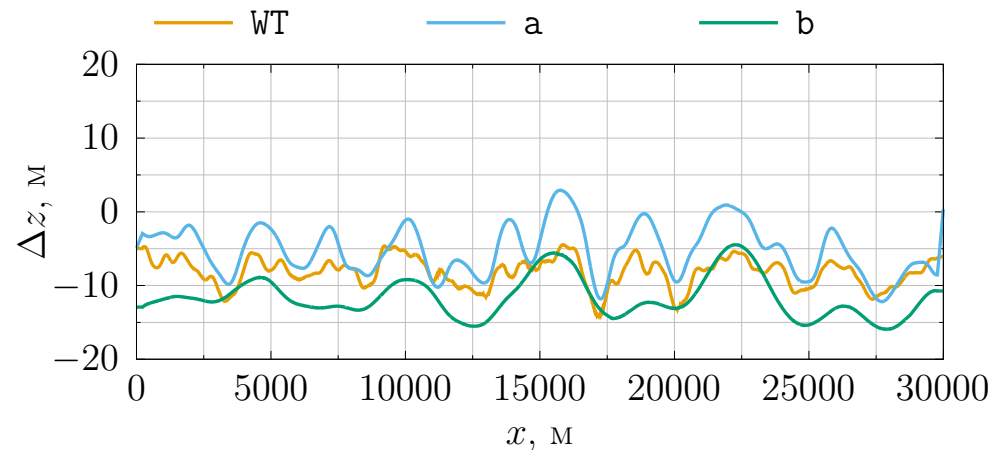
Недоучтённые статические поправки приводятся на рис. 2.22. Так же, как и при использовании первого способа (рис. 2.10) их суммарная величина находится в диапазоне $[-5; 5]$ мс. Сравнивая два результата решения обратной кинематической задачи, полученные с помощью второго способа при наличии высокочастотных подвижек (рис. 2.20 — до их коррекции, рис. 2.21 — после коррекции), можно заметить, что пользы от второй итерации кинематико-динамического преобразования не было. Т. е. в данном случае модель достаточно было построить один раз, а затем проделать две итерации коррекции статических поправок без уточнения модели.



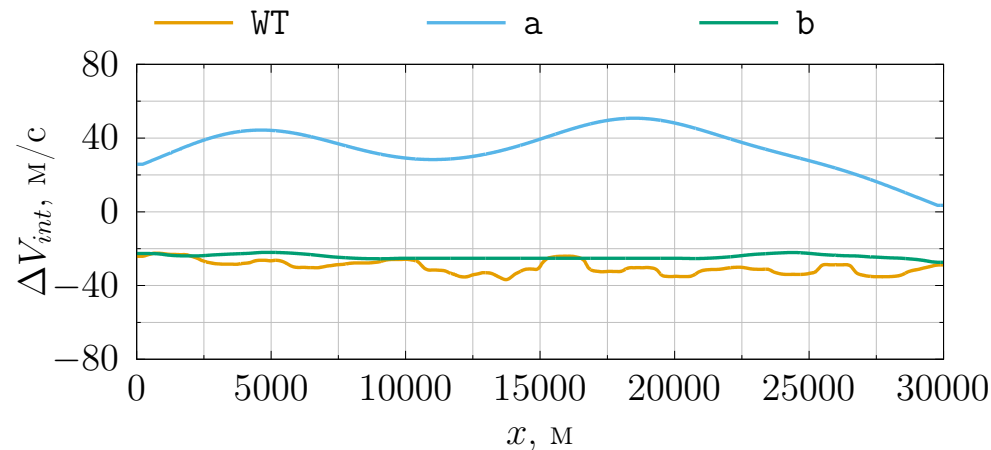
а) глубины



б) пластовые скорости

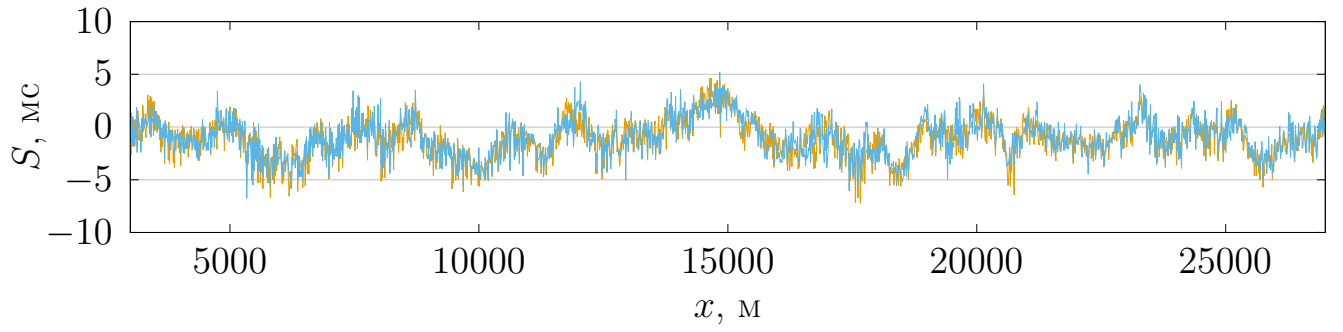


в) ошибки в глубинах

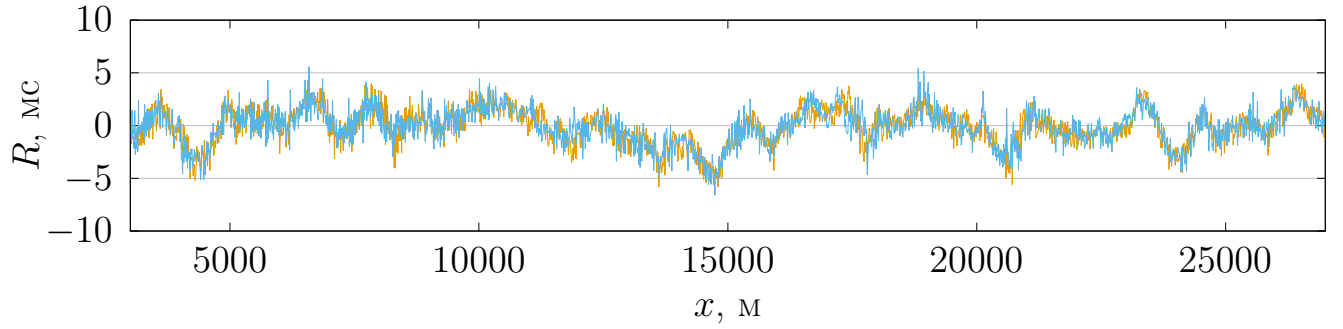


г) ошибки в пластовых скоростях

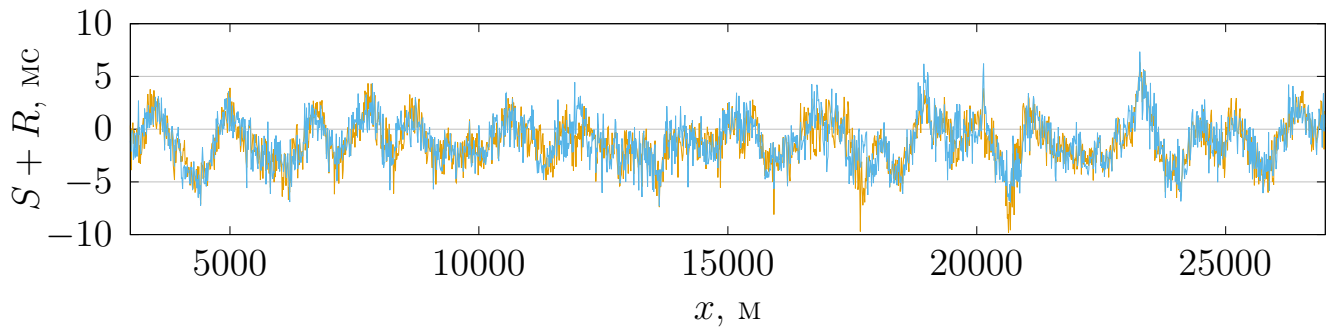
Рисунок 2.21 — Результат решения обратной кинематической задачи с использованием кинематико-динамического преобразования при наличии высокочастотных статических подвижек (после их учёта). Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин и пластовых скоростей



а) поправки на ПВ



б) поправки на ПП



в) суммарные поправки для совмещённых ПВ-ПП

Рисунок 2.22 — Недоучтённые статические поправки. Обозначения: — сумма подвижек из рис. 2.4 и поправок, найденных на первой итерации; — сумма подвижек из рис. 2.4 и поправок, найденных на первой и второй итерациях

2.7 Сравнение результатов

Отдельные результаты решения обратной кинематической задачи, полученные с использованием разных способов обработки в разных случаях, были представлены ранее на рис. 2.9, рис. 2.11, рис. 2.16, рис. 2.20 и рис. 2.21. В этом

разделе они все скомбинированы на [рис. 2.23](#) (глубины), [рис. 2.24](#) (пластовые скорости), [рис. 2.25](#) (ошибки определения глубин), [рис. 2.26](#) (ошибки определения пластовых скоростей). На каждой такой комбинации первые два подрисунка соответствуют первому способу обработки ([разд. 2.5](#)), когда неоднородности ВЧР учитывались только статическими поправками (имеем результаты только для горизонтов **a** и **b**, так как горизонт **WT** был замещён), а последние три подрисунка — второму способу обработки ([разд. 2.6](#)), когда неоднородности учитывались с помощью модели и статических поправок (имеем результаты для всех горизонтов). Для первого способа обработки отсутствует вариант «до коррекции высокочастотных подвижек» — дело в том, что смысла в нём нет в первом способе (сначала корректируем неоднородности, потом строим модель), а во втором он играет ключевую роль (сначала строим модель, и только потом корректируем оставшиеся неоднородности).

Таким образом, при учёте неоднородностей только статическими поправками мы получили следующую неприятность по горизонту **a** — и глубина, и пластовая скорость оказались заниженными, причём это характерно как для случая без высокочастотных подвижек, так и для случая их наличия. Для обоих случаев абсолютная ошибка составила 50–100 м для глубин и 250–850 м/с для пластовых скоростей. По горизонту **b** картина немного другая — здесь мы ошиблись в глубинах (на те же 50–100 м, как и в случае с горизонтом **a**), но не в пластовых скоростях. При отсутствии высокочастотных статических подвижек ошибка строго равна 0, при наличии — –50 м/с, что несущественно⁴.

При учёте неоднородностей с помощью модели и статических поправок мы получили результат близкий к идеальному. При отсутствии высокочастотных подвижек ошибка в определении глубин по всем горизонтам не превосходит 2,5 м, а ошибка в определении пластовых скоростей не больше 10 м/с. При наличии подвижек погрешность немного больше (до 10 м для глубин и до 30 м/с для пластовых скоростей), но она не критична. Т. е. наличие высокочастотных подвижек практически не сказалось на результате решения обратной кинематической задачи. В этом и состоит неоспоримое достоинство кинематико-динамического преобразования.

⁴Дальнейшие эксперименты с другими моделями не подтвердили, что даже при использовании традиционного подхода к учёту неоднородностей ВЧР (т. е. только с помощью статики) пластовые скорости в более глубоких слоях восстанавливаются точнее. Поэтому тот факт, что в данном эксперименте ошибка определения пластовой скорости для более глубокого горизонта оказалась почти нулевой, следует считать случайным.

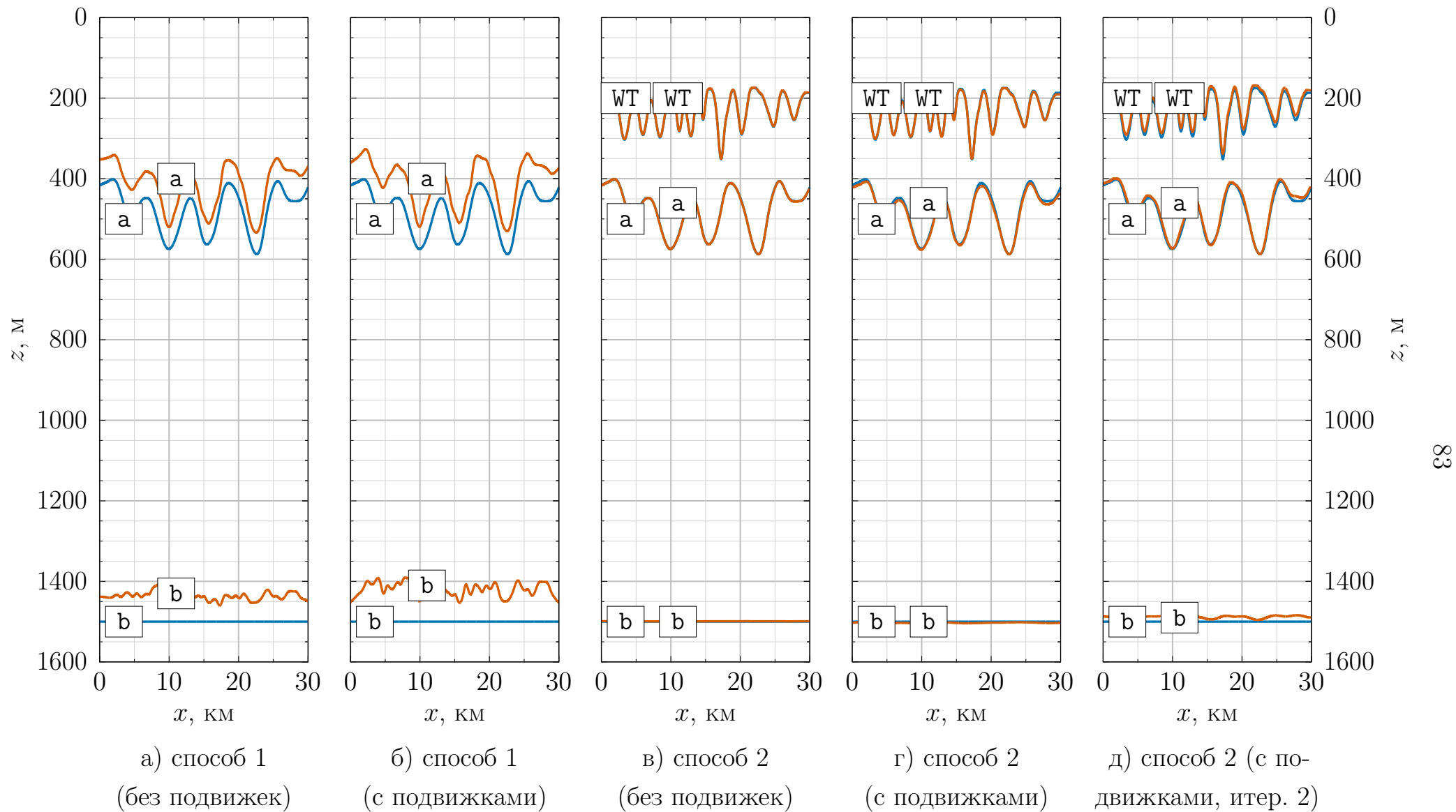


Рисунок 2.23 — Глубины, найденные в результате решения обратной кинематической задачи разными способами в разных случаях (см. табл. 3 на стр. 51). Обозначения: — истинные глубины; — найденные глубины

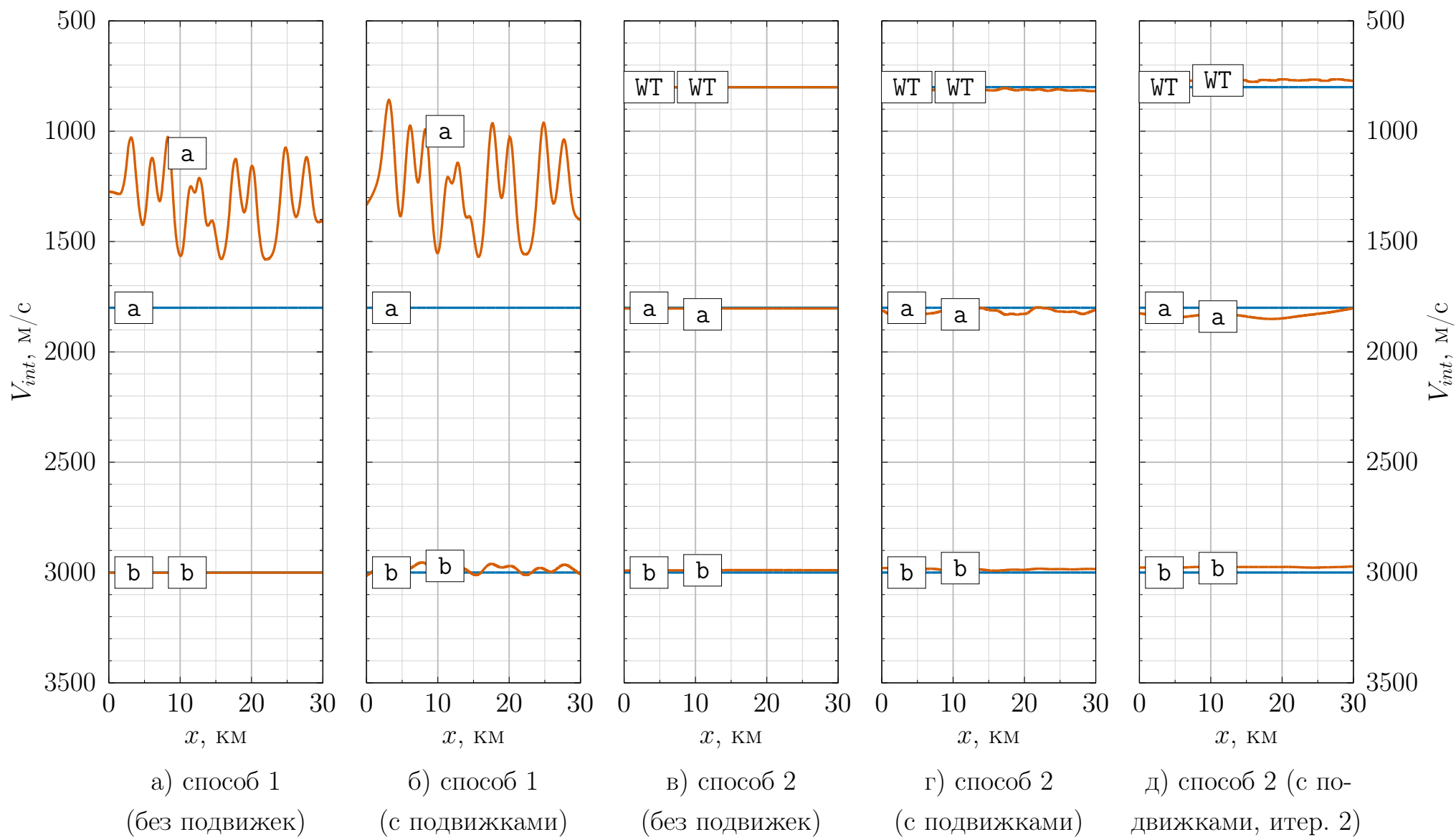


Рисунок 2.24 — Пластовые скорости, найденные в результате решения обратной кинематической задачи разными способами в разных случаях (см. [табл. 3](#) на стр. 51). Обозначения: — истинные скорости; — найденные скорости

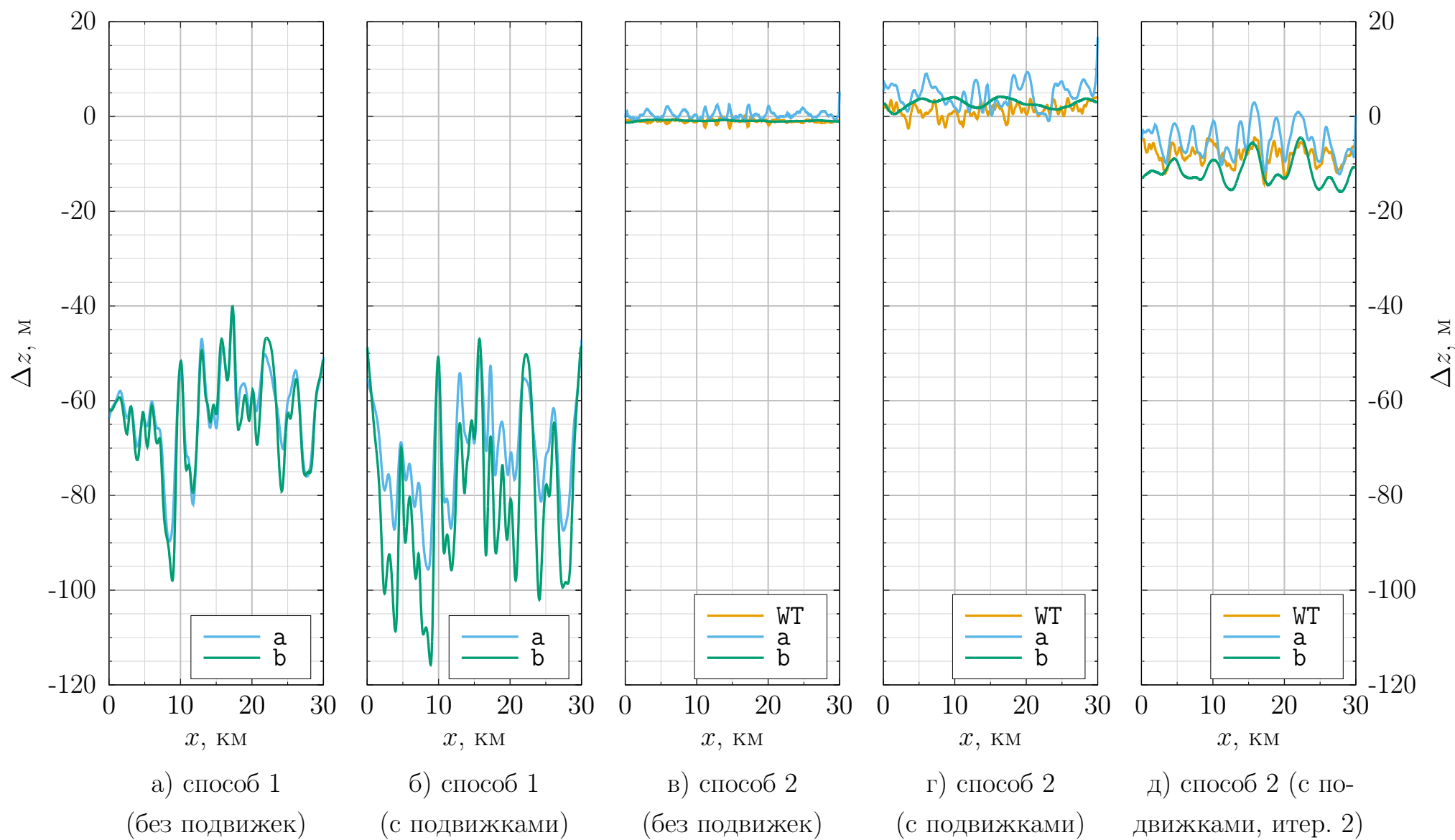


Рисунок 2.25 — Ошибки определения глубин, найденных в результате решения обратной кинематической задачи разными способами в разных случаях. Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин (см. [табл. 3](#) на стр. 51)

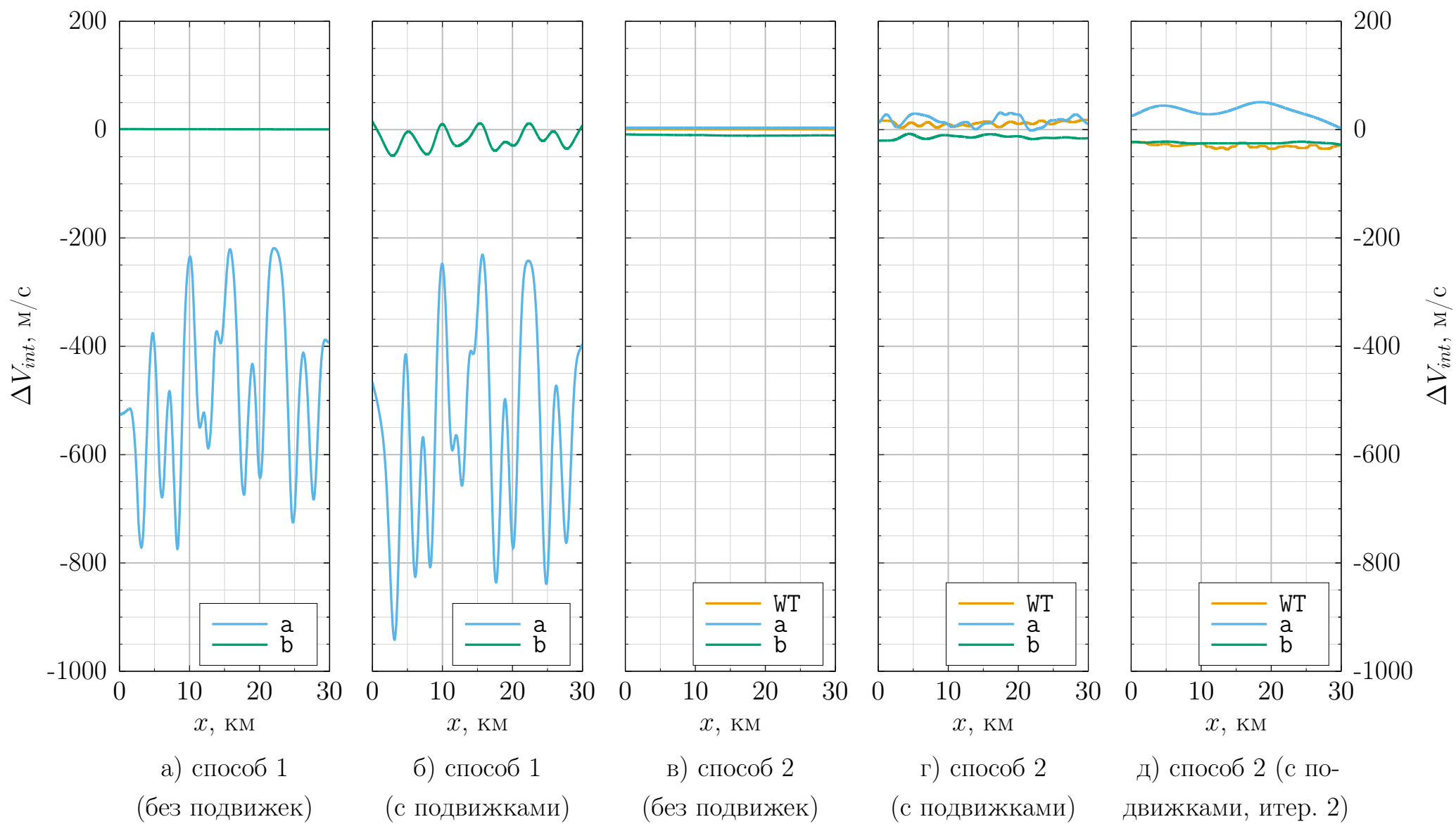


Рисунок 2.26 — Ошибки определения пластовых скоростей, найденных в результате решения обратной кинематической задачи разными способами в разных случаях. Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых пластовых скоростей (см. [табл. 3](#) на стр. 51)

2.8 Основные выводы по главе

Во-первых, в данной главе было проиллюстрировано, что в некоторых случаях компенсация влияния неоднородностей ВЧР статическими поправками может оказаться губительной для последующих структурных построений. В частности, ошибка определения глубины границы может достигать 100 м при истинной глубине 500 м, а ошибка в пластовой скорости — 800 м/с при истинном значении 1800 м/с. Что касается величины поправок, способных нанести такой вред, то это должны быть достаточно большие сдвиги (более 100 мс). Такие поправки не являются редкостью при учёте пересечённого рельефа (например, они достигаются при пересчёте расположенных на земной поверхности пунктов взрыва и приёма вверх на 50 м при использовании скорости замещения 1000 м/с). Конечно, есть более корректные способы пересчёта поля на основе волнового уравнения, но на начальном этапе они непригодны из-за наличия в данных высокочастотных подвижек («дребезг» в данных). Таким образом, с одной стороны, для сохранения кинематики нужно использовать продолжение поля и потом корректировать статические поправки. С другой стороны, до коррекции поправок получить хороший результат пересчёта поля невозможно.

Во-вторых, была продемонстрирована технология кинематико-динамического преобразования как при отсутствии высокочастотных подвижек, так и при их наличии. Было показано, что в обоих случаях использование этого метода позволяет получить неискажённую модель среды. Построив эту модель, приступают к коррекции остаточных неоднородностей, которые не попали в модель, с помощью статических поправок. Если говорить о том, что должно быть учтено с помощью пластовой модели, а что с помощью статических поправок, то можно дать такую рекомендацию — высокочастотные неоднородности однозначно надо учитывать с помощью статических поправок, а средне- и низкочастотные необходимо, по возможности, включать в пластовую модель.

Глава 3. Учёт влияния ВЧР на основе поверхностно-согласованной параметризации годографа отражённой волны

В данной главе описаны результаты, полученные автором в работах [66; 67].

Для построения ГСМ среды требуется знать времена прихода волн. При работе с отражёнными волнами традиционно полагают, что годограф ОГТ отражённой волны описывается аналитически (обычно гиперболой или полиномом), а все отклонения от этой функции связаны со статикой. Однако в некоторых случаях такая параметризация даёт искажённую ГСМ. Описание поля времён более сложной функцией (т. е. более детально) не всегда возможно, так как отражения, происходящие в ВЧР, имеют низкую эффективную кратность. Довольно простая, но в то же время действенная модификация традиционного способа состоит в выделении трендовой составляющей получаемых статических поправок и в последующем использовании её для решения обратной кинематической задачи. Именно эта технология и рассматривается в данной главе.

3.1 Введение

Для построения модели ВЧР по временам прихода волн чаще всего используют либо первые вступления (головные и прямые волны), либо отражённые волны [89].

Для головных волн проблемами являются выпадение слоя (инвертирование скоростного закона) и наличие тонкого слоя, из-за чего головная волна не оказывается в первых вступлениях [9]. Прямая волна, используемая для определения скорости в самом верхнем слое, в первых вступлениях регистрируется на очень небольшом количестве каналов (по крайней мере, в нефтяной сейсморазведке, где расстояние между приёмниками больше в сравнении с инженерной сейсморазведкой), вследствие чего её скорость определяется неустойчиво.

Важным преимуществом отражённых волн перед преломленными является то, что первые применимы даже тогда, когда скорость в нижележащем слое меньше, чем в вышележащем. Однако и они имеют свои недостатки. Тон-

кий слой для них также может быть проблемой (из-за интерференции). Кроме того, принимая во внимание тот факт, что отражения от неглубоких границ регистрируются не на всём диапазоне удалений (ближних удалений нет, особенно при неплотных 3D съёмках, а дальние удаления находятся в области мыютинга), мы снова сталкиваемся с проблемой, которая характерна и для прямых волн — данных о ВЧР слишком мало.

Таким образом, для построения модели ВЧР, которая является очень изменчивой и неоднородной, требуется подробное поле времён. Реальные сейсмические съёмки не всегда обеспечивают нужную детальность. В таких случаях можно было бы учесть все неоднородности с помощью статических поправок. Однако это не всегда допустимо (особенно в случае сложного рельефа и наличия мерзлоты), подробный разбор влияния статических поправок на результат кинематической инверсии даётся в книге [73]. В гл. 2 показано, как ввод средне- и длиннопериодных статических поправок негативно сказывается на результате решения обратной кинематической задачи (разд. 2.5); в то же время демонстрируется альтернативный способ (кинематико-динамическое преобразование, разд. 2.6), который позволяет параметризовать отражённые волны без использования статических поправок (но не во временной области, а в глубинной, после миграции). Недостаток этого метода заключается в том, что не во всех ситуациях в результате миграции, которая является неотъемлемой частью кинематико-динамического преобразования, можно гарантировать существенное улучшение прослеживаемости синфазности на разрезе и упрощение годографа на сейсмограммах. Особенно это актуально для редких данных.

Здесь предлагается иной способ, который ближе к традиционному (т. е. средне- и длиннопериодные статические поправки всё-таки используются), но лишён его недостатков (глубинная модель восстанавливается с достаточно высокой точностью). Суть метода состоит в следующем:

1. Параметризация годографа ОГТ отражённой волны аналитической функцией (например, гиперболой).
2. Расчёт статических поправок в двухфакторной модели статики относительно поля времён из п. 1.
3. Выделение трендовой (гладкой) составляющей из рассчитанных статических поправок. Тренд считается поверхностно-согласованным, т. е. зависящим только от положения ПВ и ПП.

4. Корректирование поля времён из п. 1 — прибавление к нему трендовой составляющей статических поправок.
5. Решение обратной кинематической задачи с использованием скорректированного поля времён.

Таким образом, в данной методике поверхностно-согласованная система сдвигов используется не для коррекции статики, а для параметризации годографа. Выделение трендовой составляющей из рассчитываемых статических поправок позволяет разделить неоднородности, которые должны быть учтены с помощью модели, и которые разумно скорректировать с помощью статических поправок. В отличие от кинематико-динамического преобразования данная технология работает даже в случае неплотной системы наблюдений. Эта методика была опробована на синтетических 3D данных.

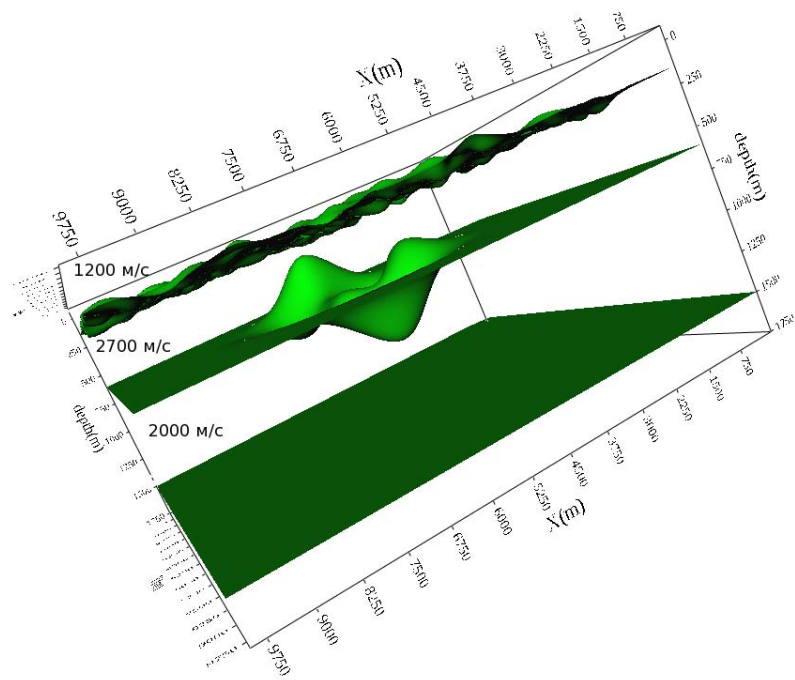
3.2 Моделирование

На рис. 3.1 представлена использовавшаяся для эксперимента пластовая глубинно-скоростная модель 3D, состоящая из трёх слоёв¹:

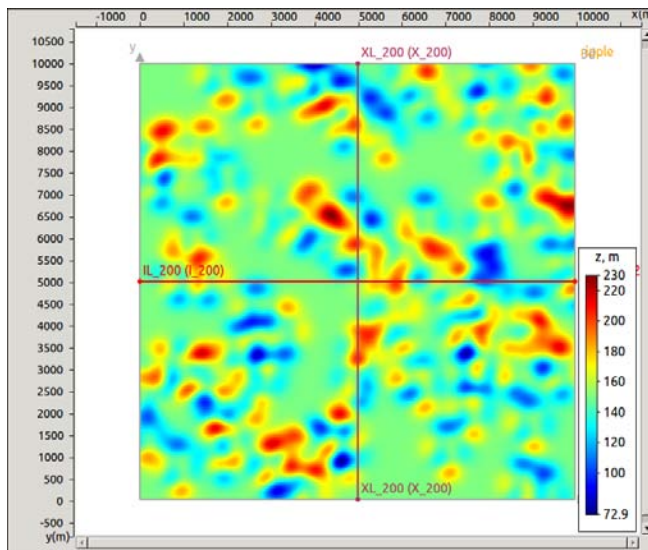
1. **ripple** (пластовая скорость 1200 м/с);
2. **peaks** (пластовая скорость 2700 м/с);
3. **horiz** (пластовая скорость 2000 м/с).

Вся сложность модели заключается в поведении глубинных границ, особенно в ВЧР, где они существенно трёхмерны. Для простоты пластовые скорости в пределах каждого пласта не меняются, но имеется инверсия скоростей — высокоскоростной второй слой **peaks**, окружённый сверху и снизу более низкоскоростными слоями. Такая ситуация может наблюдаться в зонах развития вечной мерзлоты в сезоны оттаивания. Кровля мёрзлого слоя **peaks** (т. е. горизонт **ripple**) имеет короткопериодные низкоамплитудные вариации, его подошва (т. е. сам горизонт **peaks**), наоборот, характеризуется длиннопериодными высокоамплитудными изменениями. Более простые модели (к тому же 2D) рассматривались в работах [61; 64; 65].

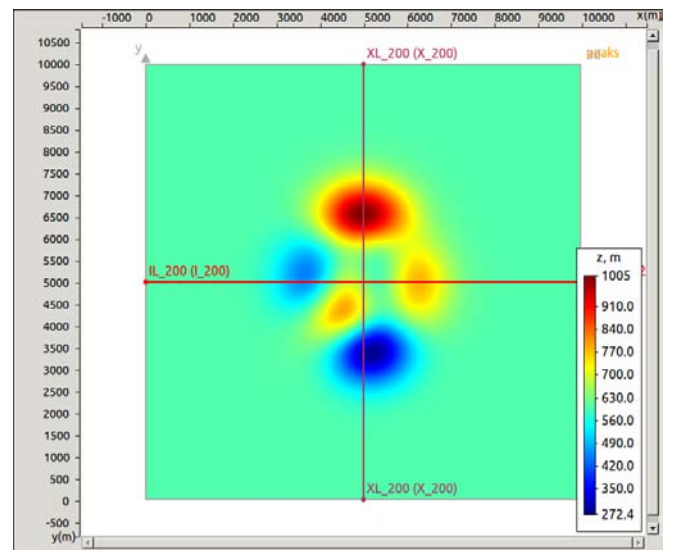
¹Здесь и далее слои именуются по названию горизонта, являющегося их подошвой, а пластовая скорость, приписываемая к горизонту, относится к слою, расположенному непосредственно над этим горизонтом.



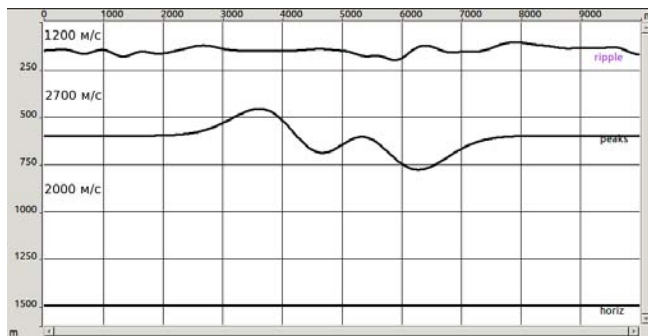
а) трёхмерное представление модели



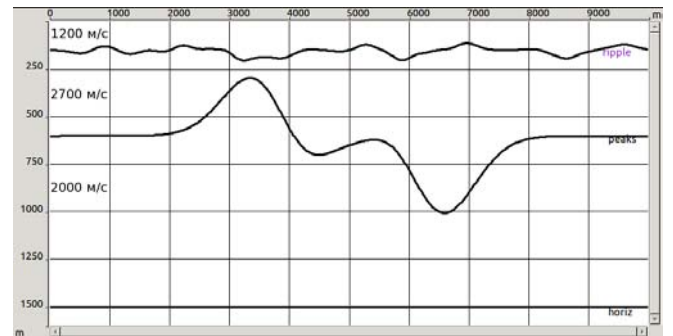
б) карта глубин горизонта ripple



в) карта глубин горизонта peaks



г) сечение вдоль линии IL 200



д) сечение вдоль линии XL 200

Рисунок 3.1 — Пластовая глубинно-скоростная модель 3D, использовавшаяся для эксперимента

В этой модели было выполнено 3D волновое моделирование [68; 90; 91] с параметрами, перечисленными в табл. 5.

Таблица 5 — Параметры моделирования

Параметр	Ед. изм.	Значение
Площадь грида	км ²	100 км ² (10 км × 10 км)
Тип сейсмической расстановки		крест
Активная расстановка	канал	2541 (21 ЛПП по 121 ПП)
Шаг между линиями ПВ	м	300
Шаг между линиями ПП	м	300
Шаг между ПВ вдоль линии	м	50
Шаг между ПП вдоль линии	м	50
Удаление ПВ-ПП по X	м	от −3000 до 3000, шаг 50
Удаление ПВ-ПП по Y	м	от −3000 до 3000, шаг 50
2D удаление ПВ-ПП	м	от 0 до 4250, шаг 50
Размер ОГТ-бина	м	25 × 25
Кратность наблюдений	трасс	100 (max 121)
Общее количество ПВ	шт.	6834 (34 ЛПВ по 201 ПВ)
Общее количество ПП	шт.	6834 (34 ЛПП по 201 ПП)
Общее количество трасс	трасс	12 632 107
Диапазон частот	Гц	5–60

Карта расположения ПВ и ПП, активная расстановка и карта кратности приводятся на рис. 3.2.

Пример сейсмограммы ОПВ, полученной в точке с координатами (5100 м, 5000 м), даётся на рис. 3.3а (иллюстрируются несколько сечений 3D сейсмограммы вдоль приёмных линий). Стоит обратить внимание на то, что в глубинной модели имеются три границы, а в модельном поле всего лишь два отражения. Дело в том, что отражение от первого горизонта **ripple** специально не моделировалось, так как считалось, что отражённая волна от этой границы недоступна для наблюдения. При такой неплотной системе наблюдений 3D, как в табл. 5, подобная ситуация не является редкостью — зафиксировать отражение от горизонта, располагающегося на глубине 150 м, на достаточном количестве каналов невозможно. Например, в нашем случае в

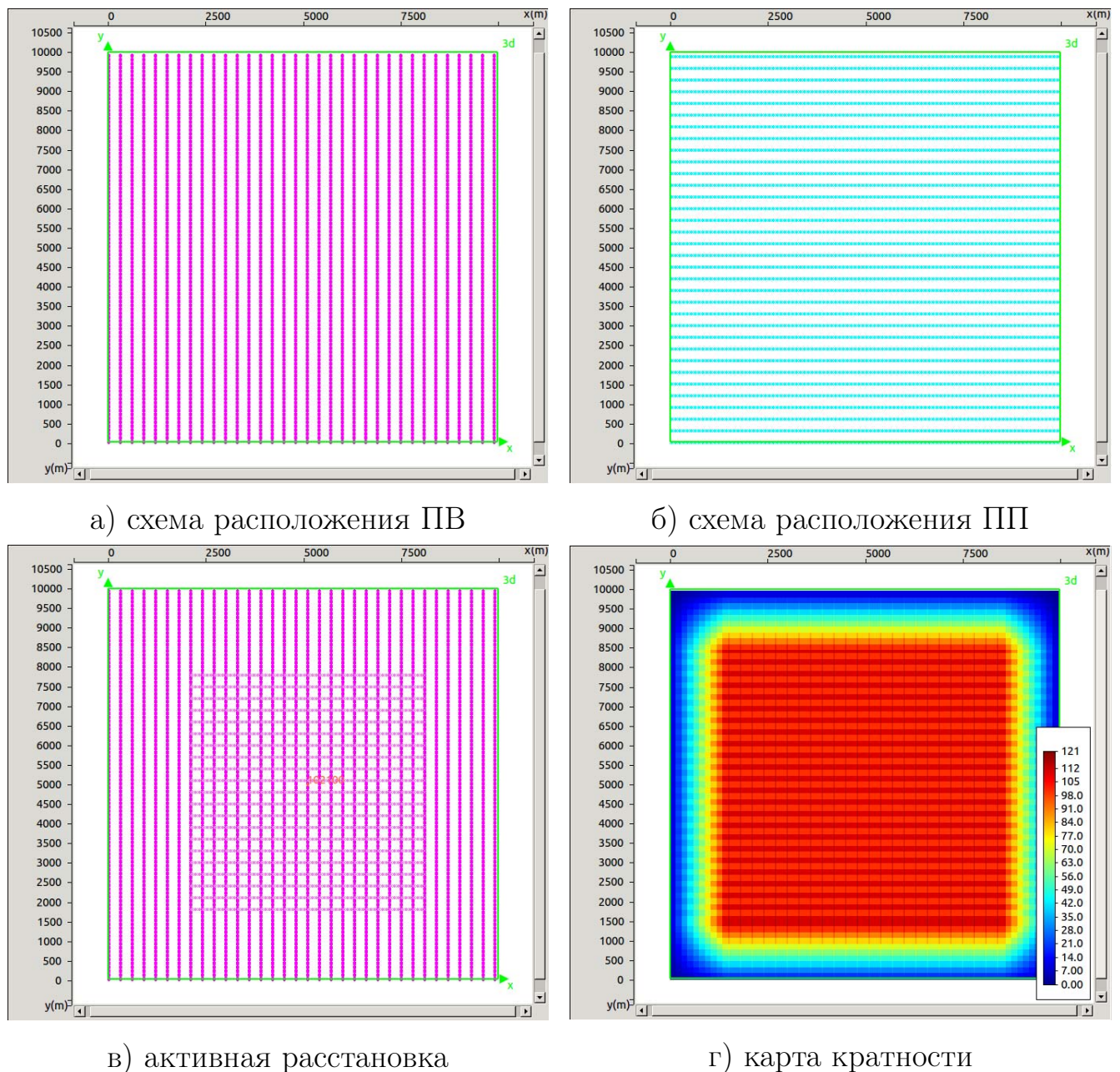
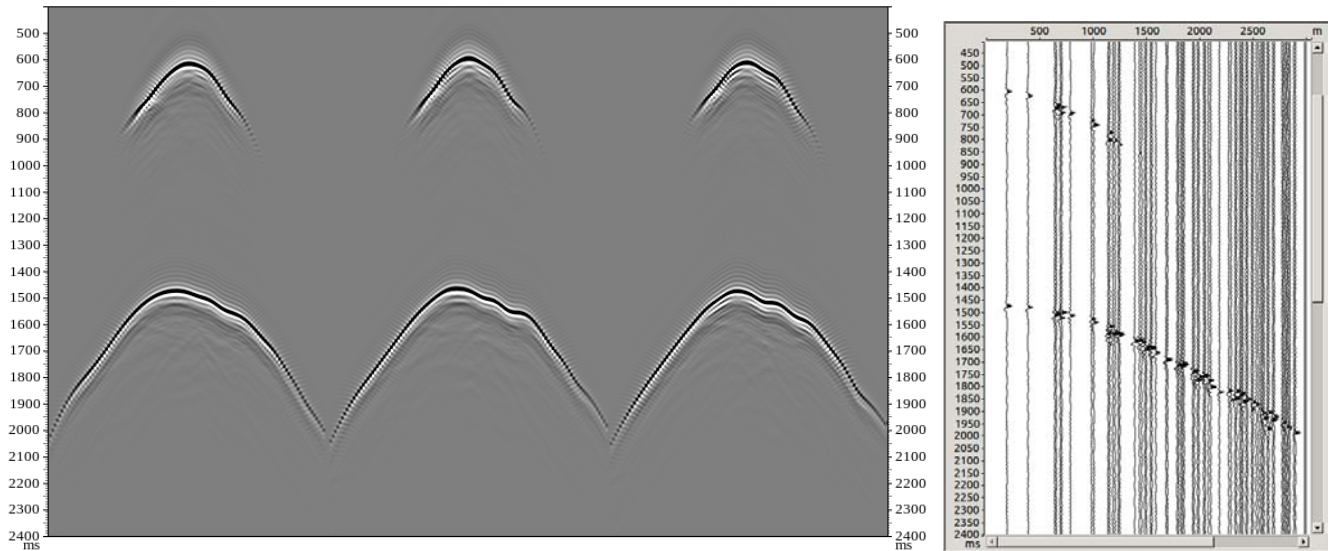


Рисунок 3.2 — Система наблюдения

тех ОГТ, которые располагаются между линиями пунктов возбуждения (ЛПВ) и линиями пунктов приёма (ЛПП), присутствуют только трассы начиная с удаления $\sqrt{300^2 + 300^2} \approx 424$ м, что почти в три раза превосходит глубину первого горизонта. Таким образом, наблюдаемые два отражения соответствуют границам **peaks** и **horiz**.

На **рис. 3.3б** показаны трассы 3D сейсмограммы ОГТ, упорядоченные по возрастанию 2D удаления ПВ-ПП без учёта азимута. Дребезг трасс связан вовсе не со статикой, а с трёхмерностью глубинной модели и с неучётом азимута ПВ-ПП. Из этих рисунков видно, что форма годографа достаточно сложная.



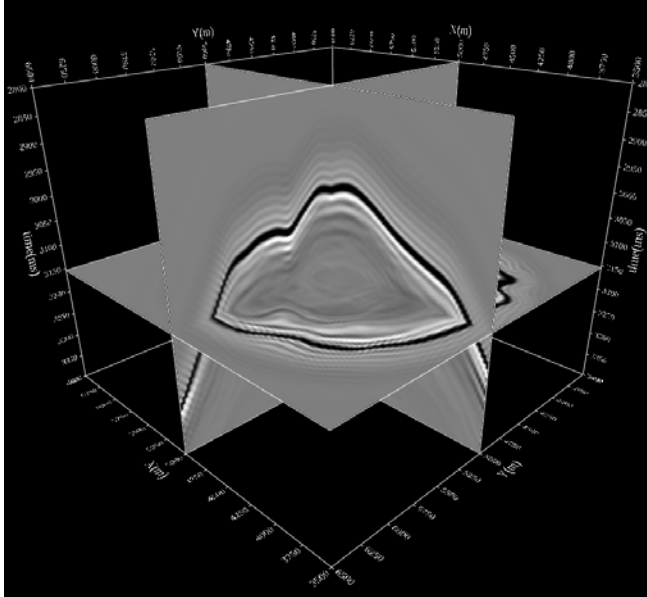
а) сечения 3D сейсмограммы ОПВ вдоль трёх центральных ЛПП

б) сейсмограмма ОГТ (трассы упорядочены по возрастанию 2D удаления ПВ-ПП без учёта азимута)

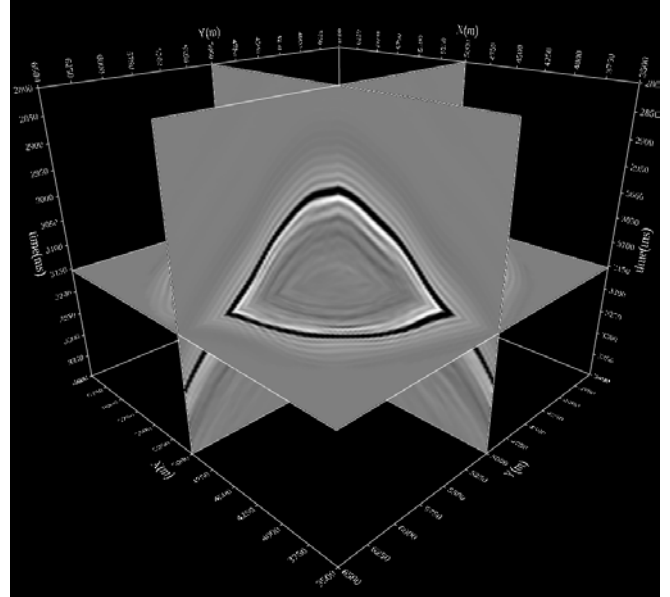
Рисунок 3.3 — Примеры сейсмограмм

Для полноты картины о сложности трёхмерных годографов приведём пример плотной 3D сейсмограммы ОПВ (с шагом 50 м между ЛПП вместо 300 м, и 50 м между ПП вдоль линии). Такая сейсмограмма, содержащая единственное отражение (от горизонта `horiz`), была рассчитана в центральной точке площади с координатами (5000 м, 5000 м). Внутренние и наружные сечения сейсмограммы ОПВ изображены на [рис. 3.4а](#) и [рис. 3.4в](#) соответственно. Вполне ожидаемо, что в сортировке ОГТ сейсмограмма должна быть существенно проще (по крайней мере, симметрична). Поэтому в той же точке площади была посчитана плотная 3D сейсмограмма ОГТ (с шагом 50 м по X и Y), также содержащая только одно отражение (от горизонта `horiz`). Действительно, годограф ОГТ проще, нежели ОПВ, но всё же отличается от гиперболы ([рис. 3.4б](#) и [рис. 3.4г](#)).

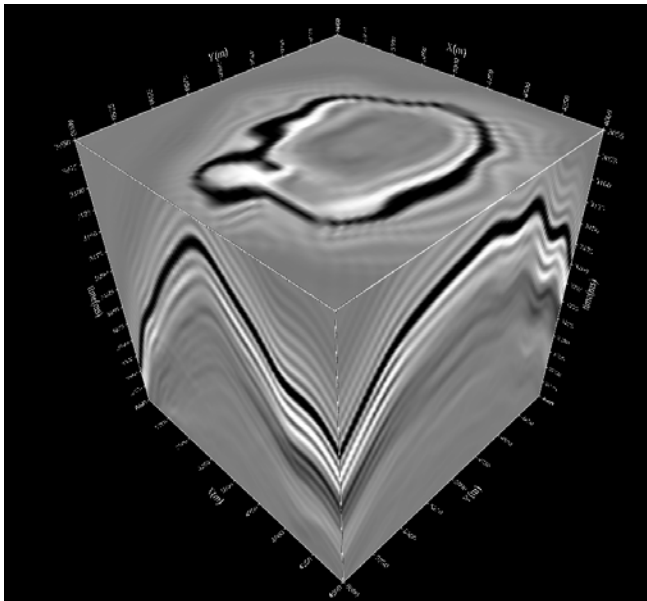
Учитывая результаты, освещённые в [гл. 2](#), должно быть ясно, что простая гиперболическая параметризация в таком случае неприемлема, если планируется решать обратную кинематическую задачу. Для корректного восстановления ГСМ из наблюдаемых времён необходимо как можно точнее описать это поле времён, не путая две составляющие — собственно модель и статику (в качестве «чистой статики» в трассы были введены сдвиги за ПВ и ПП по ± 30 мс). Конечно, можно использовать кинематико-динамическое преобразование, но его недо-



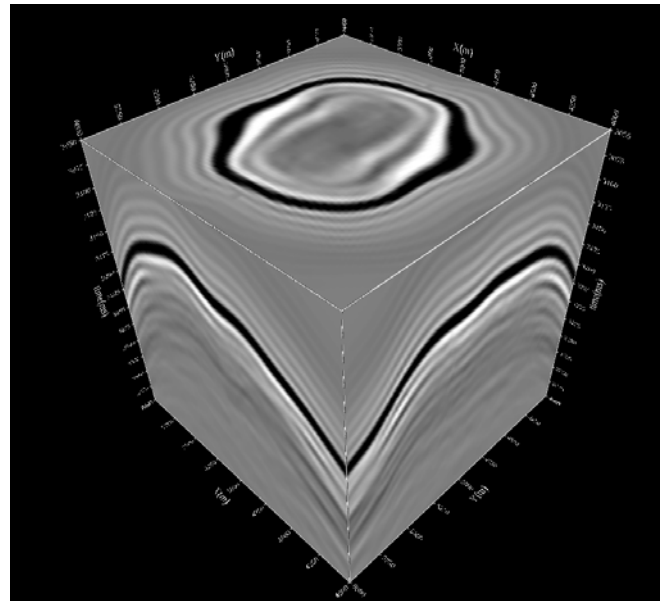
а) ОПВ (внутренние сечения)



б) ОГТ (внутренние сечения)



в) ОПВ (наружные сечения)



г) ОГТ (наружные сечения)

Рисунок 3.4 — Сечения 3D сейсмограмм, рассчитанных в центральной точке площади, с отражённой волной от горизонта `horiz`

статки были описаны выше. Забегая вперёд, отметим, что оно использовалось, но только для нахождения параметров нижней части разреза (для слоя **horiz**). Главное новшество описываемой здесь методики состоит в способе параметризации годографа от горизонта **peaks**, что используется для построения модели верхней части разреза.

3.3 Построение ГСМ

Выше было отмечено, что отражение от первого горизонта **ripple** специально не моделировалось, так как считалось, что отражённая волна от этой границы недоступна для наблюдения. При обработке сейсмических данных ТГСМ строится сверху вниз, слой за слоем. При этом всегда строят эффективную модель среды, состоящую из не очень большого количества слоёв (существенно меньше, чем количество синфазностей, наблюдаемых на волновой картине). Такая модель является упрощённым представлением реальной среды, поэтому параметры подбираемой модели имеют интегральный характер. В одних случаях невключение того или иного реального горизонта в эффективную модель вполне допустимо. Например, переслаиваемую пачку, состоящую из тонких слоёв близких по литологическому составу, заменяют одним толстым пластом. Поскольку плотности таких слоёв и скорости в них примерно одинаковы, то их можно объединять (хотя их и разделить-то было бы трудно из-за слабой отражённой волны и интерференции). Однако бывают и такие ситуации, когда отражение от горизонта недоступно для наблюдения. В модели из [рис. 3.1](#) таким горизонтом является **ripple**, причём он разделяет абсолютно разные слои (со скоростями 1200 м/с и 2700 м/с). На такой границе происходит сильное преломление луча, поэтому не включить её в эффективную модель нельзя.

Для восстановления такой границы можно использовать реконструкцию — метод, описанный в статье [\[46\]](#). Для этого должны быть известны следующие параметры:

1. положение нижележащего горизонта;
2. времена прихода отражённых волн от нижележащего горизонта.

При реконструкции производится вставка горизонта перед нижележащим таким образом (т. е. слой разбивается на два), чтобы минимизировать невязку

между наблюдаемыми временами отражённых волн от нижележащего горизонта и временами, соответствующими подбираемой модели. При этом варьируются три параметра: конфигурация вставляемого горизонта и две пластовые скорости (над и под ним). В 3D случае все три параметра являются функциями от (x, y) .

В модели из [рис. 3.1](#) нижележащий горизонт — это **peaks**. Естественно, обычным способом его положение нельзя определить, пока не известны параметры вышележащего **ripple**. Казалось бы, получается замкнутый круг. Однако в сравнении с **ripple** горизонт **peaks** гораздо менее изменчив (более гладкий), и его положение может быть известно из скважинных данных. При отсутствии априорной информации, неизбежно использование упрощённых схем учёта ВЧР, что приводит к значительным погрешностям при построении ГСМ [\[73\]](#).

Что касается второго пункта (определения времён прихода отражённых волн от нижележащего горизонта), то в этом случае выполняется следующая последовательность действий:

1. Производится гиперболическая параметризация годографа отражённой волны от горизонта **peaks** — подбираются t_0 и скорость суммирования V_{st} , которые наилучшим образом описывают наблюдаемые времена.
2. Рассчитываются статические поправки в двухфакторной модели статистики относительно поля времён из [п. 1](#).
3. Из рассчитанных статических поправок выделяется трендовая (гладкая) составляющая T . Тренд считается поверхностно-согласованным, т. е. зависящим только от положения ПВ и ПП.
4. Поле времён из [п. 1](#) корректируется — к нему прибавляется тренд T . Здесь используется следующее соглашение о знаке статических поправок — положительная поправка уменьшает время, т. е. поправки вычитаются.

Таким образом, время прихода отражённой волны считается по формуле:

$$t(x_s, y_s, x_r, y_r) = \sqrt{t_0^2(x_m, y_m) + \left(\frac{l(x_s, y_s, x_r, y_r)}{V_{st}(x_m, y_m)} \right)^2} + T(x_s, y_s) + T(x_r, y_r), \quad (3.1)$$

где (x_s, y_s) — координаты ПВ;

(x_r, y_r) — координаты ПП;

(x_m, y_m) — координаты ОСТ;

$t_0(x_m, y_m)$ — время нормального отражения в точке с координатами ОСТ;
 $V_{st}(x_m, y_m)$ — скорость суммирования в точке с координатами ОСТ;
 l — 2D удаление ПВ-ПП;
 $T(x_s, y_s)$ — значение тренда статических поправок в точке с координатами ПВ;
 $T(x_r, y_r)$ — значение тренда статических поправок в точке с координатами ПП.

Первое слагаемое в правой части формулы (3.1) — это обычный гиперболоид, относительно которого рассчитывается вся статика. Второе и третье слагаемые являются гладкими поправочными членами, которые превращают обычный гиперболоид в «мятый». Необходимость использования этих дополнительных членов связана с тем, что, во-первых, иногда природа поправок, которые ищутся как статические, таковой не является (например, часть из них может быть связана с неучётом азимута ПВ-ПП), поэтому их надо исключать перед решением обратной задачи. Во-вторых, по мере итеративного уточнения кинематических и статических поправок вносится гладкая компонента статике в t_0 , которая тоже должна быть исключена перед решением обратной задачи (см. также рис. 1.5 на стр. 29). В-третьих, сложная форма годографа, которую удаётся описать статическими сдвигами, объясняется сложностью ВЧР, а не условиями взрыва-приёма, имеющими статический характер.

Таким образом, в процессе обработки сейсмических данных сначала в них вводятся статические поправки (вычитаются), и получается обычный гиперболоид. Затем из данных выводится та часть поправок, которая является гладкой (прибавляется тренд), и получается «мятый гиперболоид». Такое поле времён несёт в себе информацию только о тех особенностях ГСМ, которые можно включить в модель, и лишено эффектов, которые разумно учесть с помощью статике. Именно такое поле времён и нужно для решения обратной задачи. Автор в своих экспериментах использовал метод решения, описанный в работе [84].

Отдельного внимания заслуживает следующий вопрос — как из полного набора статических поправок выделить трендовую составляющую? Вообще, определение тренда является распространённой процедурой обработки практически для всех методов геофизики, и при решении этой задачи приходится задавать те или иные параметры. Так, при осреднении поля в скользящем окне надо задать размеры окна, при пересчёте поля на высоту надо задать высоту пересчёта, при оценке региональной составляющей путём регрессии надо задать степень полинома регрессии и т. д. Автор для выделения тренда использовал скользящее среднее в окне фиксированного размера. Разумно использовать ок-

но примерно такого же размера, как и неоднородности, которые планируется учесть с помощью модели. Слишком широкое окно может настолько загладить тренд, что некоторые относительно длиннопериодные его компоненты «перекочуют» в статику, а это, как уже много раз отмечалось, неблагоприятно для обратной задачи. И наоборот, при использовании узкого окна тренд будет содержать относительно короткопериодные компоненты, которые могут вылиться в настолько мелкие особенности модели, что миграция в такой модели будет неустойчивой (из-за негладкости модели). Другие способы выделения тренда, к сожалению, не рассматривались. В частности, можно было бы использовать метод главных компонент, который не требует задания той или иной априорной информации. Единственное предположение, при котором происходит применение метода главных компонент, состоит в том, что региональная составляющая обладает наибольшей дисперсией по сравнению с локальными составляющими, что обычно на практике выполняется [82]. С другой стороны, не следует забывать, что возможность параметризации годографа при помощи статических сдвигов — факт, скорее, экспериментальный, нежели теоретический. Он обобщает в себе опыт геофизиков, которые знают, что статическими сдвигами можно гиперболизировать годографы, форма которых осложнена совсем иными факторами. Поэтому кажется более разумным и для выделения гладких составляющих использовать привычный инструмент сглаживания с интуитивно понятными параметрами. Непривычные методы выделения гладких компонент могут ставить перед геофизиком неожиданные задачи, связанные с особенностями алгоритма, а не с существом дела (хороший пример такого рода сложностей известен при применении аппроксимации последовательностей разного рода сплайнами). Поэтому эти вопросы можно считать периферийными в контексте обсуждаемых проблем.

В результате описанных действий были построены карты кинематических параметров отражённой волны от горизонта **peaks: t_0** (рис. 3.5а) и **V_{st}** (рис. 3.5б). Относительно этого поля времён были оценены статические сдвиги, разложенные впоследствии на два фактора — поправка за ПВ (рис. 3.5в) и поправка за ПП (рис. 3.5г). Всего было проделано 4 итерации коррекции кинематики и статики. Понятно, что полностью «выбрать» статику таким образом не удалось, так как не вся она является поверхностно-согласованной (часть дребезга связана с неучётом азимута). Тренд статических поправок **T** (рис. 3.5д) был найден в результате сглаживания в скользящем пространственном окне

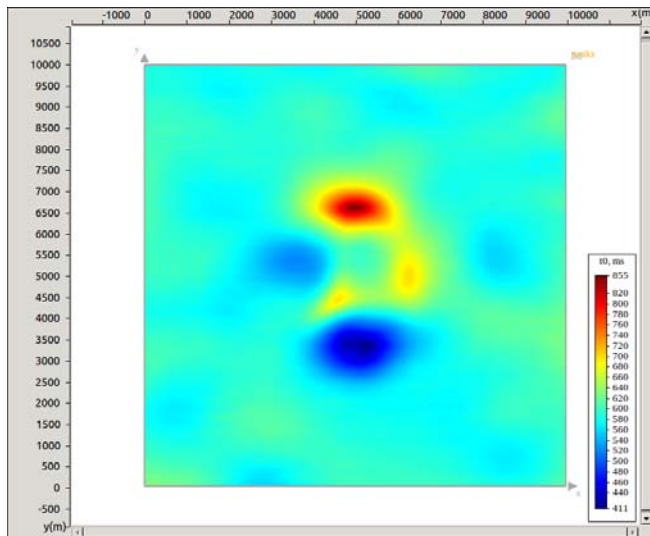
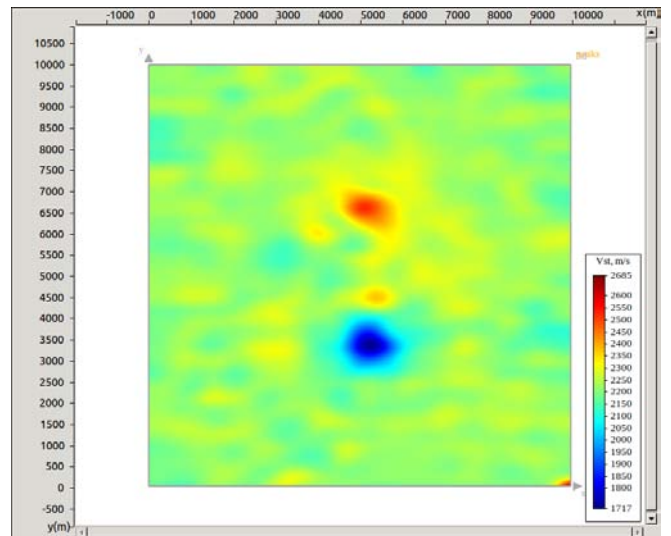
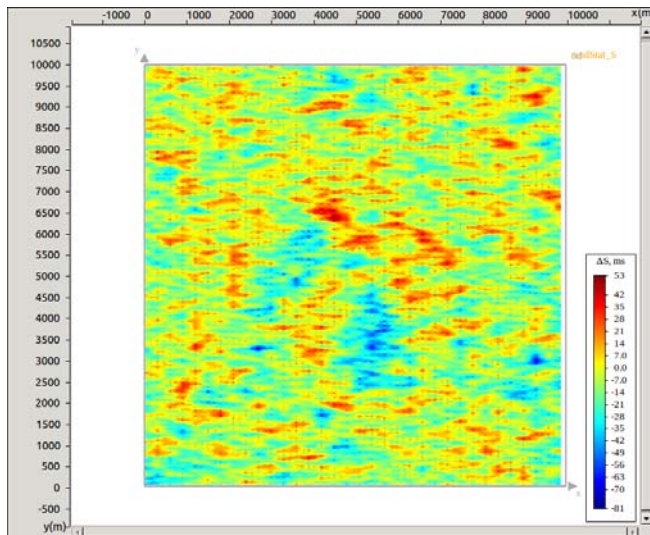
100 м × 100 м полусуммы поправок за ПВ и ПП. Значение тренда изменяется в пределах $[-44; 36]$ мс.

Сделаем здесь замечание, касающееся статических поправок. В силу редкой системы наблюдений для скоростного анализа использовался гиперболоид не общего вида, а гиперболоид вращения. Эта кинематика была опорой для расчёта остаточных статических поправок. Как уже отмечалось, не все сдвиги, которые искались как статические, были связаны со статикой. Например, в 3D случае на сейсмограмме ОГТ, трассы которой упорядочены по удалению ПВ-ПП без учёта азимута ПВ-ПП, имеет место дребезг трасс, который связан сразу с двумя факторами: со статикой и с неучётом азимута ПВ-ПП. Несмотря на то, что фактор, связанный с неучётом азимута, не является статическим (т. е. постоянным для всей трассы), его, тем не менее, неплохо удаётся учесть с помощью аппарата статических поправок.

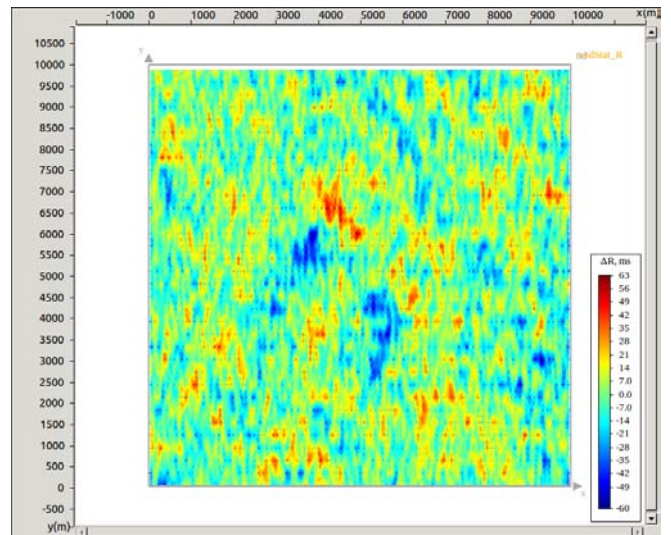
3.3.1 Построение ГСМ для верхней части разреза с помощью реконструкции

Используя положение горизонта **peaks** (считаем, что оно известно по скважинам) и формулу (3.1) для расчёта времён от него, была произведена реконструкция (вставка) горизонта **ripple** (технология описана выше). Результат реконструкции с использованием тренда статических поправок показан в левой колонке **рис. 3.6**. Для сравнения в правой колонке приводится аналогичный результат, но полученный без учёта тренда (т. е. с использованием только первого слагаемого формулы (3.1)). Для корректности сравнения каждая пара рисунков изображена в едином цветовом диапазоне. Видно, что учёт тренда позволил точнее восстановить конфигурацию границы (сравните **рис. 3.6а** и **рис. 3.6б** с **рис. 3.16**), но по абсолютным значениям глубины всё же оказались заниженными. Пластовые скорости оказались более стабильными при учёте тренда — 1010–1040 м/с над вставляемым горизонтом (V_1) и 2630–2640 м/с под вставляемым горизонтом (V_2), хотя систематическое занижение здесь также присутствует (истинные скорости 1200 и 2700 м/с соответственно).

Наверняка здесь у читателя возникнет вопрос, какой был смысл в использовании тренда, если параметры горизонта **ripple** всё равно определились с

а) t_0 вдоль горизонта peaksб) V_{st} вдоль горизонта peaks

в) статические поправки на ПВ



г) статические поправки на ПП

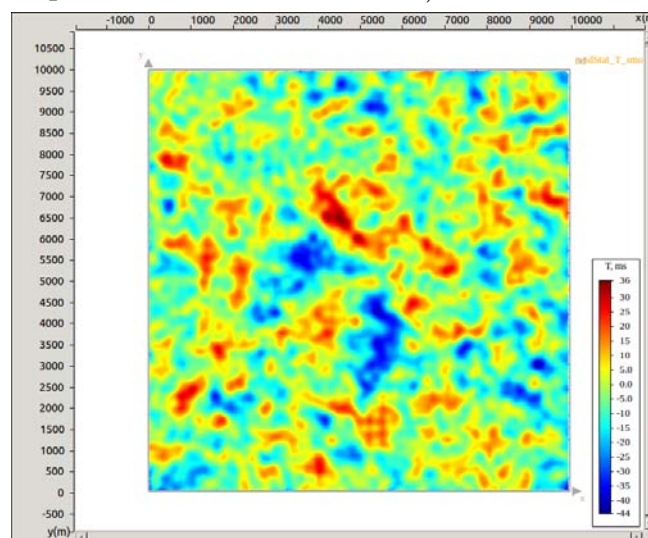
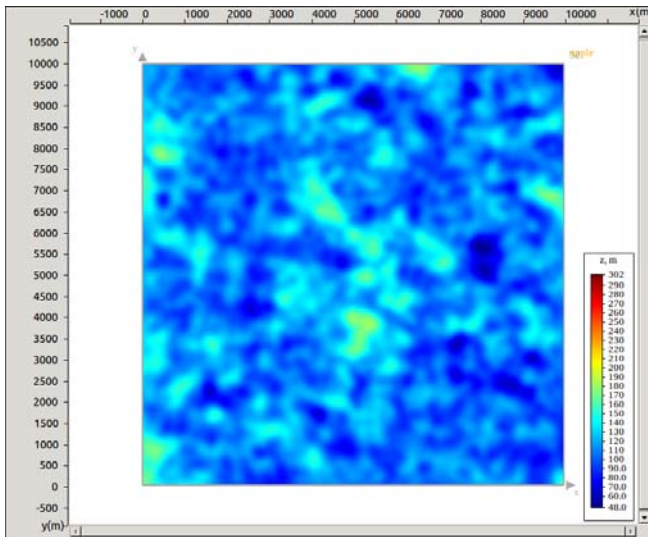
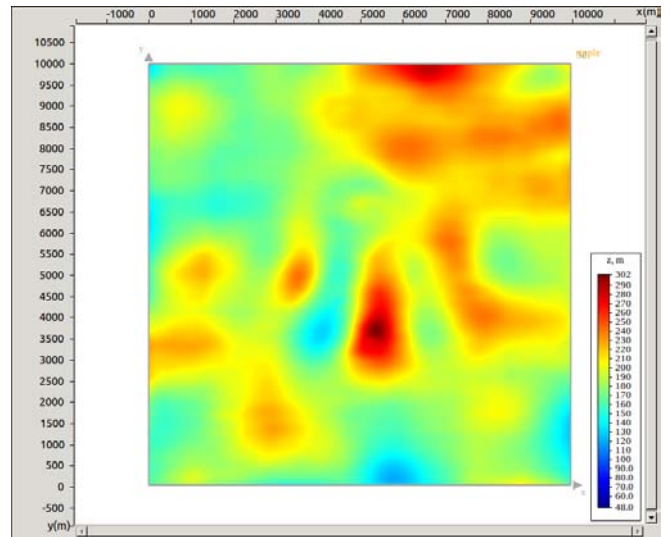
д) тренд статических поправок T

Рисунок 3.5 — Карты кинематических и статических параметров



а) глубина (учитывали тренд)



б) глубина (не учитывали тренд)

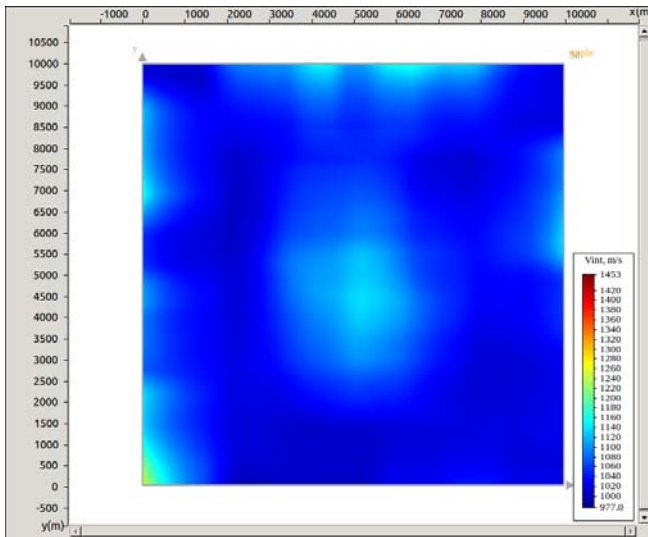
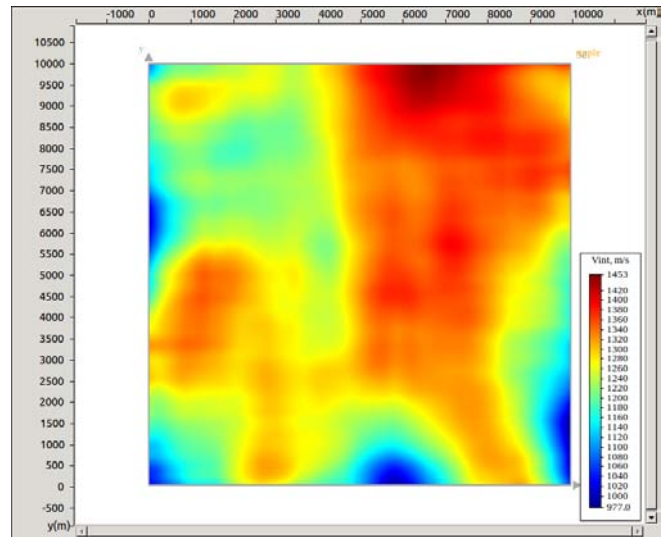
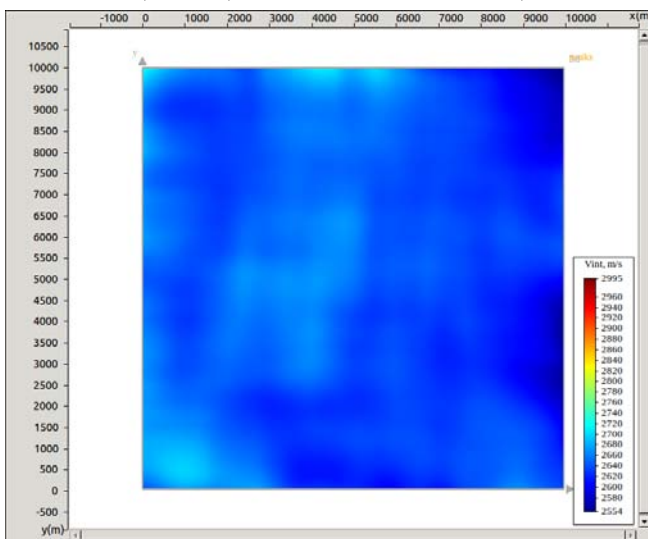
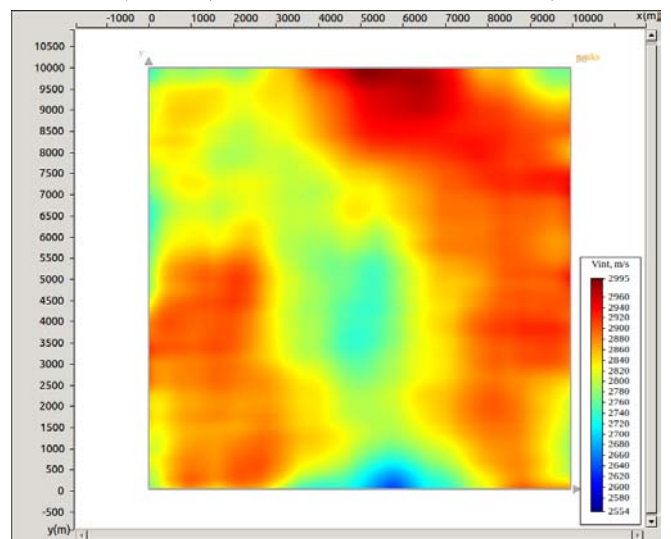
в) V_1 (учитывали тренд)г) V_1 (не учитывали тренд)д) V_2 (учитывали тренд)е) V_2 (не учитывали тренд)

Рисунок 3.6 — Восстановление горизонта **ripple** с помощью реконструкции с учётом тренда статических поправок (левая колонка) и без (правая колонка).

Для корректности сравнения каждая пара рисунков изображена в едином цветовом диапазоне

довольно большой погрешностью (например, ошибка в пластовых скоростях составила почти 200 м/с, и глубины далеки от истинных). Ответ на этот вопрос звучит следующим образом: параметры первого слоя — это не показатель успешности применения метода; исключение составляет малоглубинная сейсморазведка, однако в нашем случае речь идёт о глубинной сейсморазведке (см. [табл. 5](#) на стр. [92](#)), для которой важно то, как далее, имея такие параметры ВЧР, мы восстановим нижнюю часть разреза. Оказывается, если удаётся найти такую эквивалентную модель среды, которая обеспечивает «попадание» в наблюдаемые времена (т. е. невязка двух времён небольшая), то это обеспечивает правильное восстановление параметров нижележащих пластов [[38](#); [55](#)]. Это утверждение не доказано, но его справедливость многократно подтверждена практикой, по крайней мере, для изотропных сред.

3.3.2 Построение ГСМ для нижней части разреза в случае, когда использовалась реконструкция верхней части

В [разд. 3.1](#) было отмечено, по какой причине кинематико-динамическое преобразование нельзя использовать для восстановления параметров ВЧР. Дело в том, что мигрируя редкие данные, которые к тому же осложнены мелкими неоднородностями, вряд ли можно получить хорошее изображение верхней части разреза. Отражение от нижнего горизонта **horiz**, наоборот, наблюдается на большем диапазоне удалений (т. е. эффективная кратность здесь выше). Поэтому теперь, учитывая реконструированный горизонт **ripple** (построенный как с учётом тренда статических поправок, так и без него) и априорную информацию о горизонте **peaks**, попытаемся восстановить горизонт **horiz** с помощью кинематико-динамического преобразования, которое состоит из следующих этапов:

1. Миграция до горизонта **horiz** в реконструированной модели. Скорость в слое, ограниченном горизонтами **peaks** и **horiz**, была принята равной 2000 м/с (прим.: истинная скорость 2200 м/с, см. [рис. 3.1](#)).
2. Корреляция горизонта **horiz** в глубинной области и оценка остаточной кинематики на мигрированных сейсмограммах.
3. Нахождение поля времён отражённых волн от горизонта **horiz**.
4. Решение обратной задачи с использованием найденного поля времён.

Подробное описание этой технологии дано в [разд. 2.6](#), поэтому здесь приведём лишь найденную таким способом модель. Результат кинематической инверсии изображён на [рис. 3.7](#) (в виде карт) и [рис. 3.8](#) (в виде графиков).

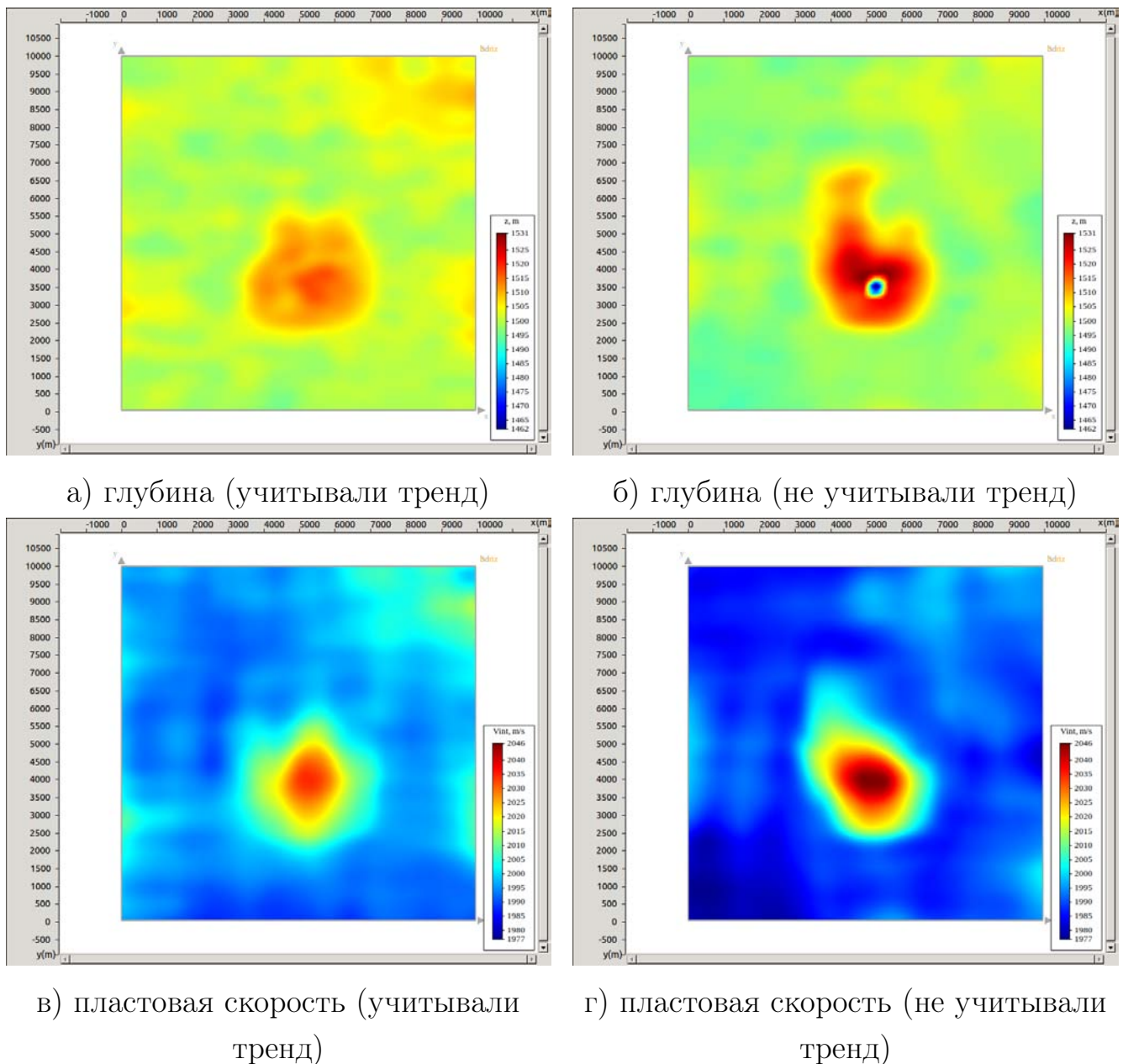
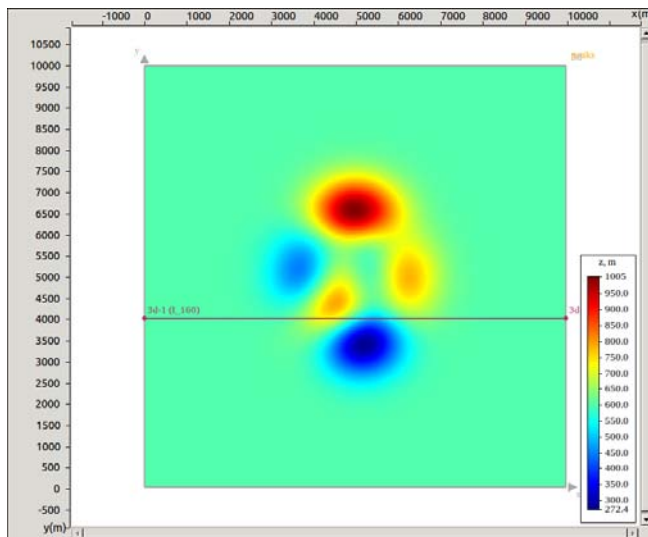
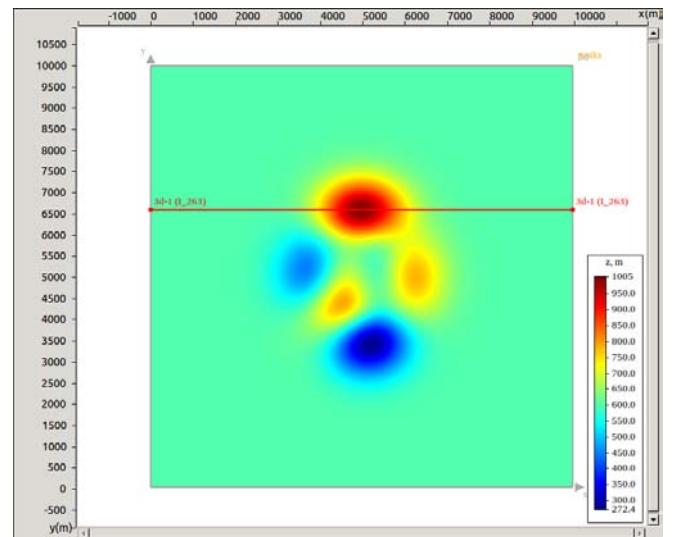


Рисунок 3.7 — Восстановление горизонта **horiz** с помощью кинематико-динамического преобразования с учётом тренда статических поправок при построении горизонта **ripple** (левая колонка) и без (правая колонка). Для корректности сравнения каждая пара рисунков изображена в едином цветовом диапазоне

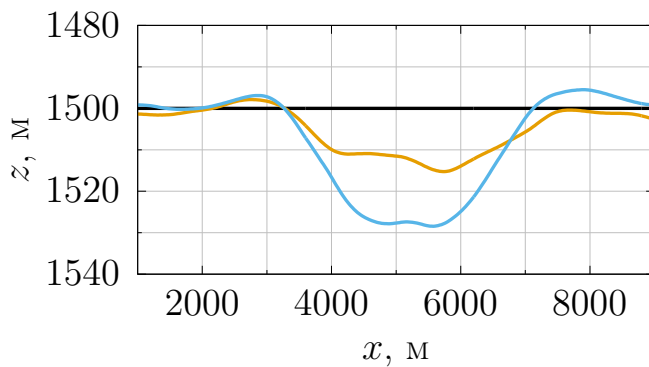
Когда учитывали тренд статических поправок при построении ВЧР, ошибка в глубинах горизонта **horiz** оказалась в пределах $[-5; 17]$ м, что относительно немного при истинной глубине 1500 м. Ошибка в скоростях составила



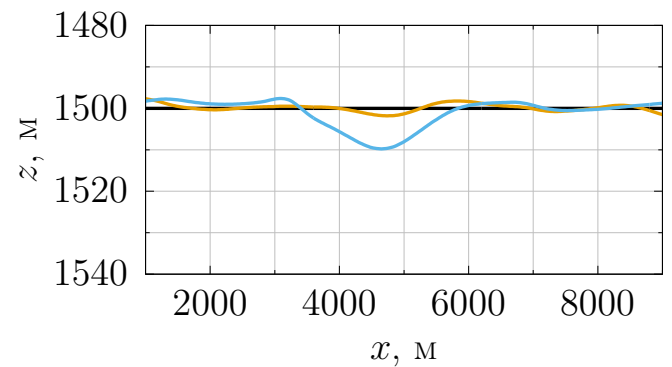
а) линия IL 160, наложенная на карту истинных глубин горизонта **peaks**



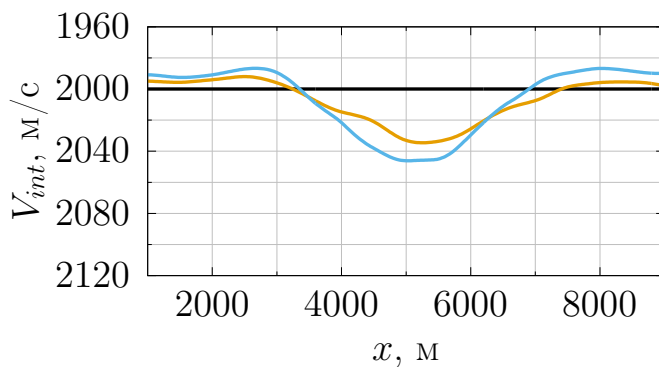
б) линия IL 263, наложенная на карту истинных глубин горизонта **peaks**



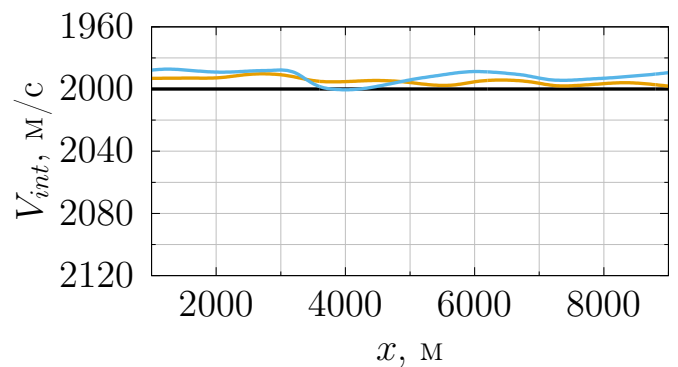
в) глубины вдоль линии IL 160



г) глубины вдоль линии IL 263



д) пластовые скорости вдоль линии IL 160



е) пластовые скорости вдоль линии IL 263

Рисунок 3.8 — Сечения глубинно-скоростных моделей 3D из [рис. 3.7](#) вдоль линий IL 160 (левая колонка) и IL 263 (правая колонка). Обозначения: — истинная глубина/скорость; — использовалась вставка с учётом тренда; — использовалась вставка без учёта тренда

$[-12; 35]$ м/с при истинном значении 2000 м/с. Когда при построении ВЧР тренд не учитывали, погрешность определения глубин и скоростей больше: $[-38; 31]$ м и $[-23; 46]$ м/с соответственно.

Эти две обработки (с трендом и без тренда) велись параллельно, при этом использовались одинаковые параметры реконструкции пласта, миграции, решения обратной задачи. Даже всевозможные сглаживания производились с одним и тем же размером окна. Поэтому разница в ошибках связана именно с трендом. Следует отметить, что ошибки, полученные в случае без тренда, не кажутся катастрофическими, и, возможно, они являются приемлемыми. Однако использование тренда само по себе почти не усложняет программную реализацию и не увеличивает временные затраты. Кроме того, при неучёте тренда в точке с координатами (5225 м, 3375 м) решение оказалось неустойчивым (тёмно-синее пятно на [рис. 3.7б](#)) — именно там, где имеется антиклинальная структура на горизонте **peaks** ([рис. 3.1в](#)). При использовании тренда такой аномалии нет ([рис. 3.7а](#)). Таким образом, реконструкция без учёта трендовой составляющей сама по себе может быть неплохим приёмом, но даже при удовлетворительном результате она обычно не обеспечивает «попадание» в измеренные времена и, значит, является паллиативным решением. Заметим, что в целом данная схема допускает итеративность, т. е. процедуру можно повторять, пока не будут «выбраны» все гладкие компоненты годографа. В этом смысле реконструкция без учёта тренда может рассматриваться как нулевая итерация.

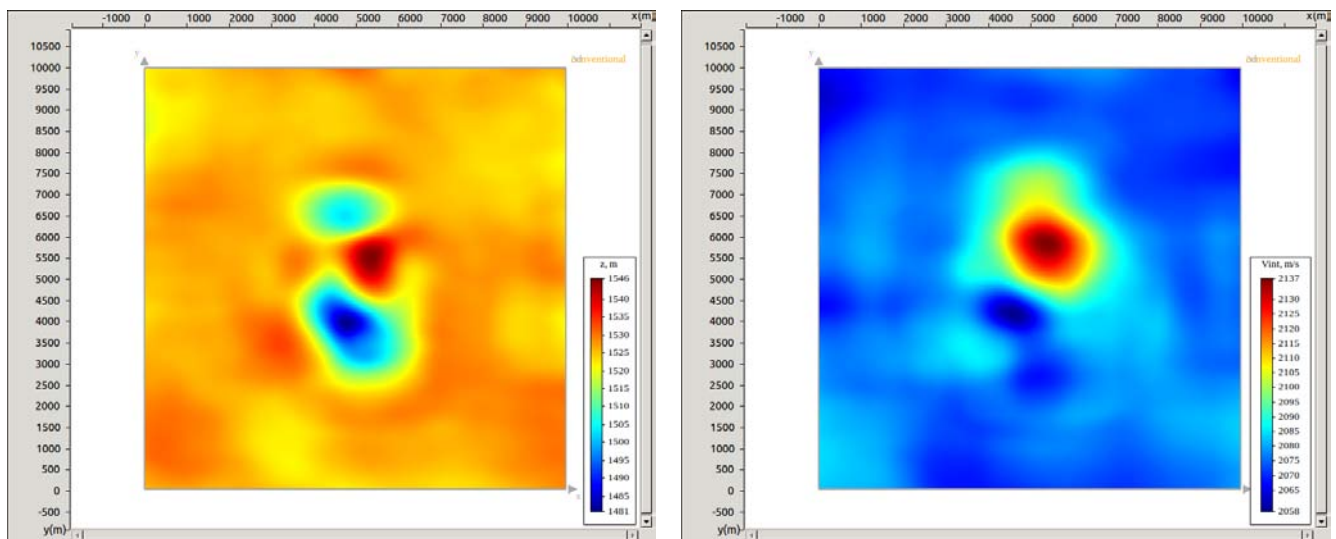
Наверно здесь стоит сделать замечание, касающееся реконструкции. Что делать, если нет априорной информации о положении одного из горизонтов? В таком случае разумно поступить следующим образом — сначала получить положение горизонта с использованием параметризации годографа, включающей тренд статических поправок, а затем для реконструкции использовать сглаженный вариант полученной границы. Этот аспект задачи в работе не рассматривается, так как сама реконструкция не имеет непосредственного отношения к предлагаемой методике параметризации годографа.

3.3.3 Построение ГСМ для нижней части разреза в случае, когда использовалось замещение верхней части

Теперь покажем, какой результат был бы получен для горизонта **horiz**, если бы не делали реконструкцию (вставку) горизонта **ripple**. Поскольку в случае реконструкции предполагалось, что глубина горизонта **peaks** известна, то будем использовать эту априорную информацию и здесь. Кратко опишем последовательность действий (вариант классической обработки):

1. Производится гиперболическая параметризация годографа отражённой волны от горизонта **peaks**.
2. Решается обратная кинематическая задача для горизонта **peaks** с использованием поля времён из п. 1. Естественно, получаемые глубины и пластовые скорости оказываются неверными из-за пропуска горизонта **ripple**.
3. Делается замещение слоя **peaks** — неправильная глубина заменяется на истинную (это наша априорная информация), а пластовая скорость сильно сглаживается (до константы 2220 м/с). Рассчитываются t_0 и V_{st} в модели замещения, и это поле времён объявляется эталонным, а все отклонения реального поля времён от него считаются статикой. Эта статика рассчитывается и вводится в данные.
4. Производится гиперболическая параметризация годографа отражённой волны от горизонта **horiz**.
5. Решается обратная кинематическая задача для горизонта **horiz** с использованием поля времён из п. 4.

Найденные глубины и скорости приводятся на рис. 3.9 (в виде карт) и рис. 3.10 (в виде графиков). Как видно, здесь ошибка больше, чем при использовании реконструкции. Ошибка в глубинах находится в интервале $[-20; 45]$ м, а погрешность в скоростях — $[60; 135]$ м/с. На участках без аномалии глубина горизонта **horiz** составила около 1525 м (прим.: истинная 1500 м). Систематический сдвиг 25 м, скорее всего, связан с неправильно выбранной скоростью замещения, поэтому на него не стоит обращать внимания. Тем не менее, разброс значений оказывается больше.



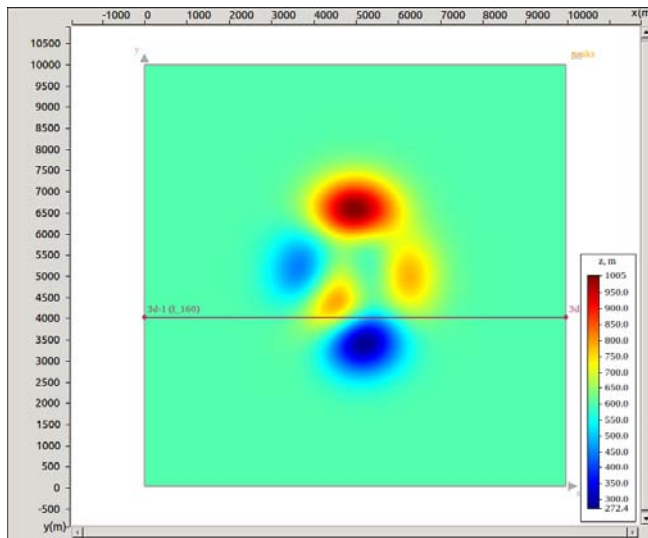
а) глубина

б) пластовая скорость

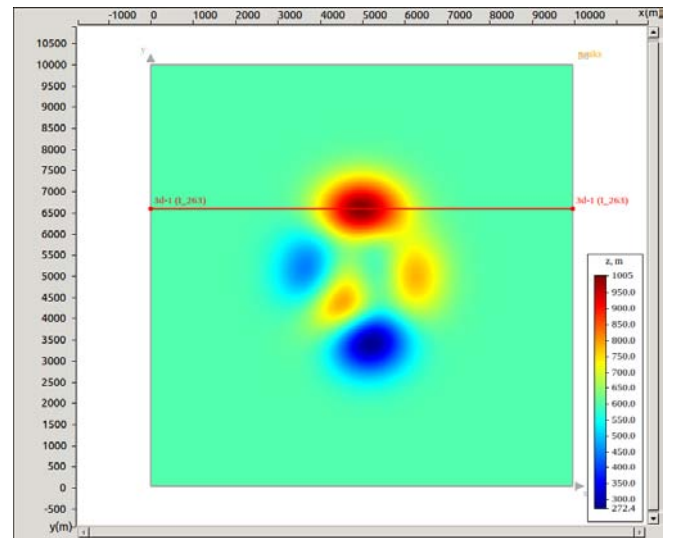
Рисунок 3.9 — Восстановление горизонта **horiz** с помощью замещения слоя

3.4 Сравнение результатов

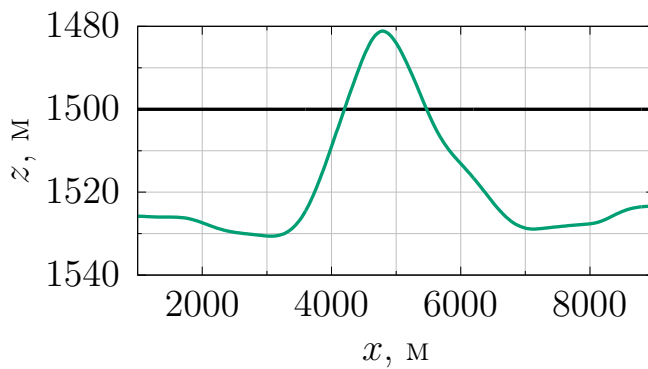
Обобщение финальных результатов по нижнему горизонту **horiz** в виде сечений поверхностей глубин и пластовых скоростей вдоль линий IL 160 и IL 263 приводится на [рис. 3.11](#) (комбинация [рис. 3.8](#) и [рис. 3.10](#)). Положения этих двух линий на площади показаны на [рис. 3.11а](#) и [рис. 3.11б](#), они нанесены на карту глубин горизонта **peaks**, который является основным аномалиеобразующим объектом (АОО) ВЧР. Из-за возможных краевых эффектов сечения поверхностей соответствуют не всему гриду (слева и справа отрезано по 1 км). Чёрная кривая показывает истинные глубину и скорость. Из всех графиков можно сделать вывод, что классическая обработка с помощью замещения слоя даёт наибольшие погрешности в глубинах и пластовых скоростях (зелёная кривая). Даже не обращая внимания на систематическую погрешность, которая связана с неправильно выбранной скоростью замещения, дисперсия оказывается больше. Методы, основанные на реконструкции ВЧР, менее подвержены ошибкам. Даже при неучёте трендовой составляющей статических поправок результат получается более близким к истинному (голубая кривая). В случае, если этот тренд прибавлять к гиперболическим годографам, то результат получается почти идеальным (оранжевая кривая). Во всех случаях оранжевая кривая оказывается наиболее близкой к чёрной.



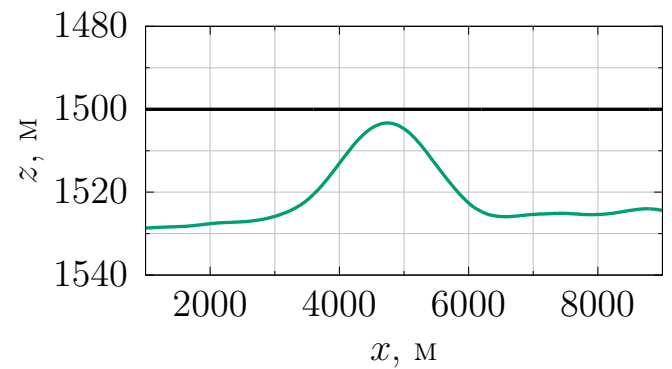
а) линия IL 160, наложенная на карту истинных глубин горизонта **peaks**



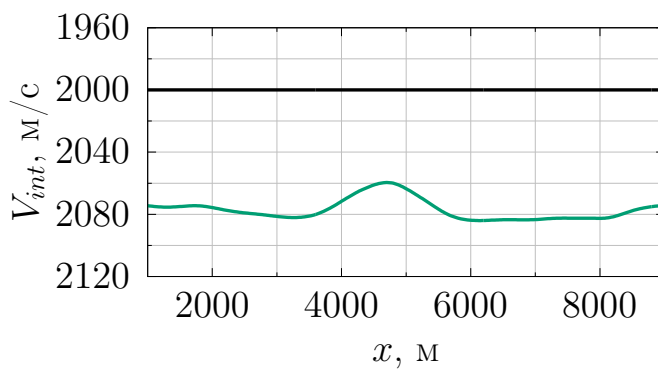
б) линия IL 263, наложенная на карту истинных глубин горизонта **peaks**



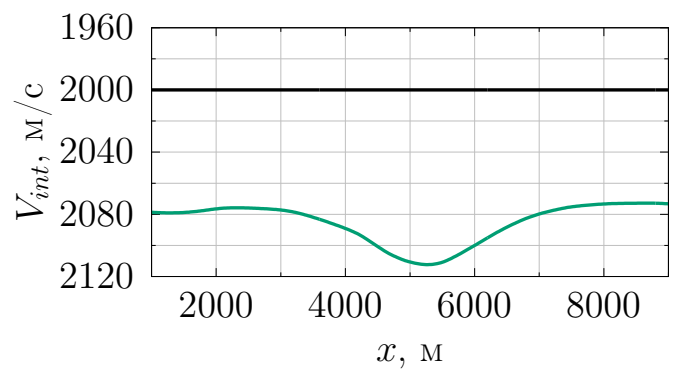
в) глубины вдоль линии IL 160



г) глубины вдоль линии IL 263



д) пластовые скорости вдоль линии IL 160



е) пластовые скорости вдоль линии IL 263

Рисунок 3.10 — Сечения глубинно-скоростной модели 3D из рис. 3.9 вдоль линий IL 160 (левая колонка) и IL 263 (правая колонка). Обозначения: — истинная глубина/скорость; — использовалась модель замещения

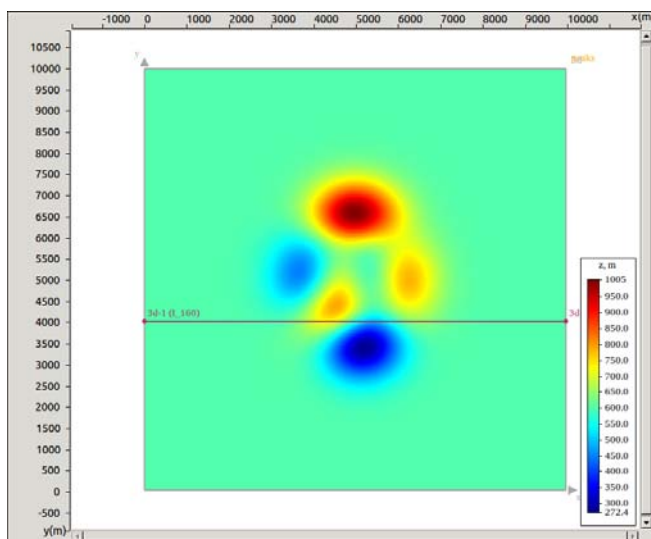
Для всех методов наиболее сложным участком площади оказалась антиклинальная область горизонта **peaks** (рис. 3.11а). Возможно, это связано с расфокусировкой лучей. В области синклинали (рис. 3.11б) метод, основанный на замещении слоя, также показал не очень хороший результат, а два других метода, основанные на реконструкции, дали меньшую ошибку в глубинах (рис. 3.11г) и почти безошибочную скорость (рис. 3.11е).

3.5 Основные выводы по главе

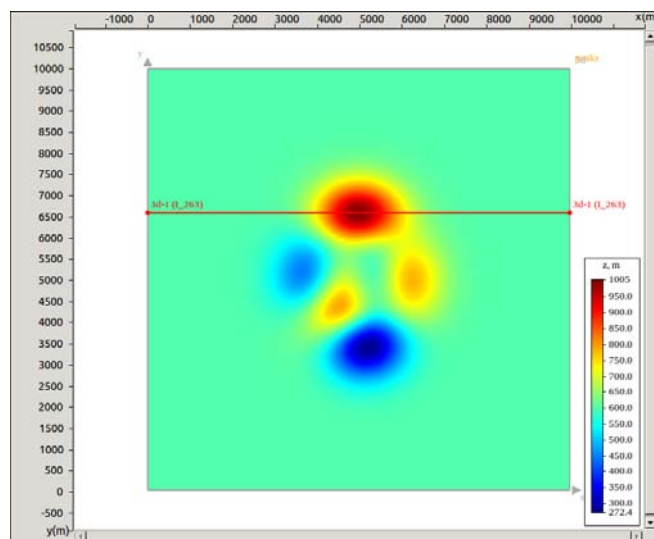
В этой главе был рассмотрен способ параметризации годографа отражённой волны. Комплексная параметризация (3.1) включает две составляющие: гиперболическую и статическую. Статическая составляющая выделяется из полного набора статических поправок как тренд — гладкая компонента, являющаяся к тому же поверхностно-согласованной. Это ещё один способ параметризации годографа, который может дополнять существующие (понятно, что гиперболический член может быть заменён на любой другой [58]).

На модельном примере 3D было опробовано три метода: два со вставкой горизонта (с учётом тренда статических поправок и без) и один без вставки (классическая обработка с использованием модели замещения). Было показано, что наименьшие погрешности в глубинах и скоростях получаются при применении вставки с учётом тренда, а наибольшие — в случае использования модели замещения.

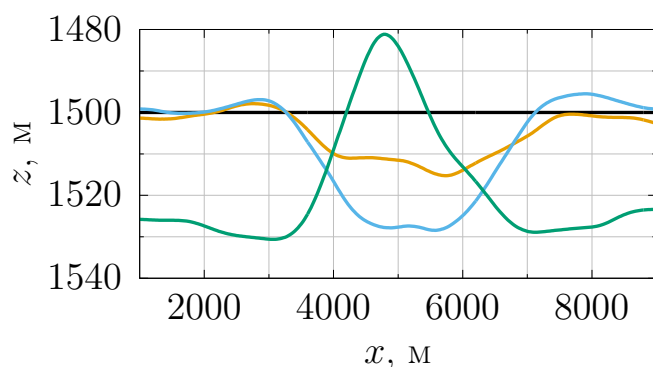
Таким образом, привлечение трендовой компоненты статических поправок для параметризации годографа отражённой волны является довольно простой и полезной модификацией традиционного описания годографа.



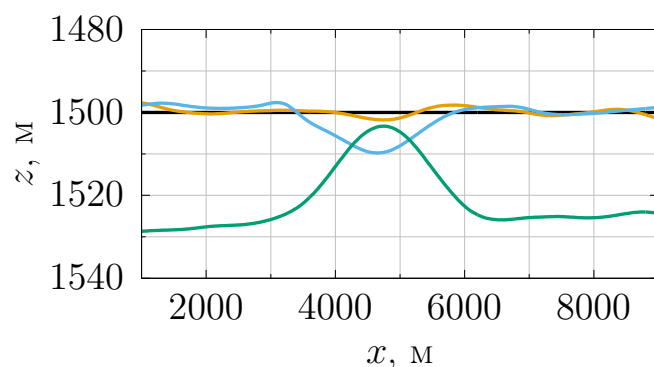
а) линия IL 160, наложенная на карту истинных глубин горизонта **peaks**



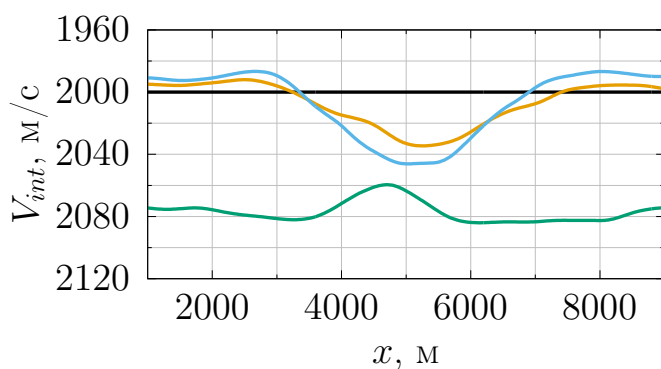
б) линия IL 263, наложенная на карту истинных глубин горизонта **peaks**



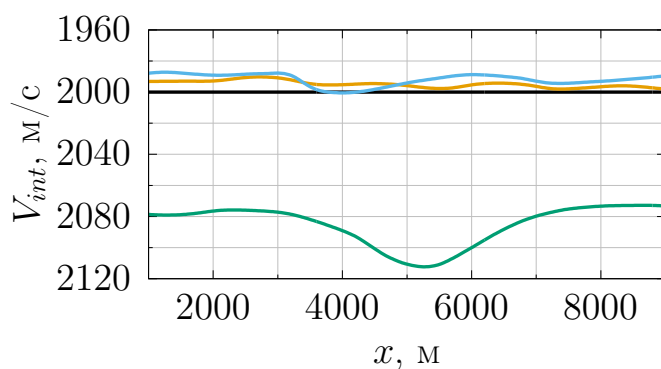
в) глубины вдоль линии IL 160



г) глубины вдоль линии IL 263



д) пластовые скорости вдоль линии IL 160



е) пластовые скорости вдоль линии IL 263

Рисунок 3.11 — Сопоставление результатов, полученных разными методами по горизонту **horiz**, вдоль линий IL 160 (левая колонка) и IL 263 (правая колонка). Обозначения: — истинная глубина/скорость; — использовалась вставка с учётом тренда; — использовалась вставка без учёта тренда; — использовалась модель замещения

Глава 4. Опробование методики на псевдо-реальных данных

В [гл. 2](#) и [гл. 3](#) ставились эксперименты на модельных сейсмических данных. Хотя автор и старался использовать ГСМ, которые могут описывать реальные среды, возможно, это удалось не в полной мере. Например, в [гл. 2](#) подошва ЗМС располагалась на глубине 200–350 м, что является очень редкой ситуацией; как правило, УГВ располагается на значительно меньшей глубине (несколько десятков метров). Использование нехарактерной глубины было обусловлено тем, что огромная мощность ЗМС является одним из главных факторов, нарушающих предположение вертикальности луча в верхнем слое, поэтому в таких неблагоприятных условиях результаты эксперимента казались наиболее яркими.

Однако, значительные погрешности в структурном плане при использовании аппарата статических поправок возможны и в «нормальных» условиях (даже при малой мощности ЗМС и отсутствии мерзлоты). В рамках одного производственного проекта, в котором автор принимал непосредственное участие, стояла задача моделирования и анализа сейсмических волновых полей с целью повышения эффективности методик проектирования полевых сейсмических наблюдений и обработки сейсмических данных. Стояла задача подбора оптимальных параметров системы полевых наблюдений, позволяющих построить адекватную ГСМ. Некоторые результаты этого проекта будут показаны в данной главе. Поскольку сама задача планирования сейсмических съёмок не имеет прямого отношения к теме диссертации, то будет проиллюстрирован только один вариант обработки данных и построения ГСМ — для данных, соответствующих наиболее типичной системе полевых наблюдений, используемой в настоящее время в России (параметры системы даны в [табл. 6](#) на стр. [116](#)). Обработка данных производилась по технологии, описанной в [гл. 3](#).

Таким образом, в этой главе снова будут показаны модельные данные. Однако на этот раз геолого-геофизическая модель, содержащая 42 горизонта, была предоставлена высококвалифицированными геологами. Она была создана ими на основе всей имеющейся информации об одной из областей Восточно-Европейской платформы. Для создания модели использовались данные 248 скважин и многочисленные геологические карты. Такая модель с достаточно высокой точ-

ностью описывает реальную среду. Поэтому можно сказать, что этот эксперимент был поставлен на псевдо-реальных данных.

4.1 Моделирование

Первый горизонт в модели является рельефом. Карта истинного рельефа изображена на [рис. 4.1](#).

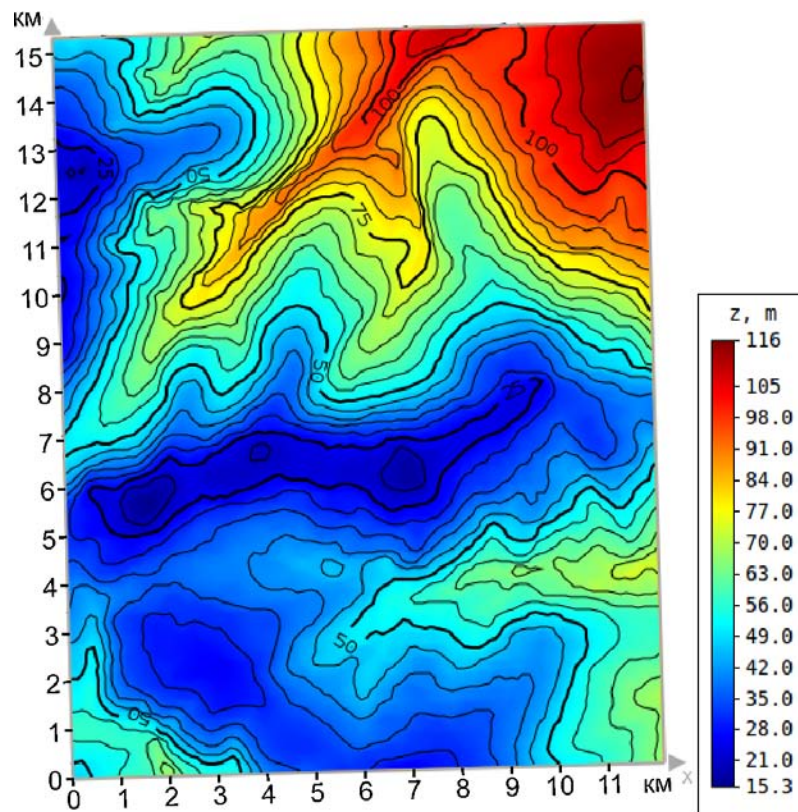
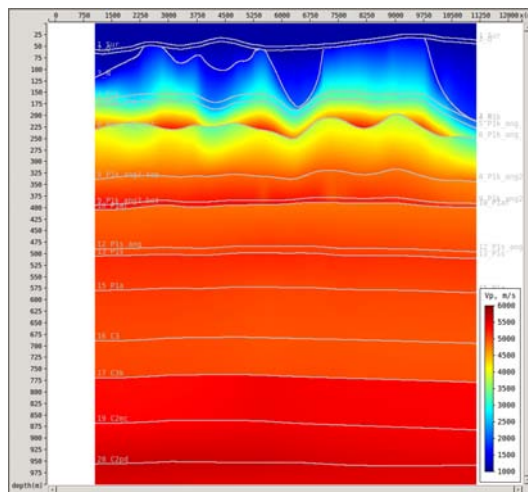
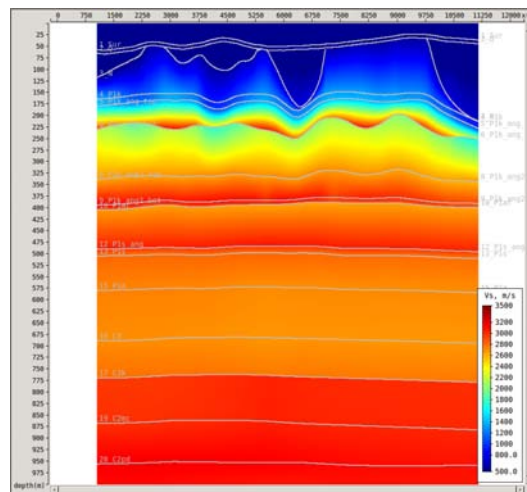


Рисунок 4.1 — Первый горизонт ГСМ — рельеф, приведённый к уровню 200 м

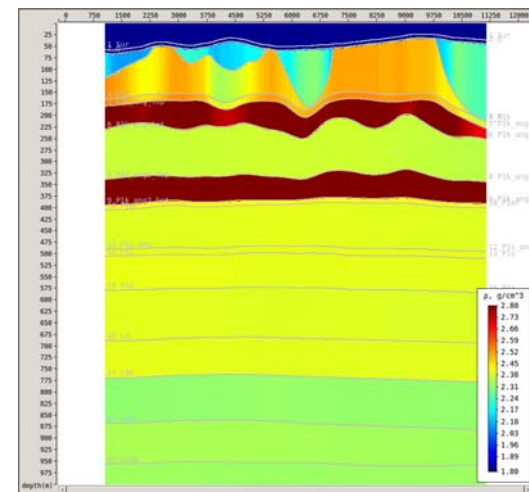
Сечения модели 3D вдоль центральных линий IL 305 и XL 487 представлены на [рис. 4.2](#) и [рис. 4.3](#) соответственно. На них изображены сечения куба скоростей продольных (V_p) и поперечных волн (V_s) и куба плотностей (ρ). В верхней части разреза присутствуют как низкоскоростные, так и высокоскоростные аномалии; встречаются области с выклиниванием. Также имеются инверсионные слои (с пониженной пластовой скоростью); наиболее значимые расположены в нижней части разреза на глубинах ~ 1100 м и ~ 1600 м.



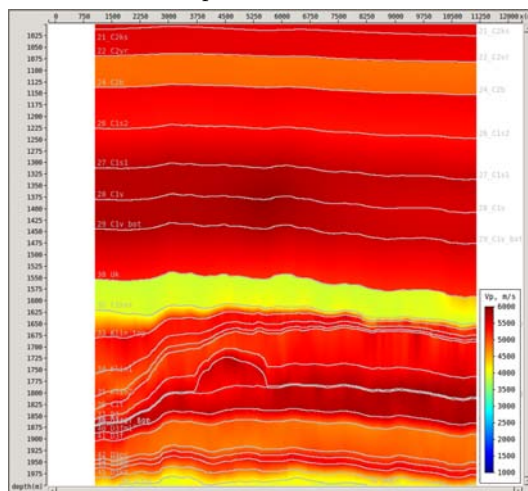
а) V_p (0–1000 м)



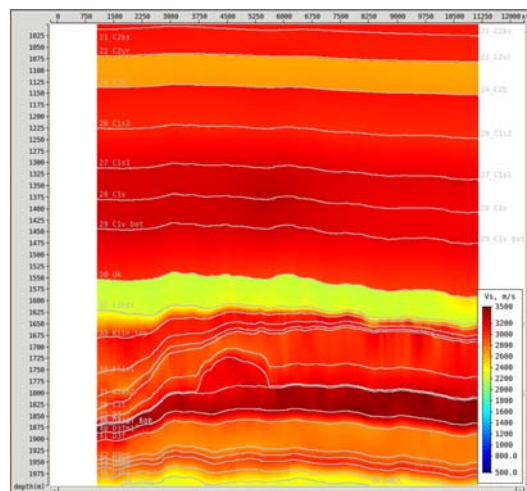
б) V_s (0–1000 м)



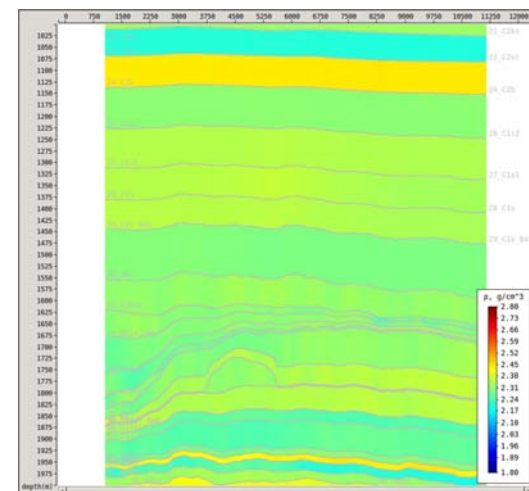
в) ρ (0–1000 м)



г) V_p (1000–2000 м)

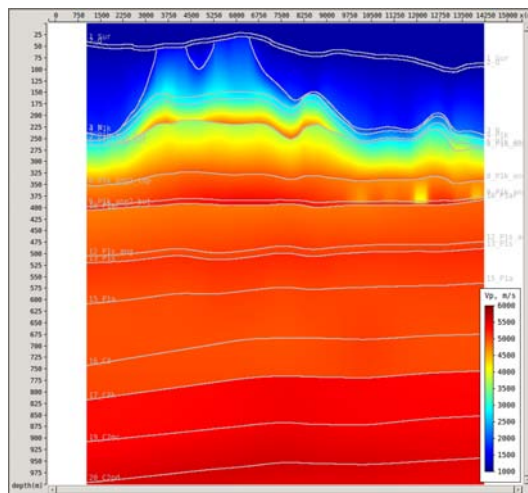


д) V_s (1000–2000 м)

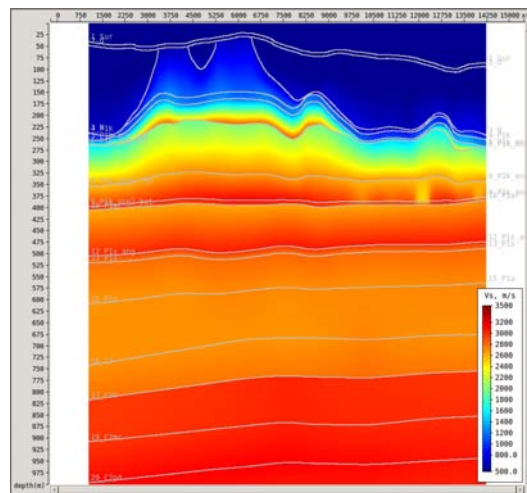


е) ρ (1000–2000 м)

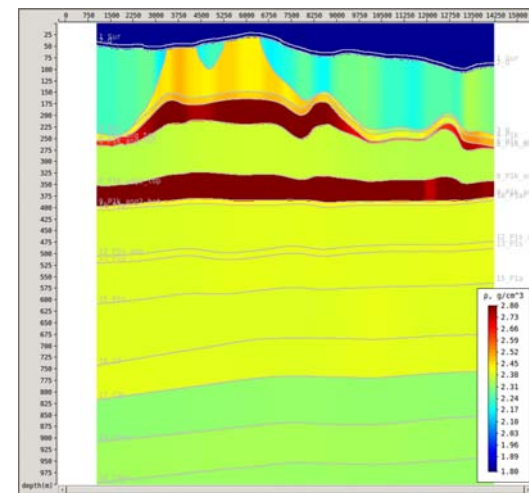
Рисунок 4.2 — Сечения геолого-геофизической модели вдоль центральной линии ПЛ 305 по верхней части разреза (верхний ряд) и средней (нижний ряд)



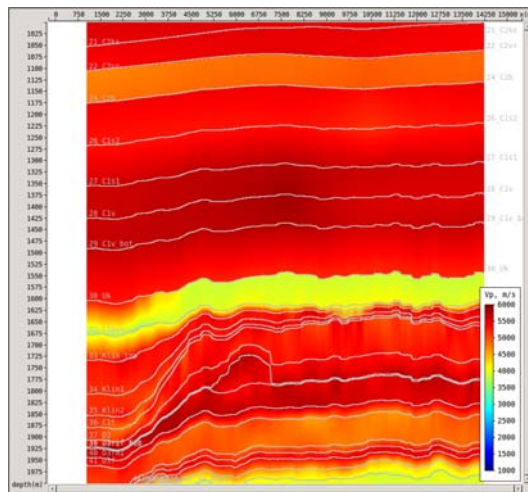
а) V_p (0–1000 м)



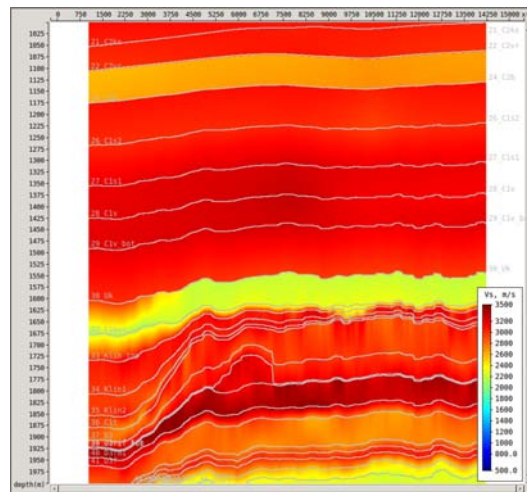
б) V_s (0–1000 м)



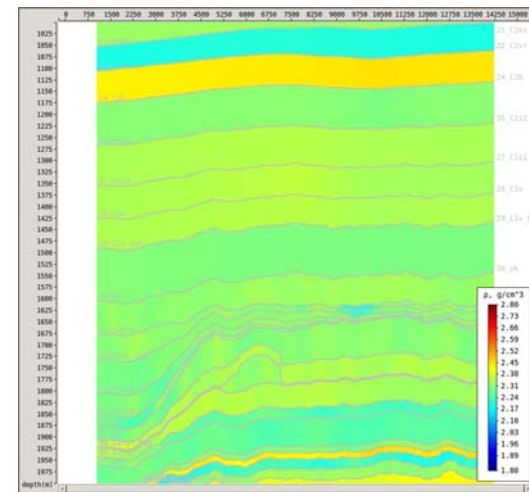
в) ρ (0–1000 м)



г) V_p (1000–2000 м)



д) V_s (1000–2000 м)



е) ρ (1000–2000 м)

Рисунок 4.3 — Сечения геолого-геофизической модели вдоль центральной линии XL 487 по верхней части разреза (верхний ряд) и средней (нижний ряд)

В этой модели было выполнено 3D лучевое моделирование с параметрами, перечисленными в [табл. 6](#).

Таблица 6 — Параметры моделирования

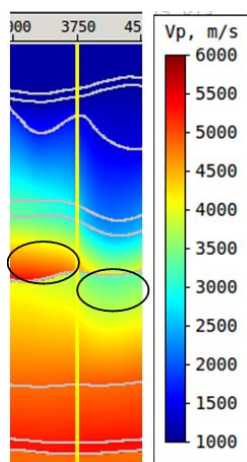
Параметр	Ед. изм.	Значение
Площадь грида	км ²	185,7 км ² (12175 м × 15250 м)
Тип сейсмической расстановки		крест
Активная расстановка	канал	3718 (22 ЛПП по 169 ПП)
Шаг между линиями ПВ	м	300
Шаг между линиями ПП	м	200
Шаг между ПВ вдоль линии	м	50
Шаг между ПП вдоль линии	м	25
Удаление ПВ-ПП по X	м	от −2100 до 2100, шаг 25
Удаление ПВ-ПП по Y	м	от −2100 до 2150, шаг 50
2D удаление ПВ-ПП	м	от 0 до 3000, шаг 25
Размер ОГТ-бина	м	12,5 × 25,0
Кратность наблюдений	трасс	77 (max 88)
Общее количество ПВ	шт.	5994 (27 ЛПВ по 222 ПВ)
Общее количество ПП	шт.	37037 (77 ЛПП по 481 ПП)
Общее количество трасс	трасс	21 779 199

Моделирование производилось в истинных амплитудах (с учётом геометрического расхождения, коэффициентов прохождения/отражения, характеристики направленности ПП). Примеры сейсмограмм ОГТ, полученных на линии IL 305 в области аномалий ВЧР (в местах пересечения с XL 300 и XL 340) иллюстрируются на [рис. 4.4](#). Для сейсмограмм ОГТ показаны сечения вдоль оси x : значения k_y фиксированы и равны −84, 4, 84, а значения k_x изменяются от −168 до 168 для каждого k_y . Здесь k_x и k_y есть индексы трассы в 3D сейсмограмме ОГТ, они рассчитываются через локальные координаты ПВ (x_s, y_s) и ПП (x_r, y_r) по формулам:

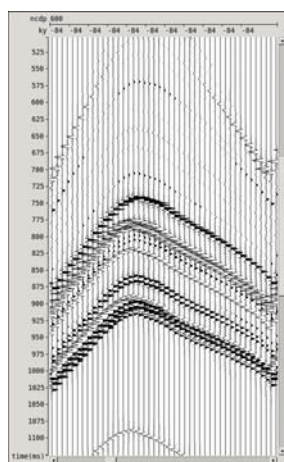
$$k_x = \frac{x_r - x_s}{12,5}, \quad k_y = \frac{y_r - y_s}{12,5}.$$

Из верхнего ряда [рис. 4.4](#) видно, как отрицательная аномалия (с позиции сейсморазведки — это локальный 3D объект с пониженными скоростями относи-

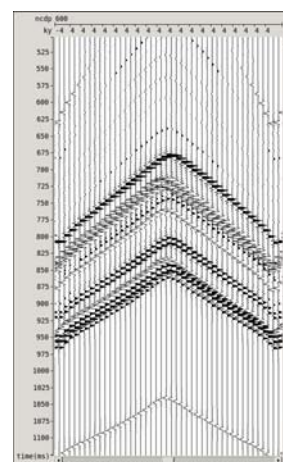
тельно вмещающей толщи) искажает кинематику отражённых волн. В нижнем ряду, в зоне сочленения положительной и отрицательной аномалий, также наблюдаются соответствующие искажения кинематики.



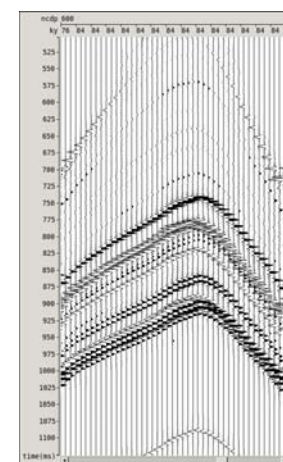
а) V_p



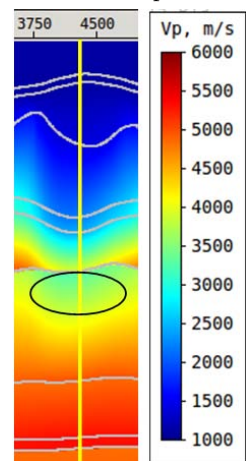
б) $k_y = -84$



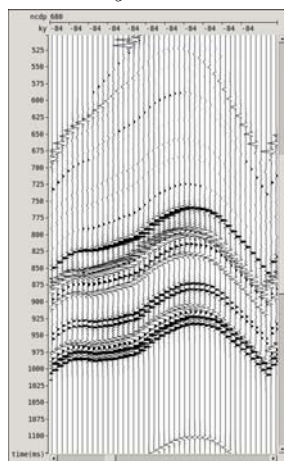
в) $k_y = 4$



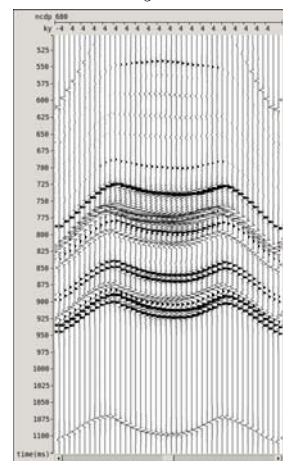
г) $k_y = 84$



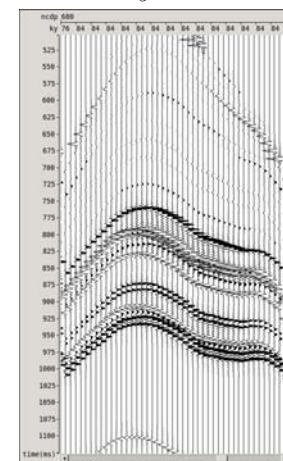
д) V_p



е) $k_y = -84$



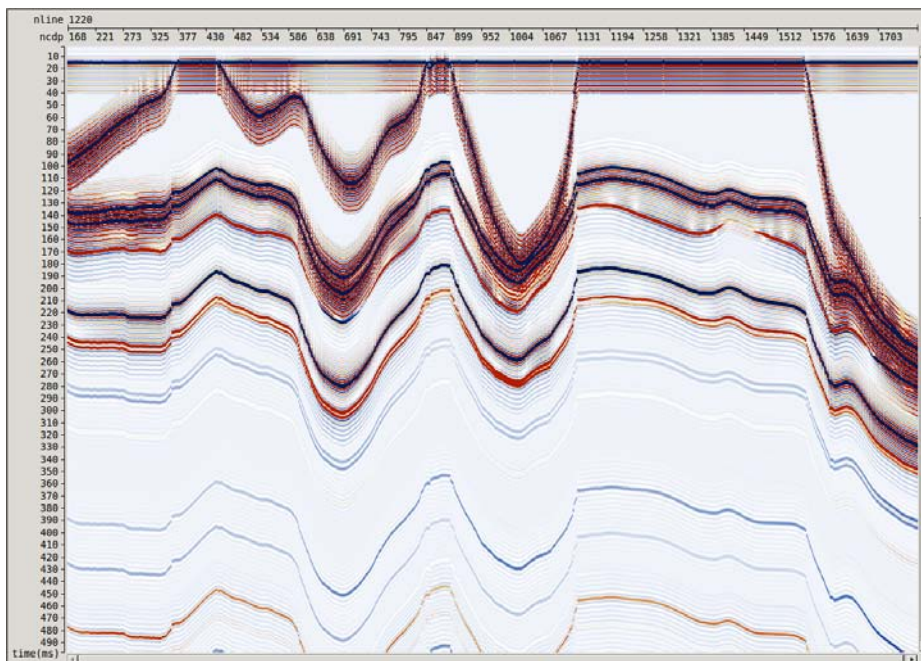
ж) $k_y = 4$



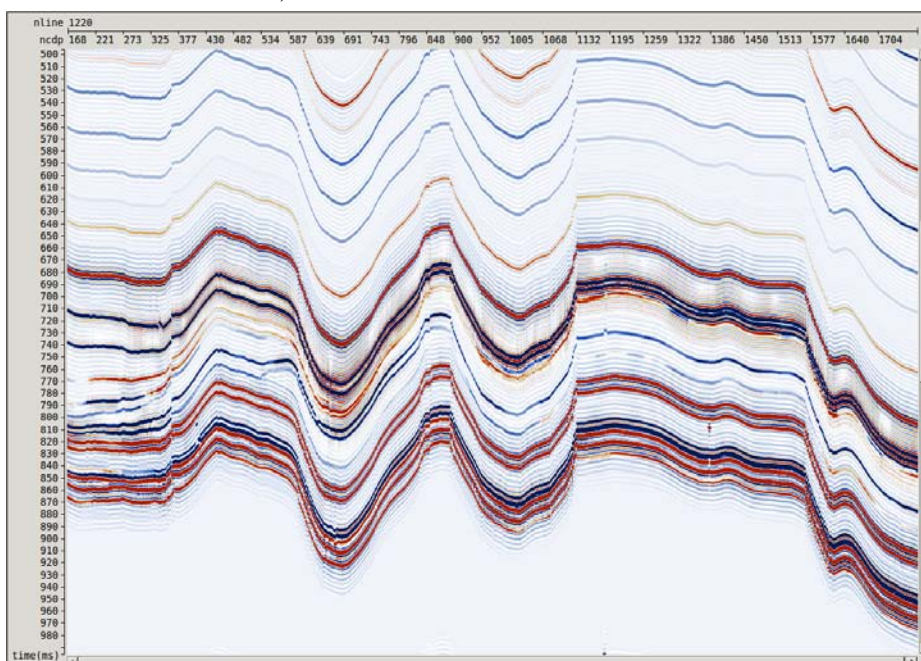
и) $k_y = 84$

Рисунок 4.4 — Примеры сейсмограмм ОГТ на пересечении центральной линии IL 305 с XL 300 (верхний ряд) и XL 340 (нижний ряд). Для лучшей визуализации амплитуды скорректированы за геометрическое расхождение

В ходе моделирования помимо сейсмограмм также был рассчитан куб нулевого удаления. Он был получен не в результате суммирования сейсмограмм, а при моделировании трасс нулевого удаления. Сечение куба вдоль линии IL 305 приводится на [рис. 4.5](#). Однако, поскольку в реальности трасс с нулевым удалением нет, при обработке они не использовались.



а) верхняя часть разреза



б) нижняя часть разреза

Рисунок 4.5 — Сечение куба нулевого удаления вдоль центральной линии IL 305. Для лучшей визуализации амплитуды скорректированы за геометрическое расхождение

4.2 Коррекция кинематических и статических поправок

Горизонтальный скоростной анализ проводился на сети линий через каждые 200 м. Несмотря на то, что в 3D случае на каждой ОГТ нужно анализировать кинематику вдоль нескольких азимутов, для параметризации использовался гиперболоид вращения. Это вынужденная мера в случае неплотной системы наблюдений.

Обработка велась от плавающего уровня приведения, коим служил рельеф, сглаженный на базе 500 м × 500 м. После ввода поправки за сглаженный рельеф выполнялась коррекция статических поправок, которая производилась в два этапа¹:

1. по горизонту 30_Uk (~670–870 мс);
2. по горизонту 17_C3k (~380–580 мс).

Всего было выполнено 12 итераций коррекции по горизонту 30_Uk и 2 итерации по горизонту 17_C3k. Карты кинематических параметров горизонта 17_C3k (t_0 и $V_{\text{ОГТ}}$), использовавшиеся для финальной итерацией коррекции статических поправок по этому горизонту, приводятся на [рис. 4.6](#). Карты полных корректирующих статических поправок даются на [рис. 4.7](#).

Сделаем здесь замечание, касающееся статических поправок. Выше отмечалось, что в силу редкой системы наблюдений для скоростного анализа использовался гиперболоид не общего вида, а гиперболоид вращения. В дальнейшем эта кинематика была опорой для расчёта остаточных статических поправок. Естественно, не все сдвиги, которые искались как статические, были связаны со статикой. Например, в 3D случае на сейсмограмме ОГТ, трассы которой упорядочены по удалению ПВ-ПП без учёта азимута ПВ-ПП, имеет место дребезг трасс, который связан сразу с двумя факторами: со статикой и с неучётом азимута ПВ-ПП ([рис. 4.8a](#)). Несмотря на то, что фактор, связанный с неучётом азимута, не является статическим (т. е. постоянным для всей трассы), его, тем не менее, неплохо удаётся учесть с помощью аппарата статических поправок ([рис. 4.8б](#)).

Фрагмент суммарного временного разреза в окрестности горизонта 30_Uk и горизонтальный спектр скорости $V_{\text{ОГТ}}$ вдоль 30_Uk на линии IL 320 до и после всех итераций коррекции статических поправок иллюстрируются на [рис. 4.9](#).

¹В отличие от предыдущих экспериментов, здесь статика искусственно не генерировалась.

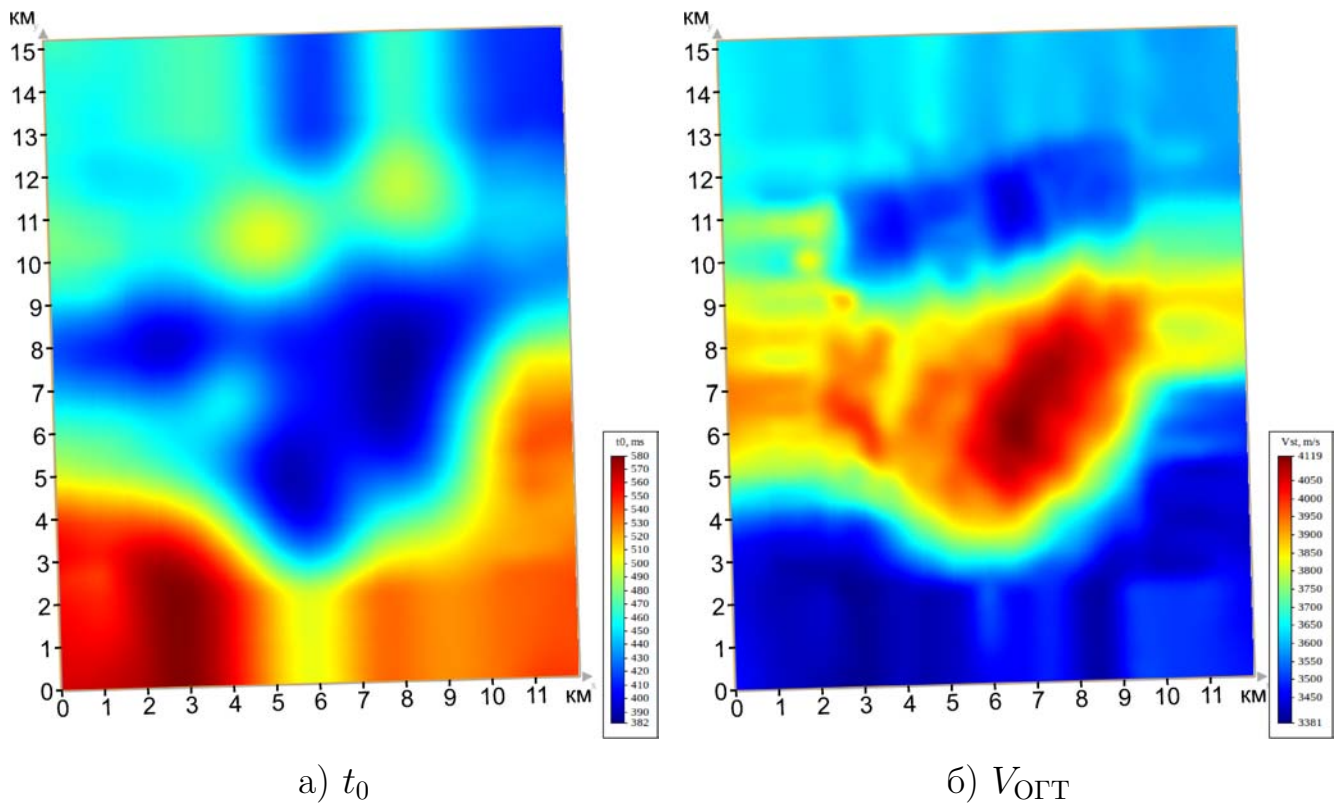


Рисунок 4.6 — Карты кинематических параметров горизонта 17_C3k, использовавшиеся для финальной итерации коррекции статических поправок по этому горизонту

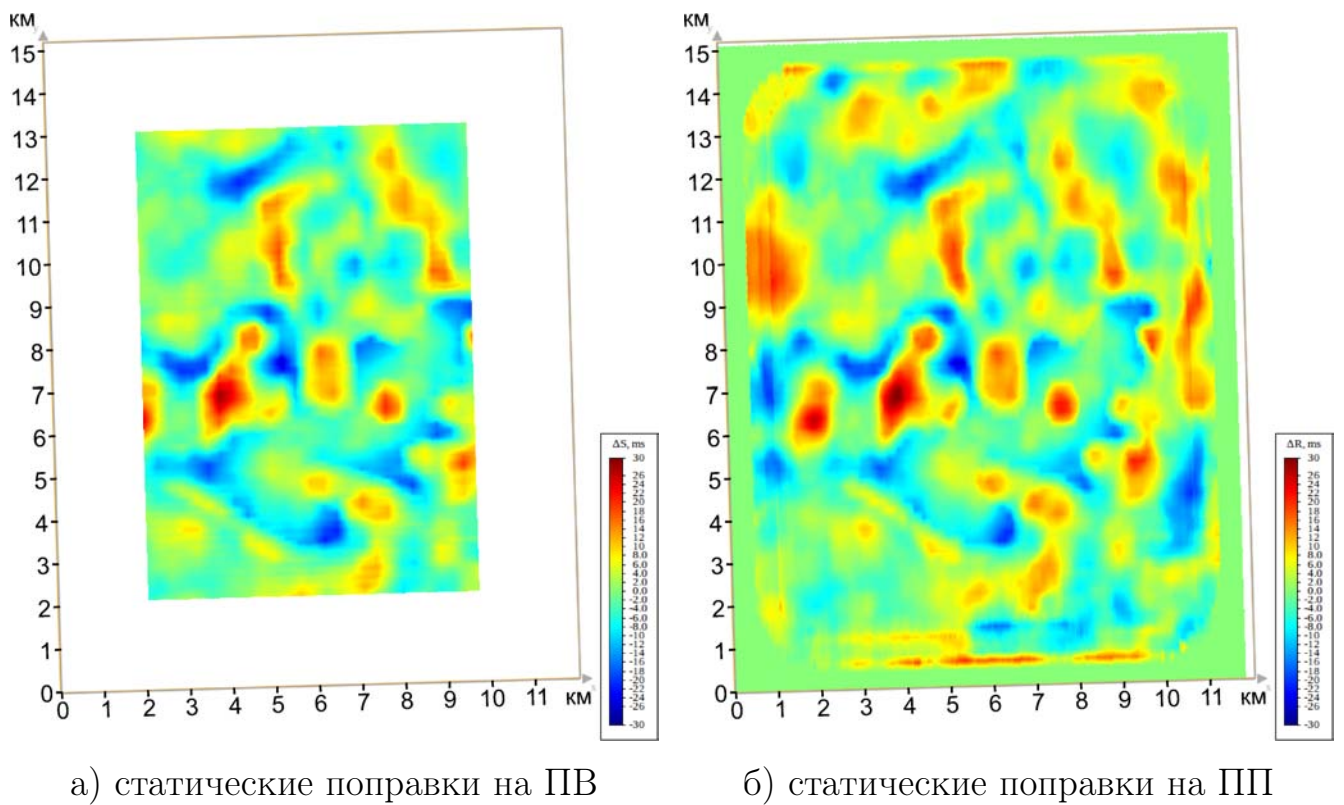
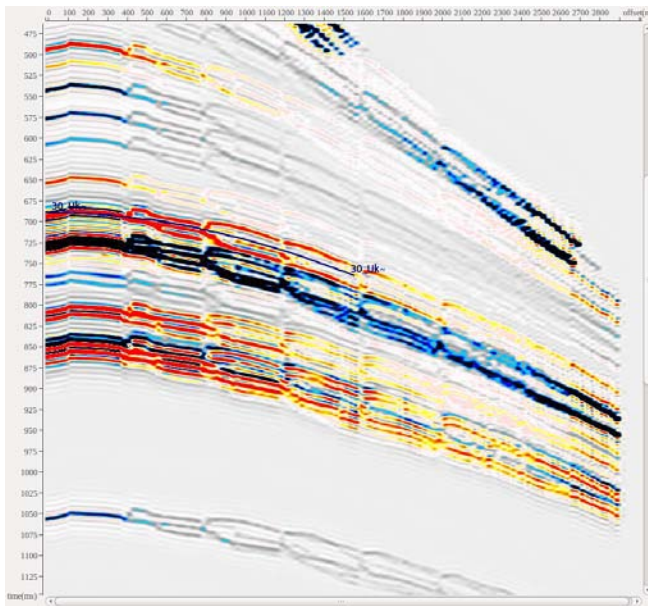
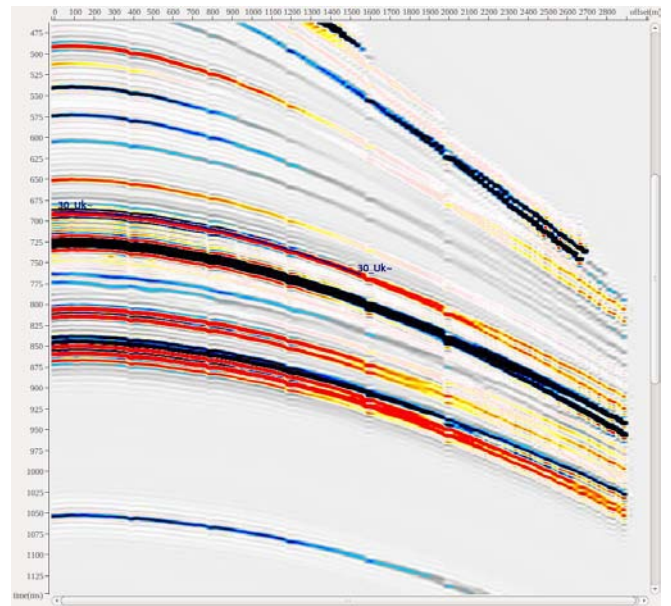


Рисунок 4.7 — Карты полных корректирующих статических поправок после всех 14 итераций



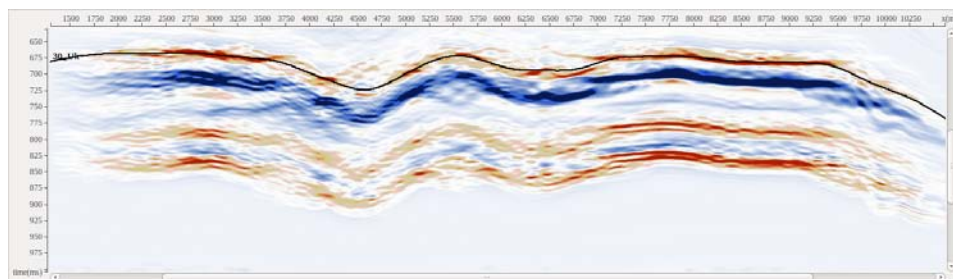
а) до коррекции статических поправок



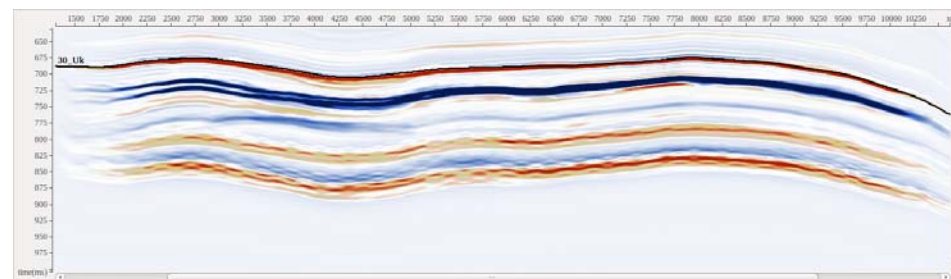
б) после коррекции статических поправок

Рисунок 4.8 — Суперсейсмограмма на пересечении линии IL 264 с XL 558, накопленная на базе 13 ОГТ

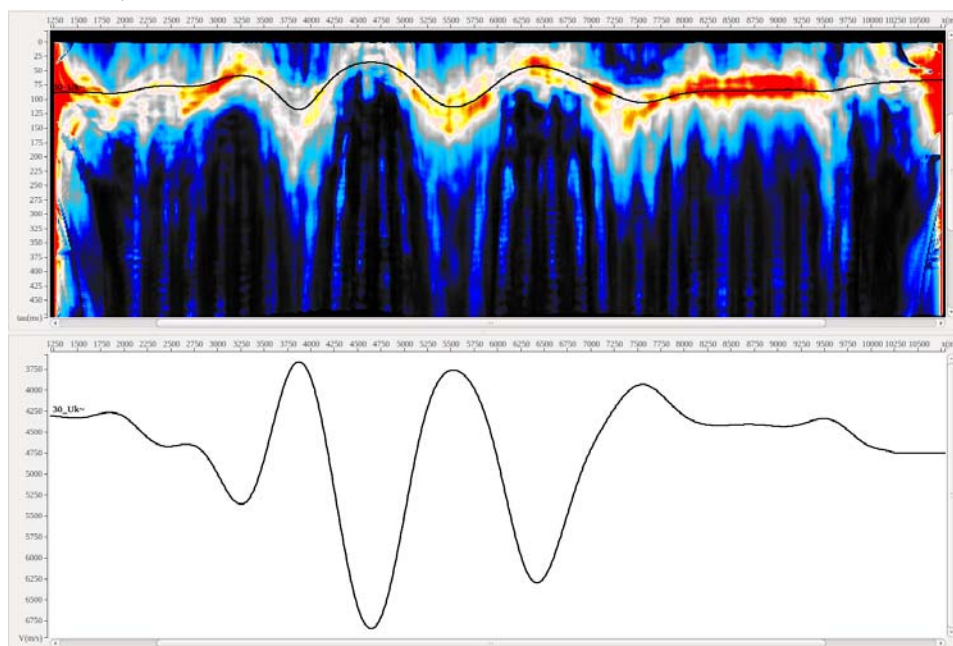
Наблюдается значительное улучшение качества спектра и разреза. Просмотрев их по всему кубу данных, было установлено, что подобранные параметры t_0 и $V_{\text{ОГТ}}$ в купе со статическими поправками для ПВ и ПП описывают поле времён отражённых волн от горизонта 30_Uk с высокой точностью.



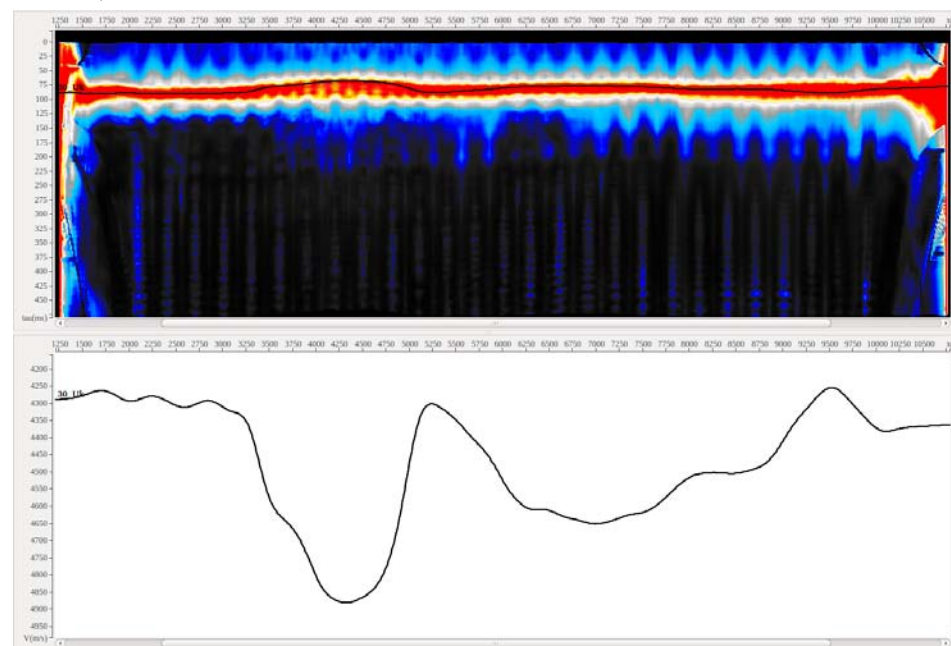
а) сумма до коррекции статических поправок



б) сумма после коррекции статических поправок



в) спектр до коррекции статических поправок



г) спектр после коррекции статических поправок

Рисунок 4.9 — Фрагмент суммарного временного разреза в окрестности горизонта 30_Uk и горизонтальный спектр скорости $V_{OГТ}$ вдоль 30_Uk на линии ПЛ 320

4.3 Построение ГСМ

4.3.1 Построение ГСМ для верхней части разреза

Для построения эффективной модели верхней части разреза, как и в гл. 3, использовалась реконструкция. Опорным горизонтом для реконструкции (ВОГ) служил 17_С3к. Здесь снова предполагается известным положение ВОГ, хотя он и располагается на довольно большой глубине (745–830 м) и был разбурен всего в 11 точках площади. Справедливости ради отметим, что дополнительно проводились работы по возможности восстановления положения горизонта 17_С3к, используя хорошо известный (по 248 скважинам) горизонт 13_Р1s (485–545 м). Здесь результаты этих работ не описываются, отметим лишь, что невязка между восстановленным и истинным 17_С3к составила не более 2 м в полнократной зоне. Напрямую использовать для реконструкции в качестве ВОГ 13_Р1s затруднительно, так как для этой технологии помимо глубины ВОГ требуются времена прихода отражённых волн от него, а для этого лучше использовать более глубокий горизонт (из соображений большей длины годографа).

Согласно выводам, полученным в гл. 3, для корректного построения ГСМ требуется вычленить трендовую составляющую статических поправок и использовать её для описания кинематики по формуле (3.1). Тренд был получен в результате сглаживания полусуммы поправок за ПВ и ПП в пространственном окне 500 м × 500 м (рис. 4.10). Значение тренда изменяется в диапазоне от –12 до 15 мс. В дальнейшем параметризация годографа отражённой волны от горизонта 17_С3к производилась по формуле (3.1) с использованием трёх карт: t_0 (рис. 4.6а), $V_{огт}$ (рис. 4.6б), T (рис. 4.10).

В дальнейшем будем придерживаться следующей терминологии:

1. Если параметризация годографа производилась по формуле (3.1) с использованием поправочных членов $T(x_s, y_s)$ и $T(x_r, y_r)$, будем называть этот подход «с учётом тренда статических поправок» (т. е. в исходные

модельные данные вводятся только высокочастотная компонента корректирующих статических поправок².

2. Если параметризация годографа производилась по формуле (3.1) без использования поправочных членов $T(x_s, y_s)$ и $T(x_r, y_r)$, будем называть этот подход «без учёта тренда статических поправок» (т. е. в исходные модельные данные вводятся вся корректирующая статика).

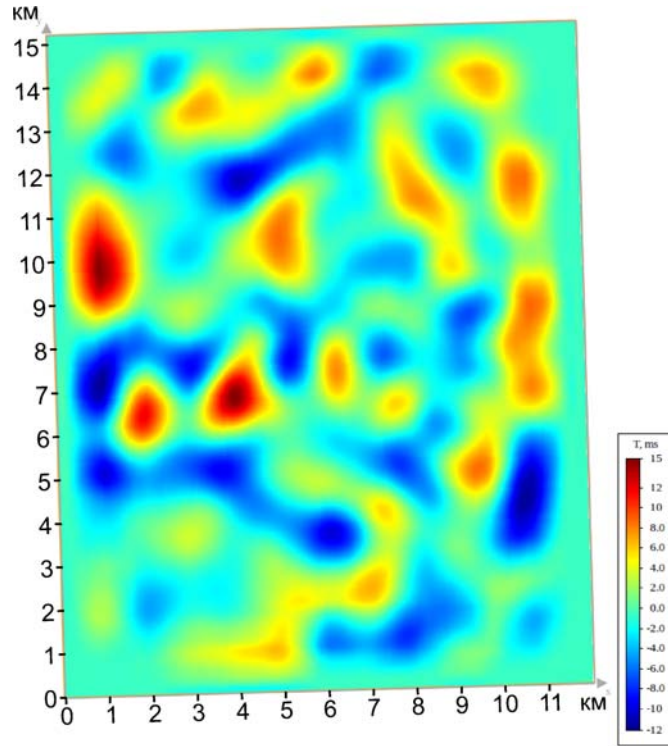


Рисунок 4.10 — Карта трендовой составляющей статических поправок, изображённых на рис. 4.7

Введём некоторые условные обозначения, которые будем использовать в дальнейшем для описания эффективной ГСМ верхней части разреза (рис. 4.11).

Используя их, перечислим этапы построения ГСМ верхней части разреза:

1. Рельеф (1_Sur) известен.
2. Первая итерация реконструкции верхней части разреза (подбор V_1 и V_2). Полагая известным положение 17_C3k и используя времена отражённых волн от него, рассчитываемых по формуле (3.1), делаем вставку горизонта IN между 1_Sur и 17_C3k. При вставке подбираем V_1 и V_2 таким образом, чтобы минимизировать невязку между используемыми временами и теми, которые соответствуют подбираемой модели. Глубина z рассчитывается из V_1 и V_2 и времён.

²Здесь под корректирующими статическими поправками понимаются поправки, найденные при коррекции статики (см. разд. 4.2).

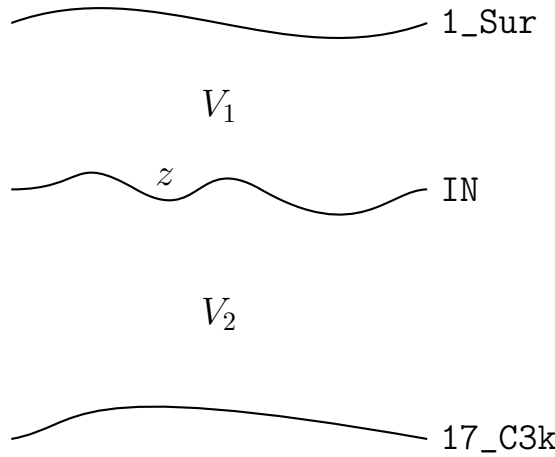


Рисунок 4.11 — Схема эффективной ГСМ верхней части разреза.

Обозначения: **1_Sur** — горизонт, описывающий рельеф; **17_C3k** — ВОГ, использовавшийся для реконструкции (вставки); **IN** — реконструированный (вставленный) горизонт; z — конфигурация горизонта **IN**; V_1 — пластовая скорость в слое, ограниченном **1_Sur** и **IN**; V_2 — пластовая скорость в слое, ограниченном **IN** и **17_C3k**

3. Вторая итерация реконструкции верхней части разреза (подбор z и V_1 при фиксированном V_2). Сильно сглаживаем V_2 — полагаем равной константе 4700 м/с и фиксируем. Делаем повторную реконструкцию аналогично п. 2, но в этот раз подбираем z и V_1 при фиксированном V_2 . Невязка времён достигала 5 мс.
4. Первая итерация томографии верхней части разреза (подбор V_1 и V_2 при фиксированном z). Используя времена отражённых волн от **17_C3k**, рассчитываемых по формуле (3.1), подбираем V_1 и V_2 при фиксированном z таким образом, чтобы минимизировать невязку между используемыми временами и теми, которые соответствуют подбираемой модели. В итоге V_2 перестаёт быть константой. Невязка времён уменьшилась до 2,5 мс.
5. Кинематико-динамическое преобразование для получения времён от **17_C3k**.
6. Вторая итерация томографии верхней части разреза (подбор V_1 и V_2 при фиксированном z). Аналогично п. 4, но в этот раз используем времена из п. 5. Невязка времён уменьшилась до 0,5 мс.

По этому же графу параллельно велась другая обработка, которая отличалась от вышеприведённой лишь тем, что тренд статических поправок не

учитывался. В этом случае невязку времён (критерий решения) не удалось сделать меньше 1,2 мс. Так как это тоже приемлемый результат, то в дальнейшем параллельно велись две обработки: с учётом тренда и без. В следующем разделе будет показано сравнение результатов восстановления ГСМ нижней части разреза, полученных при использовании разных подходов к учёту верхней части разреза.

Сравнение сечений истинной ГСМ и эффективной, которая была получена с использованием реконструкции с учётом тренда статических поправок, даётся на [рис. 4.12](#). ГСМ изображена в виде набора параметрических кривых: вверху — глубины, внизу — пластовые скорости. Верхнюю часть разреза, состоящую из 13 слоёв, удалось заменить кинематическим эквивалентом (с точностью до 0,5 мс), состоящим всего из 2 слоёв. Сравнение сечений двух эффективных ГСМ, полученных с использованием реконструкции с учётом тренда статических поправок и без, изображено на [рис. 4.13](#). За некоторым исключением они очень близки.

Кроме того, была опробована стандартная технология учёта ВЧР. Здесь понимается ввод полной статики (за замещение слоя и всей корректирующей). Для этого были выполнены следующие действия:

1. Финальная корреляция t_0 от горизонта 17_С3к после всех итераций коррекции статических и кинематических поправок.
2. Подбор скорости замещения в слое, заключённом между 1_Sur и 17_С3к, используя известное положение горизонта 17_С3к и времена t_0 из [п. 1](#).
3. Сильное сглаживание скорости, подобранной в [п. 2](#) — это модель замещения.
4. Расчёт t_0 в модели замещения.
5. Расчёт разности между t_0 из [п. 1](#) и [п. 4](#) — это статические поправки, обеспечивающие пересчёт данных к модели замещения.
6. Ввод статических поправок из [п. 5](#) в данные.
7. Решение обратной кинематической задачи от нижележащих горизонтов, используя кинематико-динамическое преобразование (результаты показаны в начале следующего раздела).

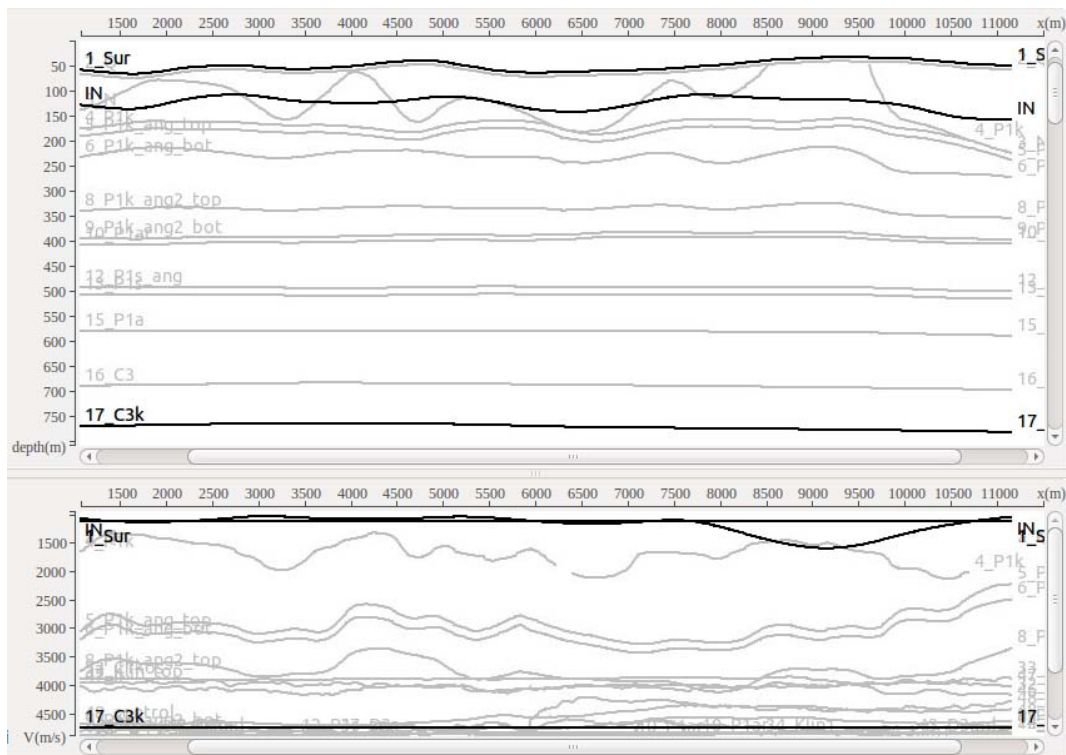


Рисунок 4.12 — Сравнение сечений истинной ГСМ (серые кривые) и эффективной (чёрные кривые), полученной при реконструкции с учётом тренда статических поправок

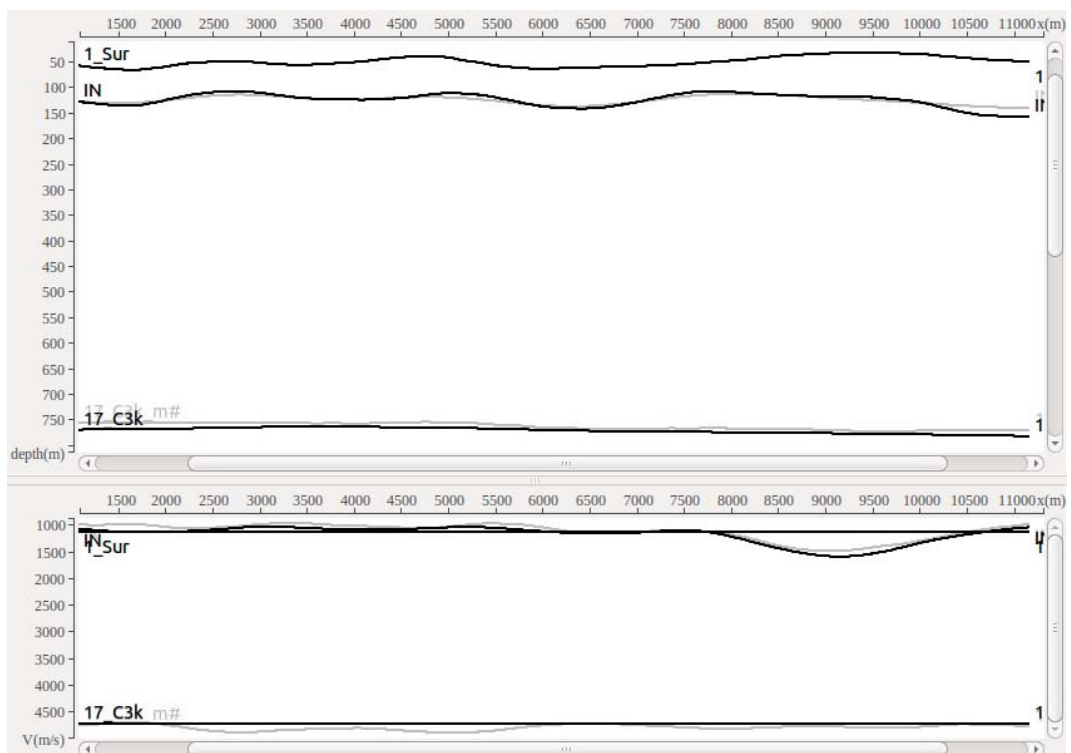


Рисунок 4.13 — Сравнение сечений эффективных ГСМ, полученных при реконструкции с учётом тренда статических поправок (чёрные кривые) и без (серые)

4.3.2 Построение ГСМ для нижней части разреза

В предыдущем разделе были описаны три подхода, которые применялись для построения модели верхней части разреза:

1. Реконструкция с учётом тренда корректирующих статических поправок (когда в исходные модельные данные вводится только высокочастотная компонента корректирующих статических поправок).
2. Реконструкция без учёта тренда корректирующих статических поправок (когда в исходные модельные данные вводится вся корректирующая статика).
3. Использование модели замещения (когда в исходные модельные данные вводится вся корректирующая статика и статика за замещение слоя).

В дальнейшем, учитывая построенную разными способами ГСМ для верхней части разреза, была предпринята попытка к построению ГСМ для нижней части разреза. Независимо от того, какой подход был использован для учёта верхней части разреза, для построения ГСМ для нижней части разреза использовалось кинематико-динамическое преобразование. Подробное описание этой технологии было дано в [разд. 2.6](#).

Покажем сначала результат, который был получен, когда верхняя часть разреза учитывалась с помощью модели замещения.

Случай, когда для учёта верхней части разреза использовалась модель замещения

На [рис. 4.14](#) изображены результаты глубинной миграции данных, в которые была введена статическая поправка за замещение слоя. На каждом рисунке имеются 4 окна: слева сверху — фрагмент глубинного разреза в окрестности горизонта 30_Uk; слева внизу — горизонтальный спектр остаточной кинематики (RNMO) вдоль 30_Uk; справа сверху — суперсейсмограмма CIG; справа внизу — положение профиля и суперсейсмограммы на площади. На пикетах 3250–6250 м спектр получается не унимодальный, т. е. корреляция его неоднозначна. Оно и понятно, если взглянуть на суперсейсмограмму CIG — синфазность, исходящая

из нулевого удаления, распадается на две на дальних удалениях. Спрямив одну из синфазностей, вторая неизбежно окажется либо недоспрямлённой, либо переспрямлённой.

Таким образом, подход, основанный на учёте верхней части разреза с помощью модели замещения, неприемлем в таких сложных сейсмогеологических условиях, поэтому пришлось отказаться от его использования.

Случай, когда для учёта верхней части разреза использовалась реконструкция

На [рис. 4.15](#) изображены результаты глубинной миграции данных, в которые статическая поправка за замещение слоя не вводилась. Смысл окон такой же, как и на [рис. 4.14](#). Однако здесь спектр всюду унимодальный, т. е. корреляция его однозначна. Конкретно эти спектры соответствуют тому случаю, когда для учёта верхней части разреза использовалась реконструкция с учётом тренда. Однако даже когда тренд не учитывался, но производилась реконструкция, спектры очень похожи друг на друга, поэтому здесь не приводятся.

Таким образом, подход, основанный на реконструкции (неважно, с учётом тренда статических поправок или без), оказывается более приспособленным к столь сложной модели. Поэтому, в дальнейшем, при восстановлении нижележащей толщи, из трёх моделей верхней части разреза (две по реконструкции и одна по модели замещения) сохранили только две (полученные по реконструкции).

Построение ГСМ нижней части разреза состояло из восстановления следующих горизонтов через кинематико-динамическое преобразование: 30_Uk, 33_Klin_top, 37_D3, 45_D3kn, 47_II, 48_control. Иногда пропуск многих промежуточных горизонтов был вынужденной мерой (тонкий слой или очень слабая отражённая волна), а иногда и вполне оправданным шагом (если нет резкого преломления, то горизонт допустимо пропускать). Контроль решения обратной задачи осуществлялся с использованием так называемого критерий решения — разницы между наблюдаемыми временами и временами, которые соответствовали строящейся модели. Если критерий оказывался существенно больше 4 мс (типичный шаг дискретизации), то это свидетельствовало об объединении

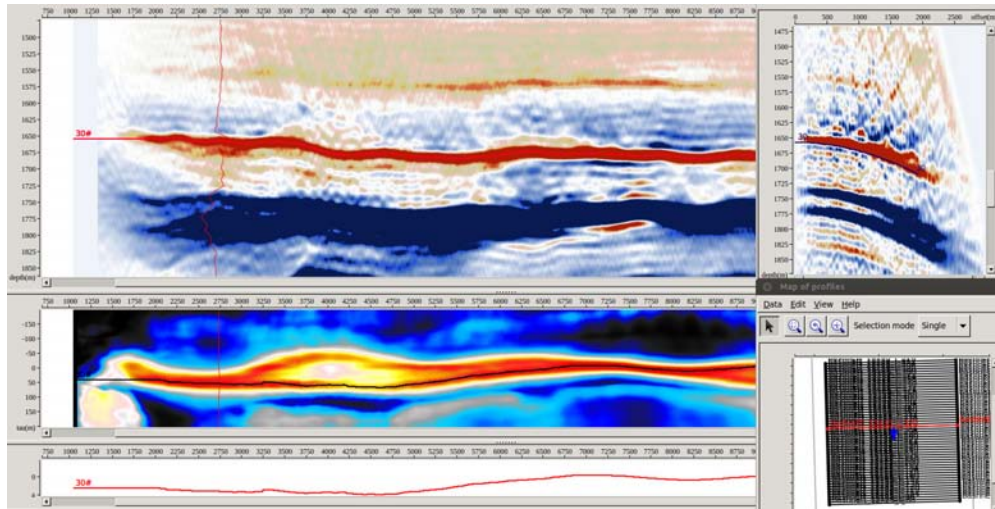
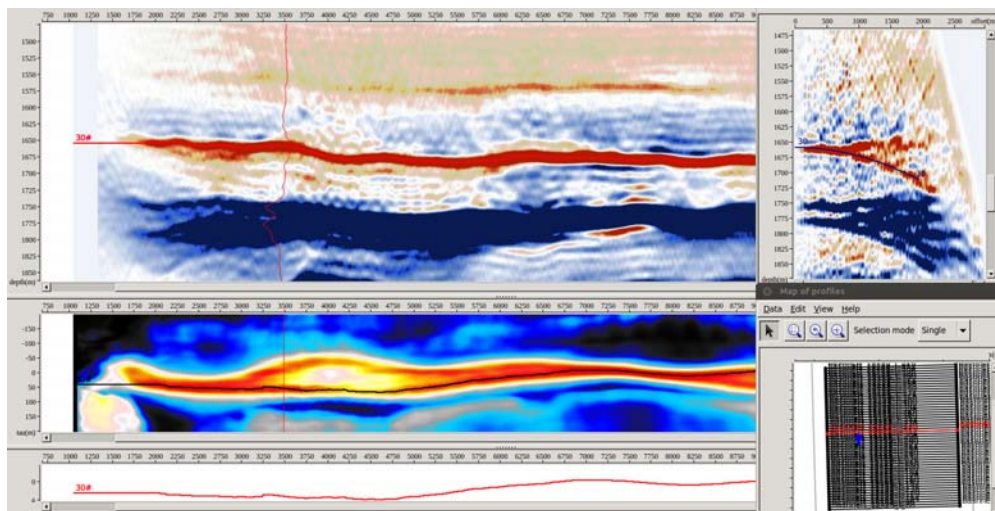
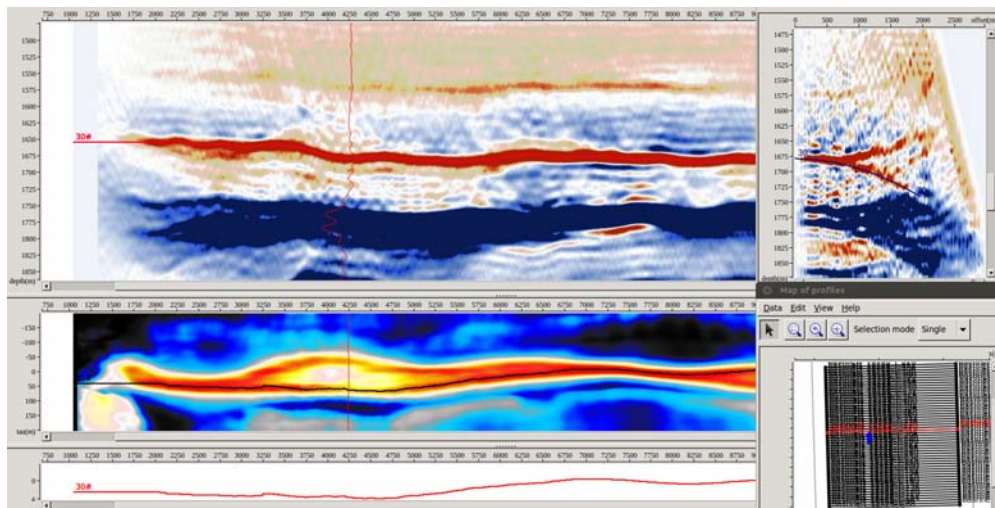
a) $x = 2750$ мб) $x = 3500$ мв) $x = 4250$ м

Рисунок 4.14 — Глубинная миграция данных, в которые была введена статическая поправка за замещение слоя (линия IL 320). Пояснения к окнам смотрите в тексте. Сравните с [рис. 4.15](#)

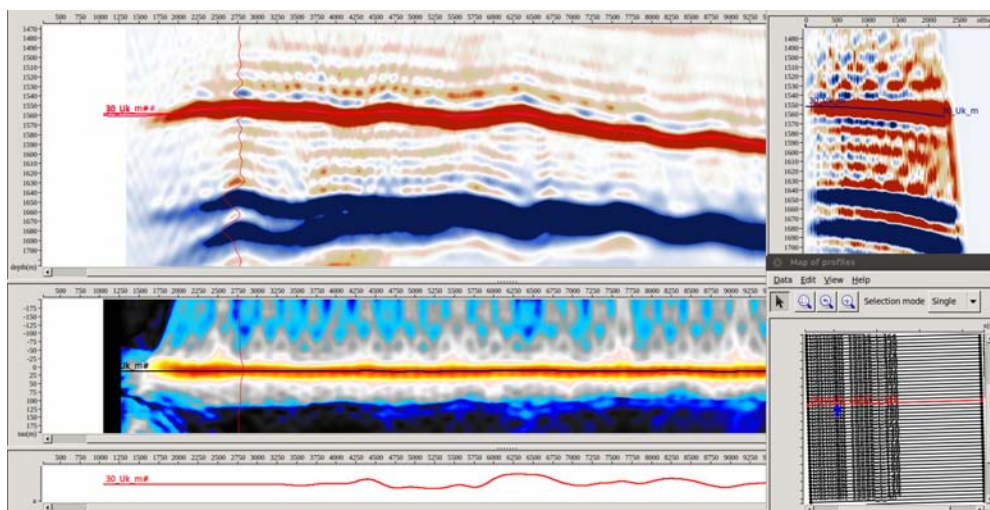
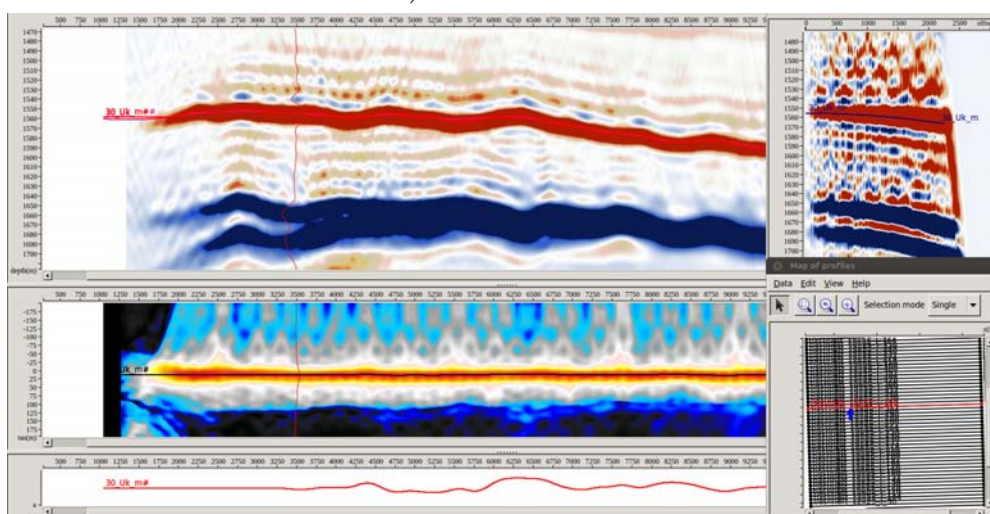
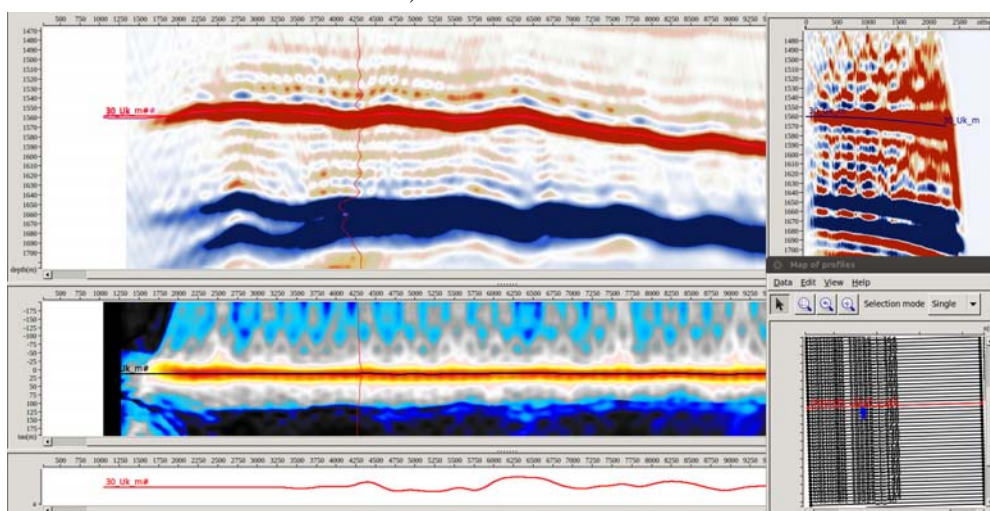
a) $x = 2750$ мб) $x = 3500$ мв) $x = 4250$ м

Рисунок 4.15 — Глубинная миграция данных, в которые статическая поправка за замещение слоя не вводилась (линия IL 320). Пояснения к окнам смотрите в тексте. Сравните с [рис. 4.14](#)

слишком большого числа слоёв в один — в таких ситуациях производилось более детальное построение модели.

Таким образом, из 42 горизонтов, имевшихся в исходной модели, были восстановлены 11. Верхняя часть разреза от рельефа до горизонта 17_С3k (745–830 м) была заменена эффективной двухслойной средой — вставленный в результате реконструкции горизонт IN находится на глубине 50–250 м. Он является фиктивным, так как не имеет ничего общего с реальностью, но, тем не менее, позволяет описать многослойную среду двухслойным кинематическим эквивалентом. Многие более глубокие горизонты (ниже 17_С3k) также были исключены при решении по разным причинам (см. выше).

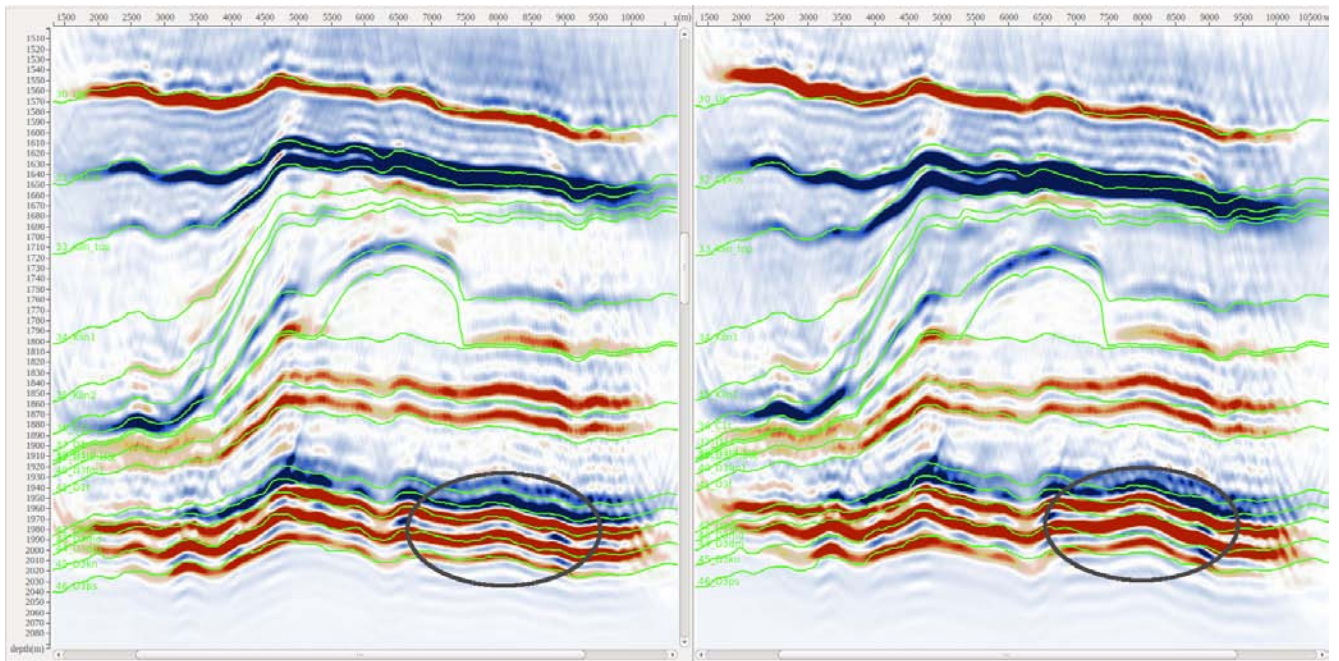
4.4 Глубинная миграция в построенной модели

На **рис. 4.16** показаны сечения двух мигрированных кубов, которые были получены при глубинной миграции в двух ГСМ: в той, которая была построена с учётом тренда статических поправок (слева, мигрировались данные с высокочастотной компонентой корректирующих статических поправок), и в той, при построении которой тренд не учитывался (справа, мигрировались данные со всей корректирующей статикой). Расхождение синфазностей и истинных горизонтов, которые изображены в виде зелёных кривых, больше на рисунках справа.

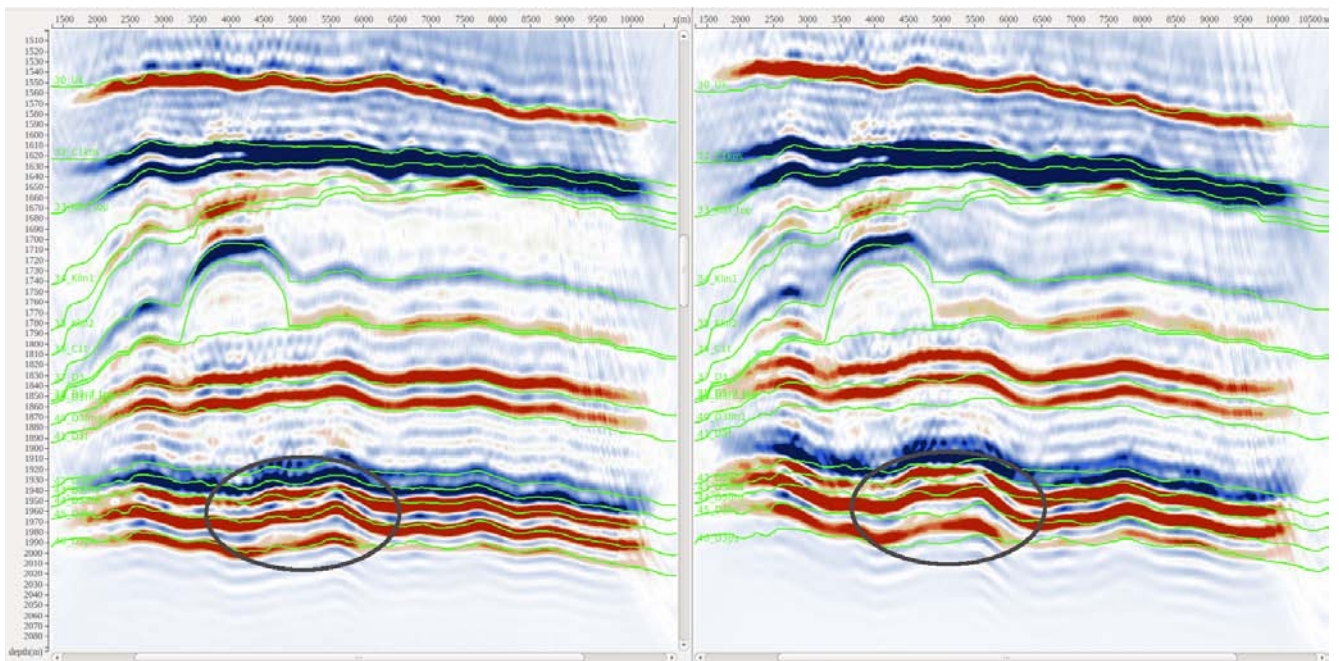
4.5 Структурная интерпретация результатов

После выполнения глубинной миграции 3D до суммирования в двух ГСМ были получены два куба. Структурная интерпретация проводилась по обоим кубам после постмиграционной обработки. Было решено провести корреляцию двух целевых горизонтов: 30_Uk (1500–1600 м) и 45_D3kn (1920–2070 м).

На **рис. 4.17a** даётся сопоставление корреляции горизонта 30_Uk по сечению куба вдоль линии IL 320, полученного при глубинной миграции в модели, восстановленной с учётом тренда статических поправок. Результат корреляции



а) линия IL 240



б) линия IL 320

Рисунок 4.16 — Сечения мигрированных кубов, полученных при глубинной миграции в модели, восстановленной с учётом тренда статических поправок (слева) и без (справа). Зелёные кривые — истинные горизонты

показан в виде чёрной кривой, а истинный горизонт обозначен серой кривой. Наблюдается незначительное отклонение между двумя горизонтами (до 5 м), возрастающее к краям профиля (до 10 м).

На [рис. 4.17б](#) показан аналогичный результат, но он соответствует корреляции по второму кубу, полученному при глубинной миграции в модели, восстановленной без учёта тренда статических поправок. Здесь отклонение между двумя горизонтами больше — до 10 м в центре линии и до 20 м на её периферии.

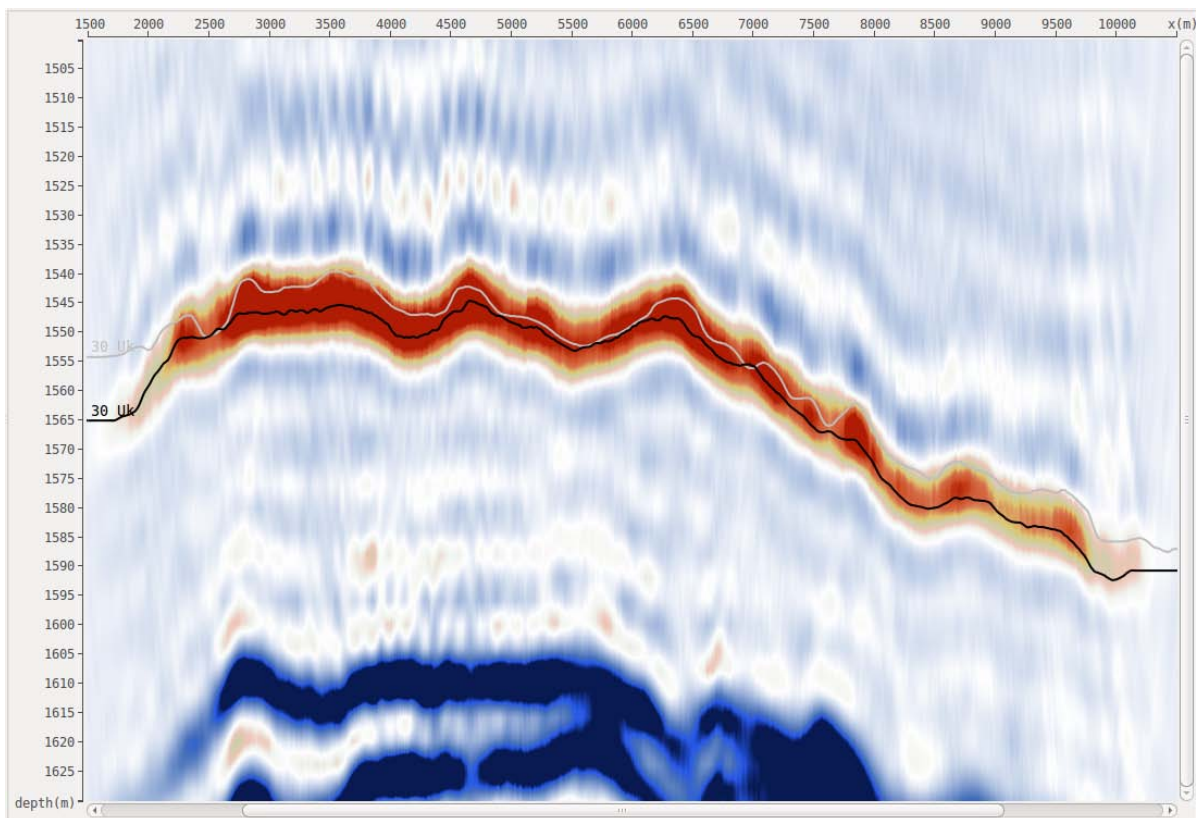
Точно такие же результаты по второму прокоррелированному горизонту 45_D3kn изображены на [рис. 4.18](#). Здесь невязка несколько выше, так как горизонт 45_D3kn глубже 30_Uk примерно на 500 м, и, следовательно, ошибки, накопленные на верхних горизонтах, усугубляют определение положения ниже лежащего горизонта. Однако, если в случае корреляции первого куба ошибка ещё не превосходит 8 м ([рис. 4.18а](#)), то при корреляции второго куба мы промахиваемся на 20–30 м ([рис. 4.18б](#)).

4.5.1 Разность между корреляцией и истинным горизонтом

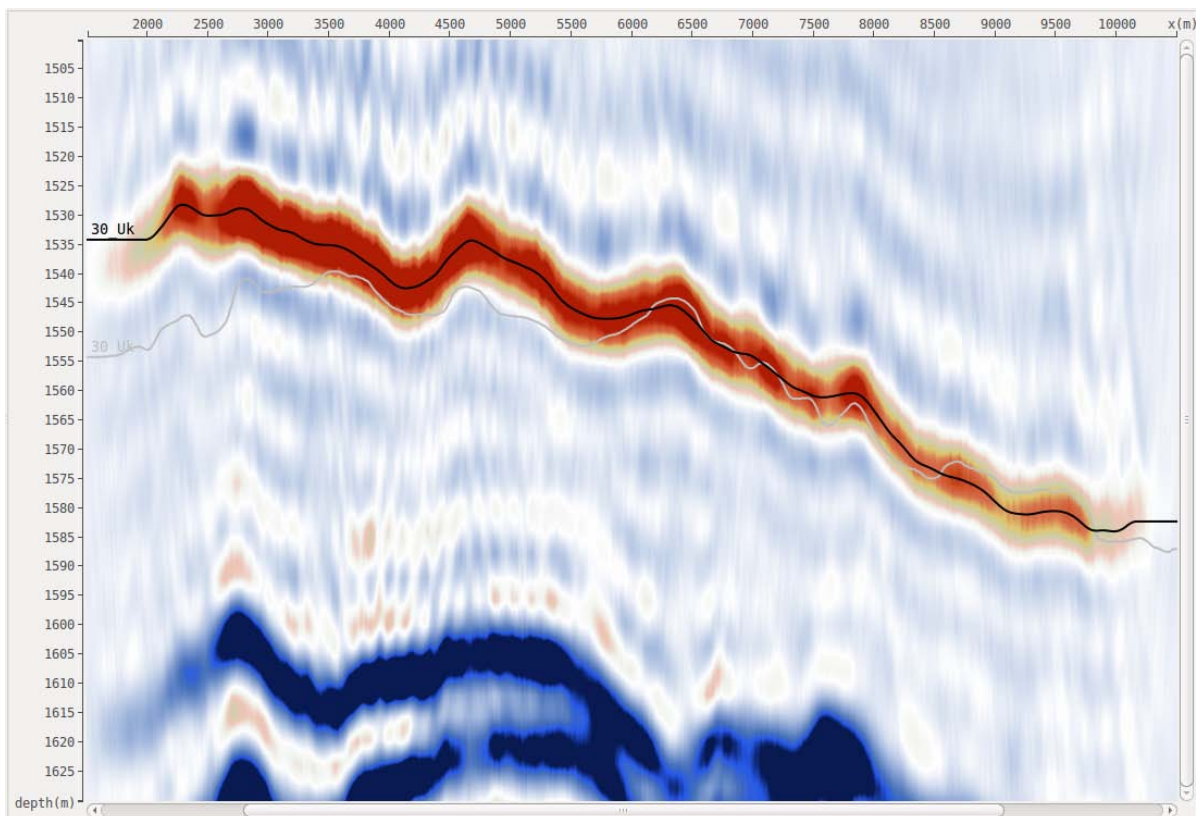
Разность между прокоррелированным горизонтом 30_Uk и его истинным вариантом показана в виде карт на [рис. 4.19](#). Эта разность была оценена только в полнократной области, чтобы не учитывать ошибки, связанные с краевой зоной. Ошибка корреляции для первого куба лежит в диапазоне $[-2; 10]$ м ([рис. 4.19а](#)), для второго куба — $[-13; 12]$ м ([рис. 4.19б](#)). Т. е. при учёте тренда статических поправок точность структурных построений оказалась выше.

Разность между прокоррелированным горизонтом 45_D3kn и его истинным вариантом показана в виде карт на [рис. 4.20](#). Ошибка корреляции для первого куба лежит в диапазоне $[-10; 12]$ м ([рис. 4.20а](#)), для второго куба — $[-33; 20]$ м ([рис. 4.20б](#)). Т. е. и для этого горизонта точность структурных построений оказалась выше при учёте тренда статических поправок.

Каждая из перечисленных выше пар рисунков ([рис. 4.19а](#) и [рис. 4.19б](#), [рис. 4.20а](#) и [рис. 4.20б](#)) изображена в цветовой палитре с естественным динамическим диапазоном. На каждой из этих карт можно легко выявить области с наименьшей и наибольшей ошибками и определить величины этих ошибок. Однако сравнивать две карты между собой более корректно, когда они визуализи-

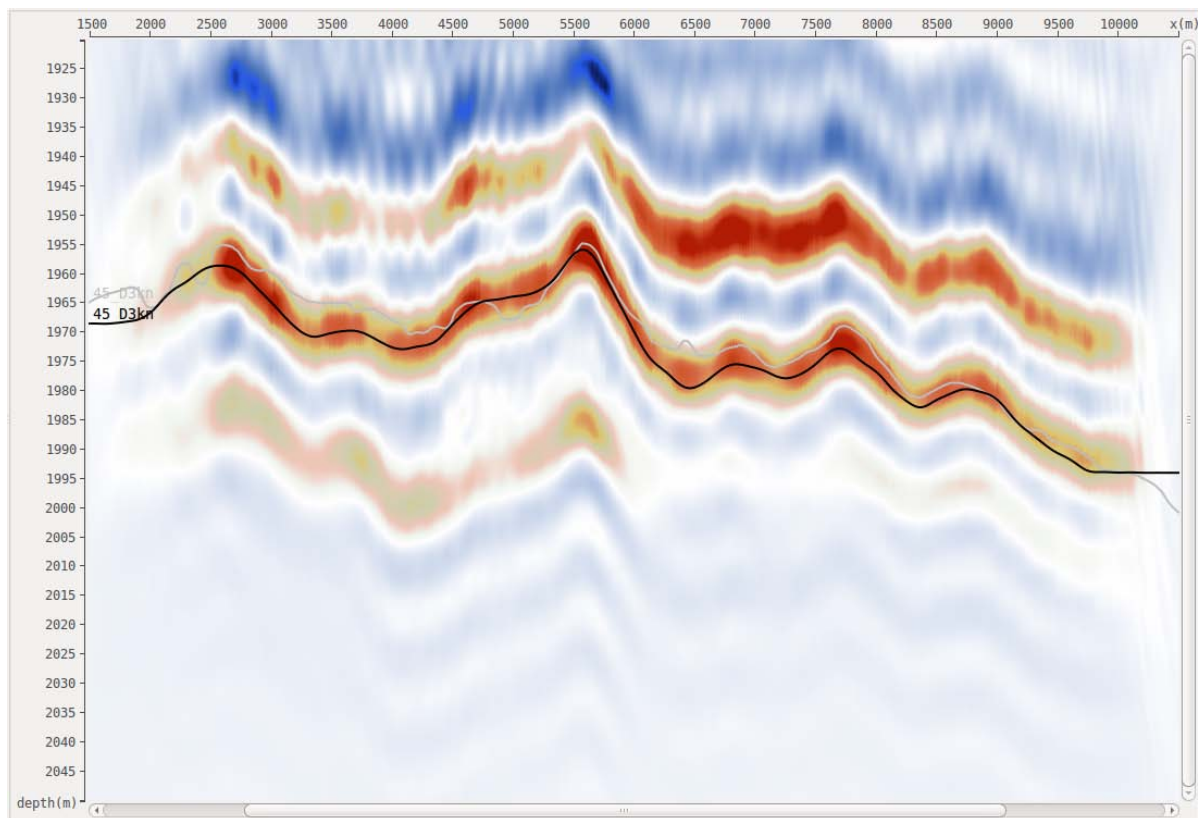


а) миграция в модели, восстановленной с учётом тренда статических поправок

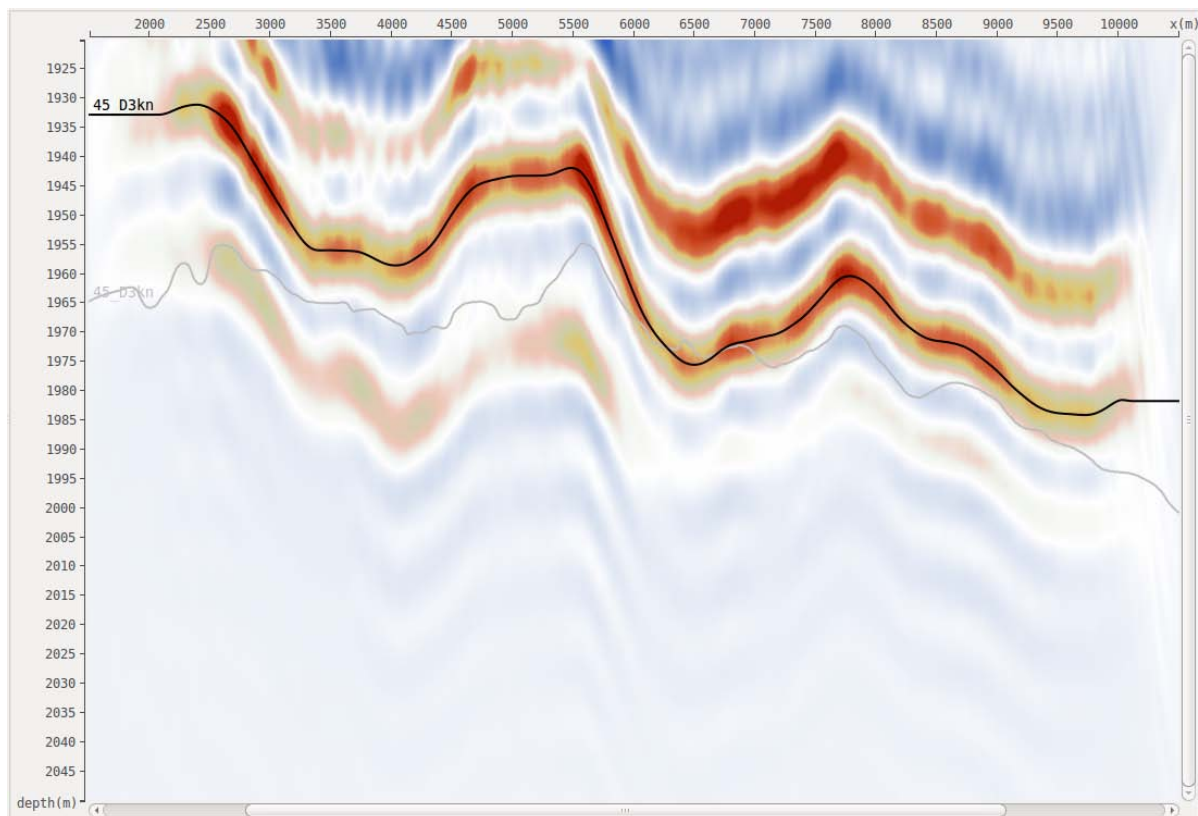


б) миграция в модели, восстановленной без учёта тренда статических поправок

Рисунок 4.17 — Сопоставление прокоррелированного горизонта 30_Uk (чёрная кривая) и истинного (серая кривая) на сечении глубинного мигрированного куба вдоль линии IL 320



а) миграция в модели, восстановленной с учётом тренда статических поправок

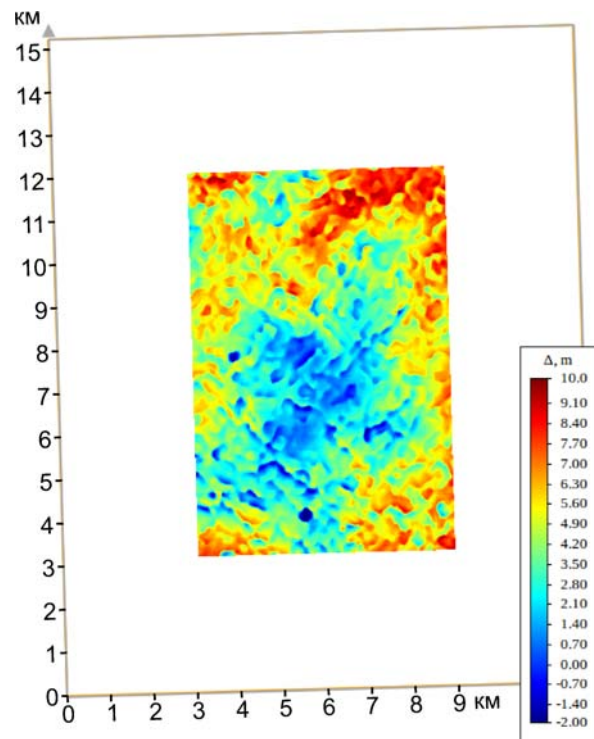


б) миграция в модели, восстановленной без учёта тренда статических поправок

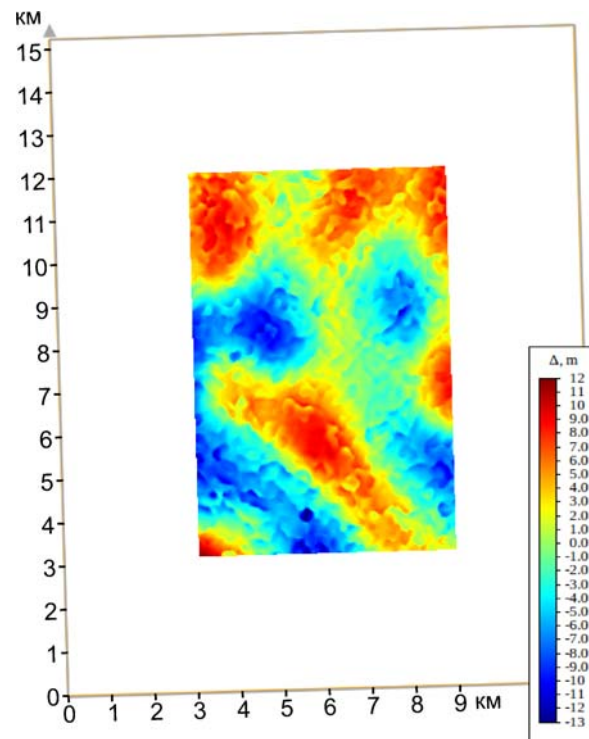
Рисунок 4.18 — Сопоставление прокоррелированного горизонта 45_D3kn (чёрная кривая) и истинного (серая кривая) на сечении глубинного мигрированного куба вдоль линии IL 320

зированы в единой палитре. Поэтому для целей сравнения лучше использовать две другие пары рисунков (рис. 4.19б и рис. 4.19в, рис. 4.20б и рис. 4.20в). Теперь видно, насколько узкий диапазон палитры отводится под данные на первой карте в сравнении со второй, использующей динамический диапазон палитры полностью.

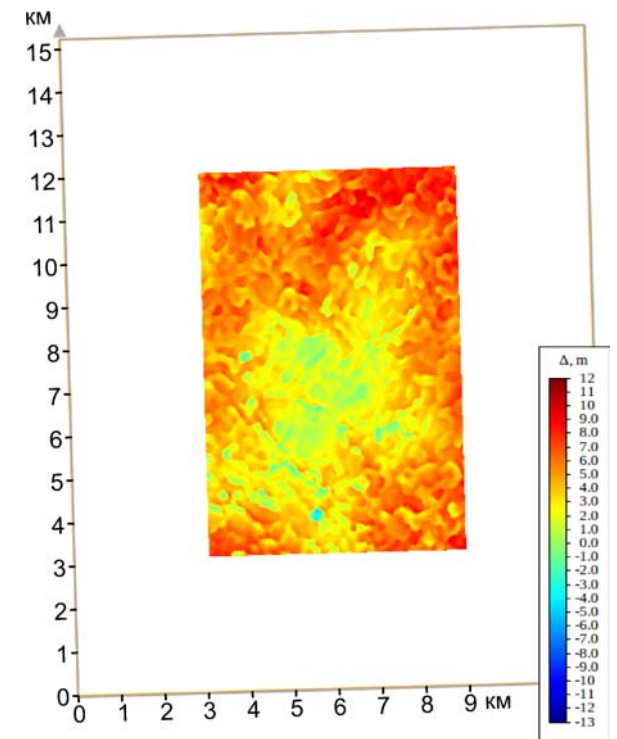
Если те области на карте, где абсолютная ошибка не превосходит 5 м, подсветить жёлтым цветом, области с ошибкой ниже -5 м обозначить синим, а области с ошибкой выше 5 м — красным, то получаются карты, изображённые на рис. 4.21 (для горизонта 30_Uk) и рис. 4.22 (для горизонта 45_D3kn). Из этих карт видно, что при корреляции первого куба (когда тренд статических поправок учитывался при построении ГСМ) мы имеем бóльшую площадь, где ошибка укладывается в ± 5 м. И наоборот, при корреляции второго куба (когда тренд статических поправок не учитывался при построении ГСМ) области, где ошибка укладывается в ± 5 м, имеют меньшее распространение.



а) корреляция по кубу,
полученному при миграции в
модели, восстановленной с учётом
тренда статических поправок
(естественный цветовой диапазон)

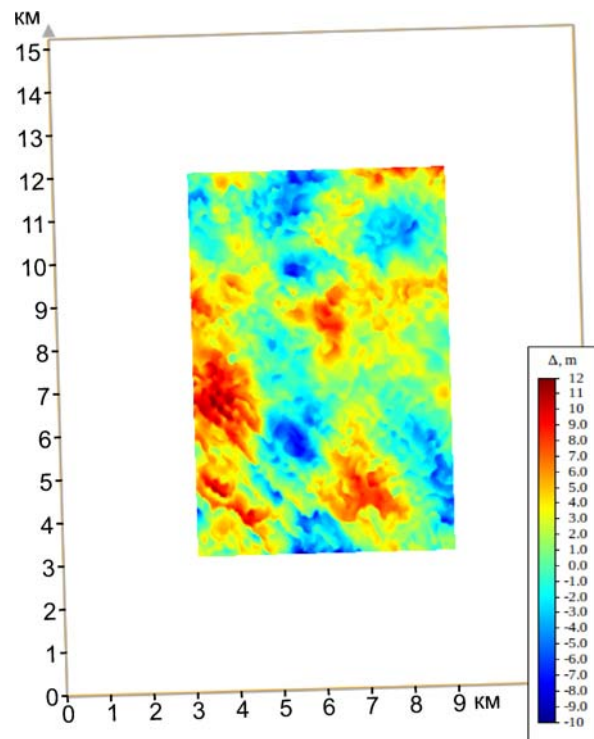


б) корреляция по кубу,
полученному при миграции в
модели, восстановленной без учёта
тренда статических поправок
(естественный цветовой диапазон)

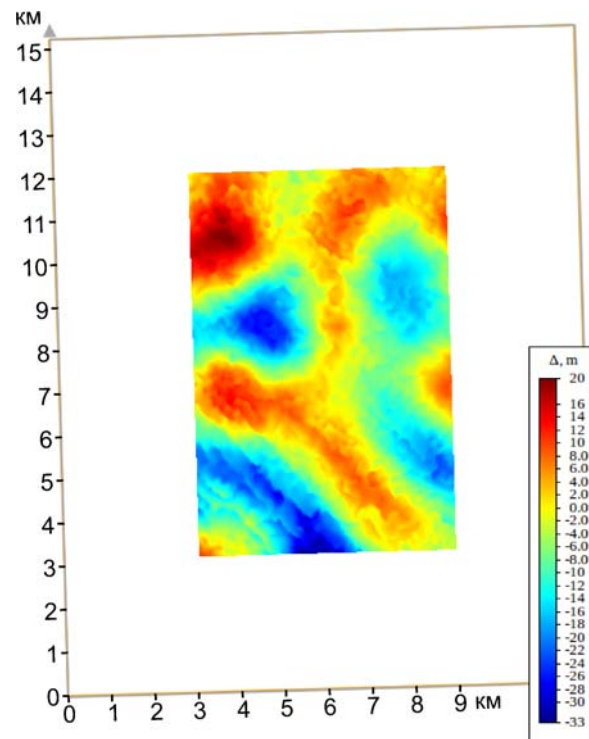


в) [рис. 4.19а](#) подогнанный под
цветовой диапазон [рис. 4.19б](#)

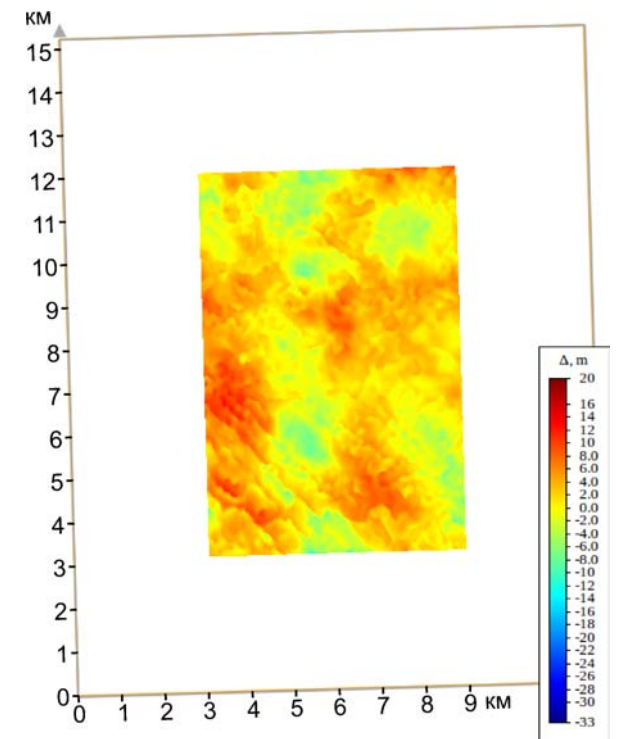
Рисунок 4.19 — Ошибка корреляции горизонта 30_Uk по глубинному мигрированному кубу в полнократной зоне



а) корреляция по кубу,
полученному при миграции в
модели, восстановленной с учётом
тренда статических поправок
(естественный цветовой диапазон)

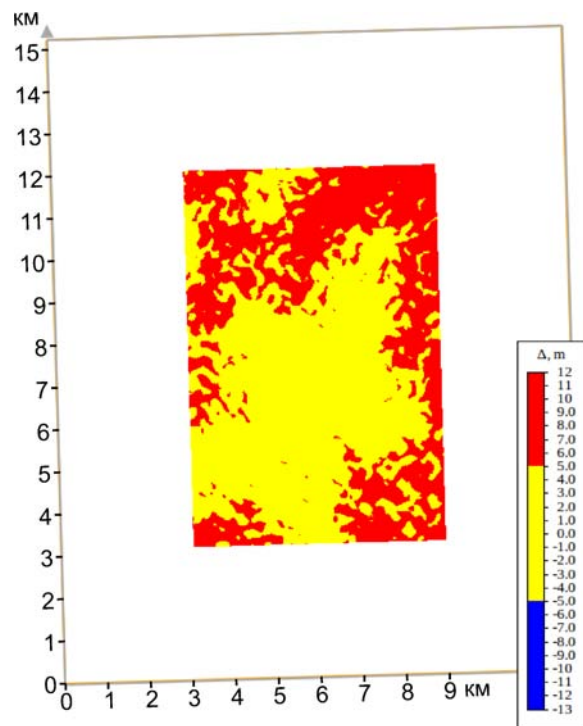


б) корреляция по кубу,
полученному при миграции в
модели, восстановленной без учёта
тренда статических поправок
(естественный цветовой диапазон)

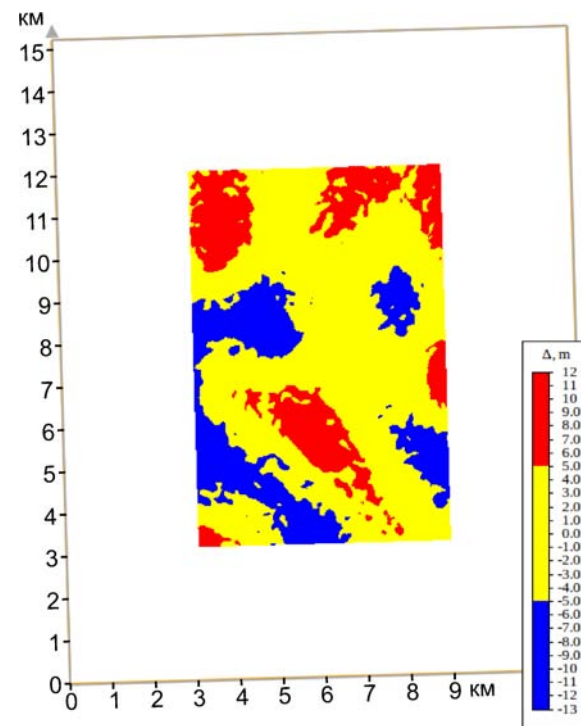


в) [рис. 4.20а](#) подогнанный под
цветовой диапазон [рис. 4.20б](#)

Рисунок 4.20 — Ошибка корреляции горизонта 45_D3kn по глубинному мигрированному кубу в полнократной зоне

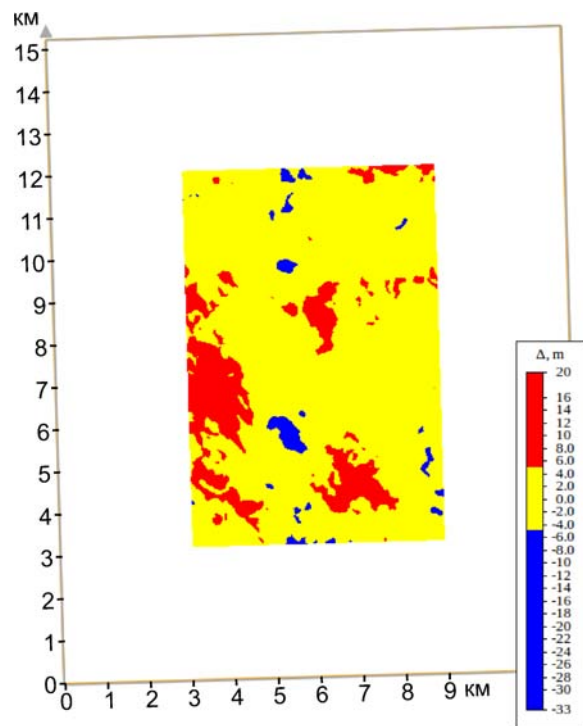


а) корреляция по кубу, полученному при миграции в модели, восстановленной с учётом тренда статических поправок

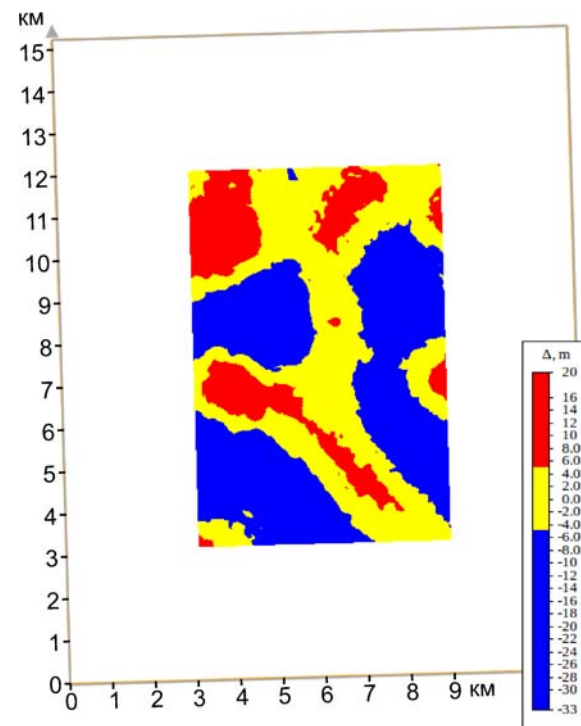


б) корреляция по кубу, полученному при миграции в модели, восстановленной без учёта тренда статических поправок

Рисунок 4.21 — Ошибка корреляции горизонта 30_Uk по глубинному мигрированному кубу в полнократной зоне, закодированная дискретной цветовой палитрой: $(-\infty; -5)$ м — синий; $[-5; 5)$ м — жёлтый; $[5; +\infty)$ м — красный



а) корреляция по кубу, полученному при миграции в модели, восстановленной с учётом тренда статических поправок



б) корреляция по кубу, полученному при миграции в модели, восстановленной без учёта тренда статических поправок

Рисунок 4.22 — Ошибка корреляции горизонта 45_D3kn по глубинному мигрированному кубу в полнократной зоне, закодированная дискретной цветовой палитрой: $(-\infty; -5)$ м — синий; $[-5; 5)$ м — жёлтый; $[5; +\infty)$ м — красный

Сводные таблицы с глубинами обоих горизонтов 30_Uk и 45_D3kn и ошибками корреляции по обоим глубинным мигрированным кубам даются на [табл. 7](#) и [табл. 8](#). При оценке глубин и ошибок была использована область полной кратности. Ошибки рассчитаны как разности между прокоррелированными горизонтами и истинными.

Таблица 7 — Ошибка корреляции по глубинному мигрированному кубу, полученному при миграции в модели, восстановленной с учётом тренда статических поправок. Оценки глубины и ошибки глубины сделаны в полнократной зоне

Горизонт	Глубина, м		Ошибка глубины, м		
	Найденная	Реальная	Диапазон	Средняя	Станд. отк.
30_Uk	1535–1623	1528–1619	$-2 \div 10$	4,3	2,0
45_D3kn	1947–2065	1947–2064	$-10 \div 12$	1,6	3,3

Таблица 8 — Ошибка корреляции по глубинному мигрированному кубу, полученному при миграции в модели, восстановленной без учёта тренда статических поправок. Оценки глубины и ошибки глубины сделаны в полнократной зоне

Горизонт	Глубина, м		Ошибка глубины, м		
	Найденная	Реальная	Диапазон	Средняя	Станд. отк.
30_Uk	1530–1623	1528–1619	$-13 \div 12$	0,0	4,8
45_D3kn	1936–2072	1947–2064	$-33 \div 20$	-4,3	9,8

Из таблиц можно заключить, что:

1. Для обоих горизонтов ошибка больше, когда корреляция производилась по второму кубу (полученному при миграции в модели, восстановленной без учёта тренда статических поправок).
2. Для обоих кубов ошибка корреляции по более глубокому горизонту 45_D3kn больше, чем ошибка корреляции по более мелкому горизонту 30_Uk.

Наиболее важными параметрами в оценке ошибки являются диапазон и стандартное отклонение. Поэтому средняя ошибка 0 м для горизонта 30_Uk по второму кубу (при том, что по первому кубу этот показатель 4,3 м) не показатель успешности. Да, при учёте тренда возникло систематическое завышение глубины границы, но разброс значений в этом случае оказывается как раз меньше (2,0 м против 4,8 м). Дело в том, что устранить систематическую погрешность при наличии скважин не составляет особого труда, в то время как уменьшить дисперсию ошибок значительно проблематичнее.

4.6 Основные выводы по главе

В данной главе был опробован способ построения ГСМ, предложенный в [гл. 3](#), на псевдо-реальных данных. Было установлено, что используя реконструкцию верхней части разреза с учётом тренда статических поправок, удаётся на последующих этапах восстановить структуру целевых горизонтов 30_Uk (1528–1619 м) и 45_D3kn (1947–2064 м) со среднеквадратичной ошибкой 2,0 м и 3,3 м соответственно, что является очень хорошим результатом.

Глава 5. Опробование методики на реальных данных

Методика обработки, описанная в предыдущих главах, активно применяется в ООО «Сейсмотек» и для обработки реальных данных. Однако подобрать для диссертации такой материал, который:

1. можно было бы демонстрировать,
2. был бы осложнён значительными неоднородностями типа «рельеф» или «мерзлота» (т. е. когда модель статике неприемлема, выигрыш предлагаемой технологии обработки в этом случае наиболее очевиден),
3. был бы подкреплён скважинными данными,

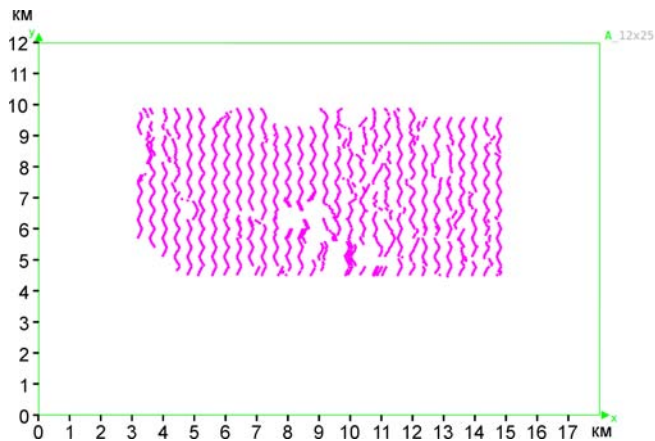
является само по себе непростой задачей. Поэтому в работе будут показаны данные (3D), которые удовлетворяют только первым двум пунктам из этого списка. Данные получены в одном из северных районов Западной Сибири, для которого характерно очень сложное строение ВЧР (чередование мерзлоты и растеплённых зон).

5.1 Характеристика исходных данных

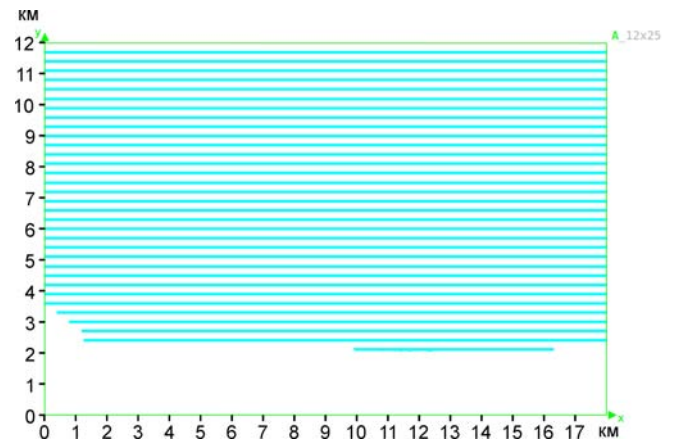
Параметры системы полевых наблюдений перечислены в [табл. 9](#). Особое внимание стоит обратить на большой шаг между линиями ПВ (400 м) и линиями ПП (300 м). При такой плотности данных детальное построение модели ВЧР, которая устроена очень сложным образом (чередование мерзлоты и растеплённых зон) невозможно (см. также [разд. 3.1](#) на стр. 88). Карта расположения ПВ и ПП, активная расстановка и карта кратности приводятся на [рис. 5.1](#). Пример полевой сейсмограммы ОПВ, скорректированной за геометрическое расхождение для лучшей визуализации, даётся на [рис. 5.2](#). Сейсмограмма осложнена различного рода помехами: поверхностными волнами (зелёное окно), вторичными возбуждениями источника (синее окно), кратными волнами.

Таблица 9 — Параметры системы полевых наблюдений

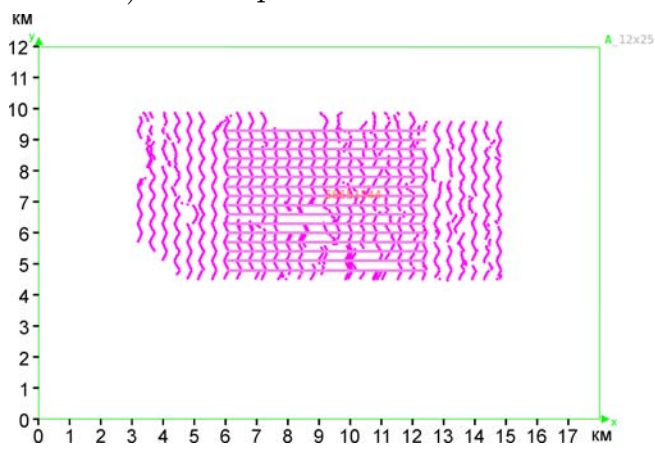
Параметр	Ед. изм.	Значение
Площадь грида	км ²	217,5 км ² (18125 м × 12000 м)
Тип сейсмической расстановки		зиг-заг
Активная расстановка	канал	8192 (16 ЛПП по 512 ПП)
Тип источника		заряд в скважине
Шаг между линиями ПВ	м	400
Шаг между линиями ПП	м	300
Шаг между ПВ вдоль линии	м	50
Шаг между ПП вдоль линии	м	12,5
Удаление ПВ-ПП по X	м	от −3193,75 до 3193,75, шаг 12,5
Удаление ПВ-ПП по Y	м	от −2375 до 2375, шаг 50
2D удаление ПВ-ПП	м	от 0 до 4225, шаг 12,5
Размер ОГТ-бина	м	6,25 × 25,00
Кратность наблюдений	трасс	60 (max 92)
Общее количество ПВ	шт.	3059
Общее количество ПП	шт.	47838
Общее количество трасс	трасс	23 742 051



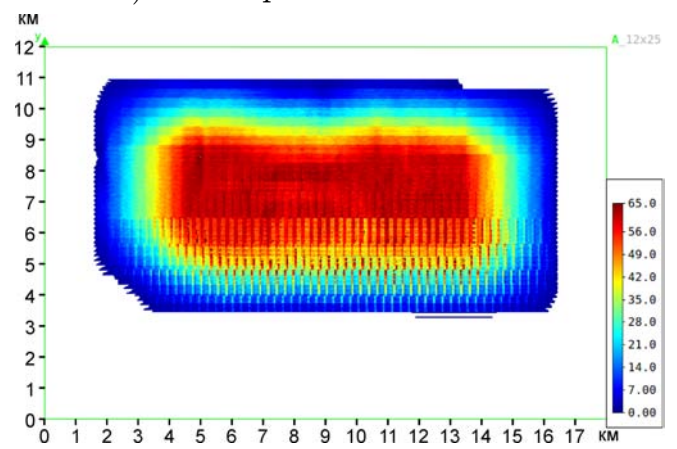
а) схема расположения ПВ



б) схема расположения ПП



в) активная расстановка



г) карта кратности

Рисунок 5.1 — Система полевых наблюдений

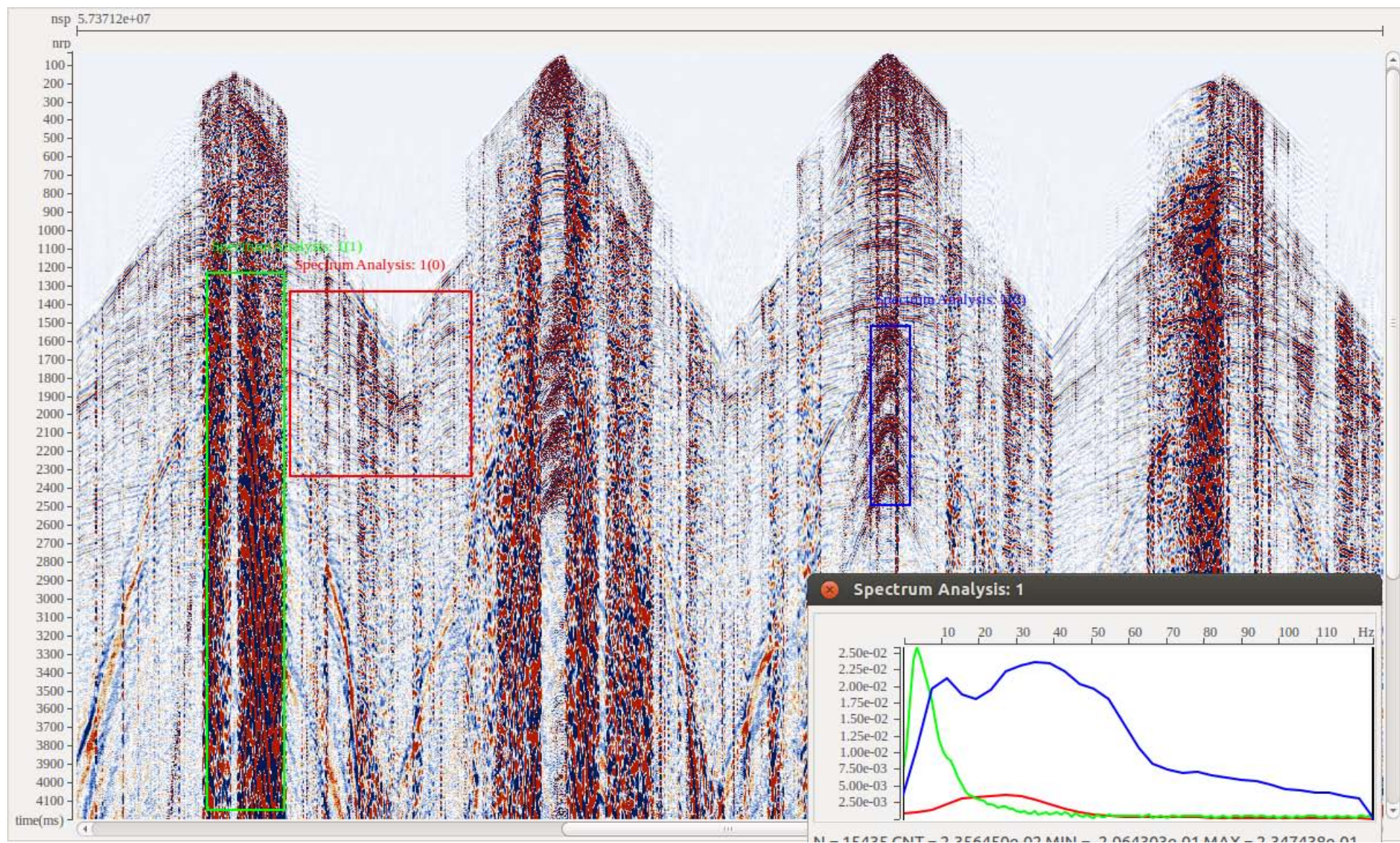


Рисунок 5.2 — Пример полевой сейсмограммы ОПВ и амплитудных спектров, рассчитанных для полезного сигнала (красное окно) и помех (зелёное и синее окна). Показаны сечения вдоль четырёх центральных ЛПП. Для лучшей визуализации амплитуды скорректированы за геометрическое расхождение

5.2 Коррекция кинематических и статических поправок

Обработка велась от плавающего уровня приведения, коим служил рельеф, сглаженный на базе $500 \text{ м} \times 500 \text{ м}$. Однако сам рельеф был довольно спокойный, максимальный перепад на всей площади составлял 10 м. После ввода поправки за сглаженный рельеф выполнялась коррекция статических поправок с использованием инструментов АКСП и ИКСП [11; 78; 79]. Улучшение качества суммарных временных разрезов по ОГТ вдоль линий IL 312 и XL 1033 демонстрируется на [рис. 5.3](#) и [рис. 5.4](#) соответственно. Аналогичные суммы по ОПП (вдоль IL 312) и ОПВ (вдоль XL 1033) приводятся на [рис. 5.5](#) и [рис. 5.6](#) соответственно. Проблеск на разрезе по ОПВ связан с отсутствием ПВ (см. также [рис. 5.1a](#)).

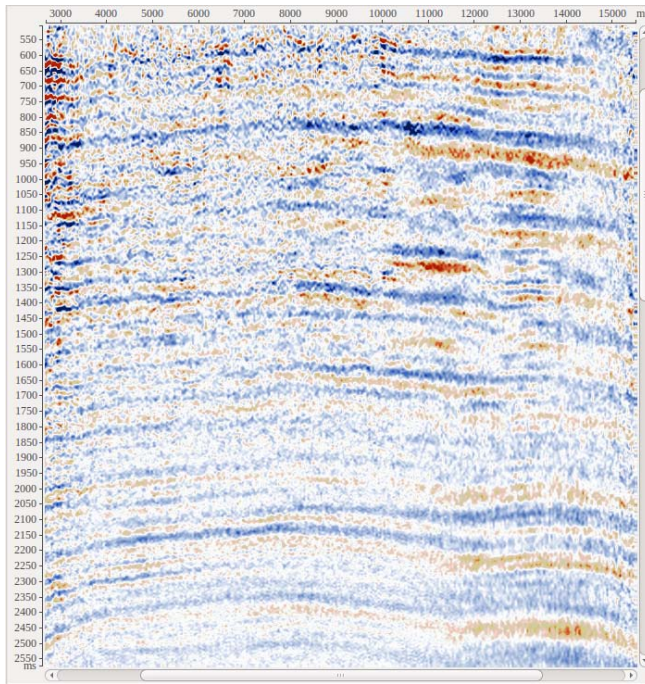
Горизонтальный спектр скорости $V_{\text{ОГТ}}$ на времени $t_0 \approx 800 \text{ мс}$ на линии IL 312 до и после всех итераций коррекции статических поправок иллюстрируется на [рис. 5.7](#). Аналогичный результат вдоль линии XL 1033 приводится на [рис. 5.8](#).

Наблюдается значительное улучшение качества спектров и разрезов. Однако в последующем в сами данные войдут только высокочастотные поправки, а длиннопериодная компонента статических поправок (тренд) будет использоваться для описания кинематики отражённой волны по формуле (3.1).

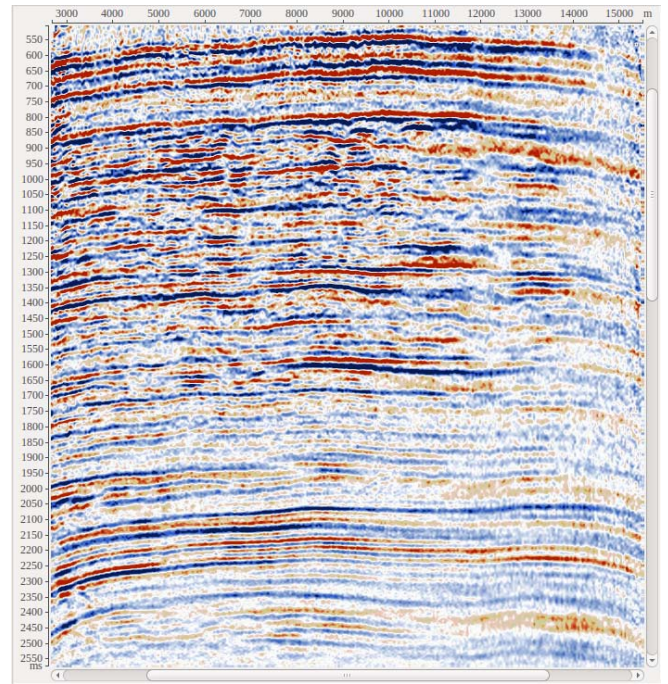
Карты полных корректирующих статических поправок даются на [рис. 5.9](#).

5.3 Построение ГСМ

Построение ГСМ производилось только одним способом — по методике, которая показала наилучшие результаты при обработке псевдо-реальных данных ([гл. 4](#)). Для краткости изложения подробности опускаются. Отметим лишь, что критерий решения (невязка времён) составил не более 8 мс.

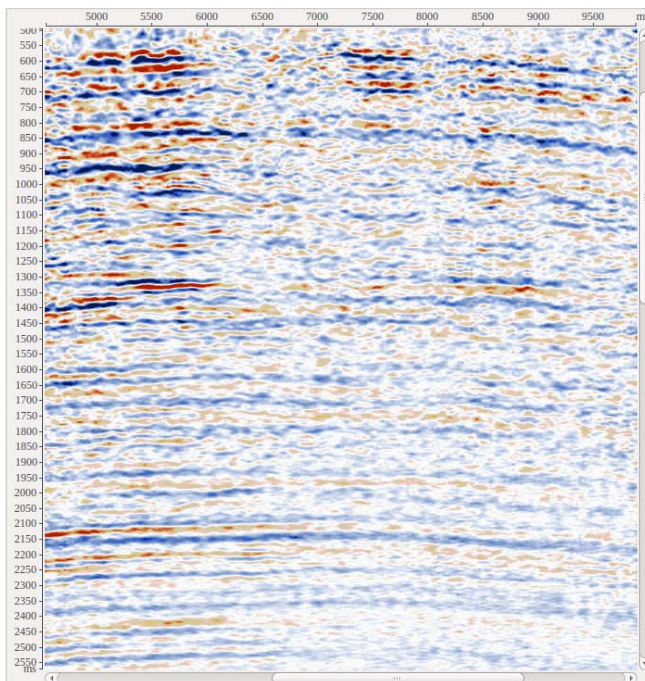


а) до коррекции статических поправок

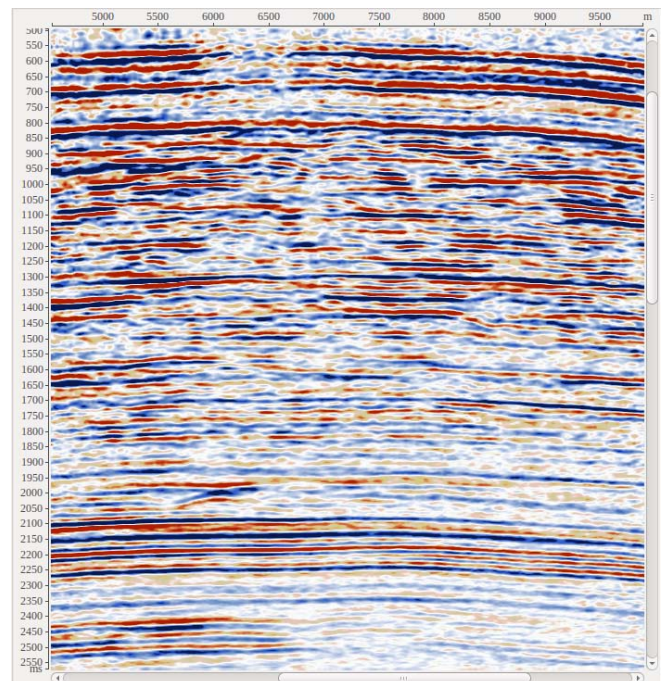


б) после коррекции статических поправок

Рисунок 5.3 — Сечение временного куба, суммированного по ОГТ, вдоль линии IL 312 (применена АРУ в окне 500 мс)

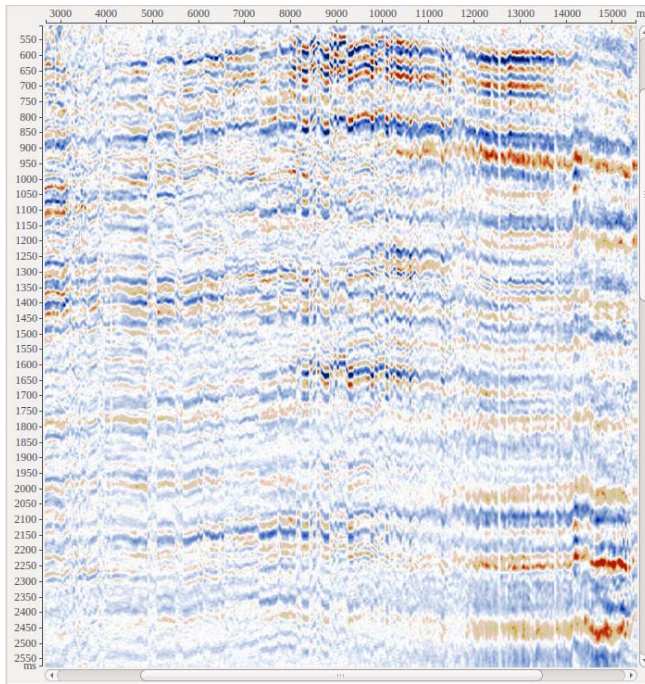


а) до коррекции статических поправок

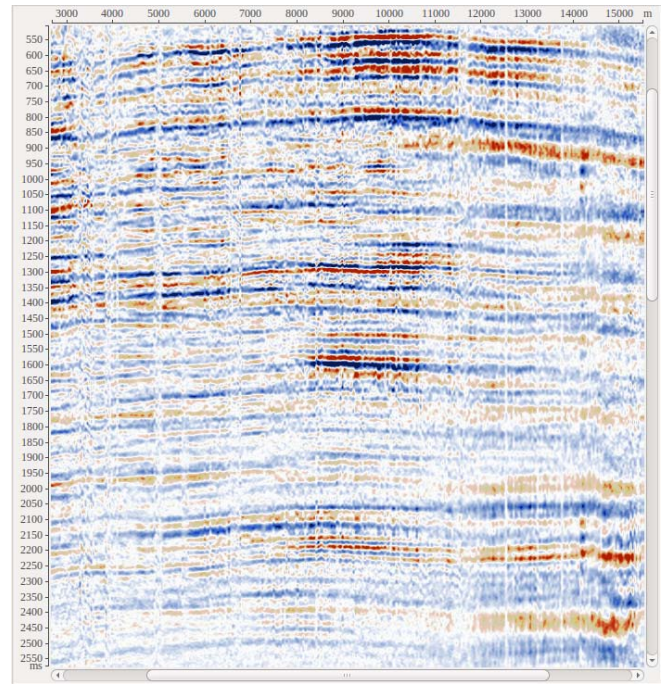


б) после коррекции статических поправок

Рисунок 5.4 — Сечение временного куба, суммированного по ОГТ, вдоль линии XL 1033 (применена АРУ в окне 500 мс)

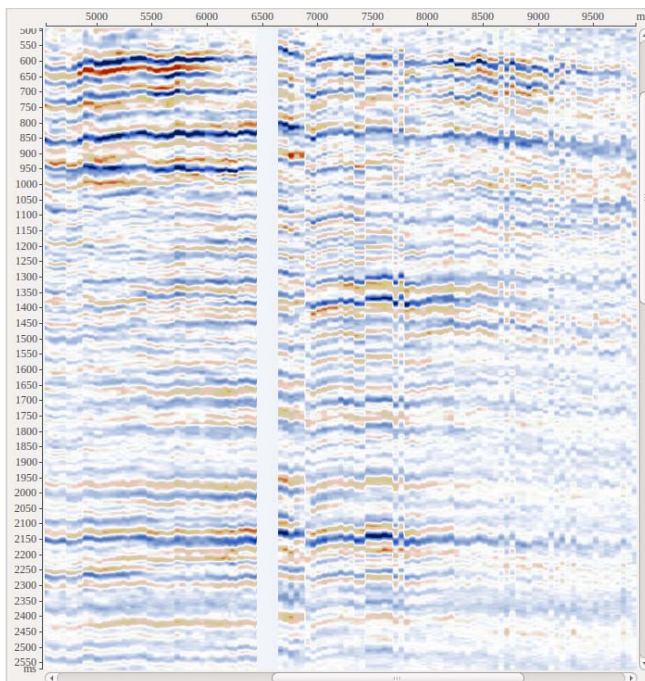


а) до коррекции статических поправок

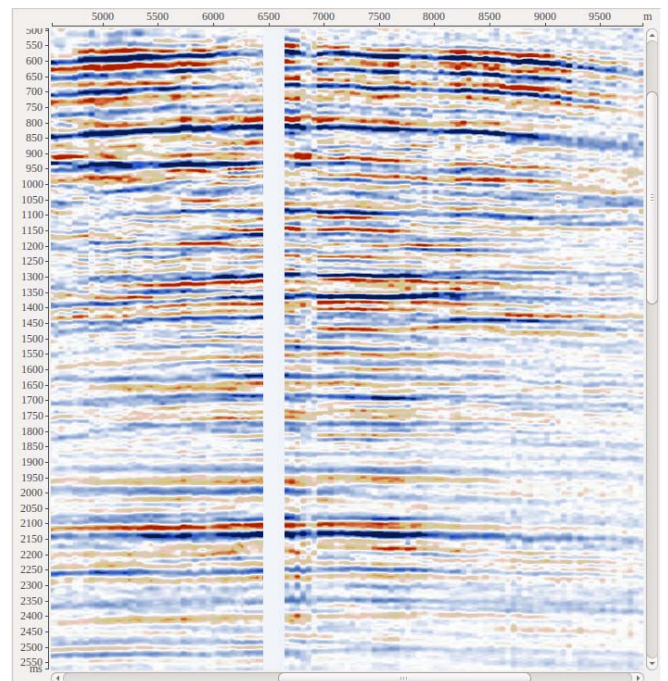


б) после коррекции статических поправок

Рисунок 5.5 — Сечение временного куба, суммированного по ОПП, вдоль линии IL 312 (применена АРУ в окне 500 мс)

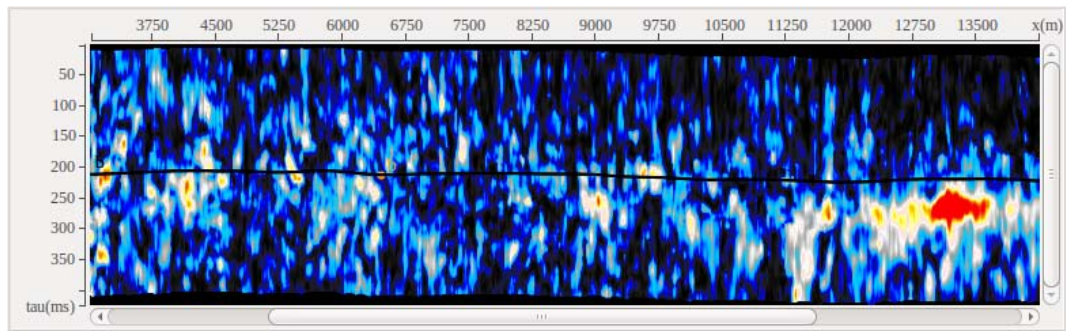


а) до коррекции статических поправок

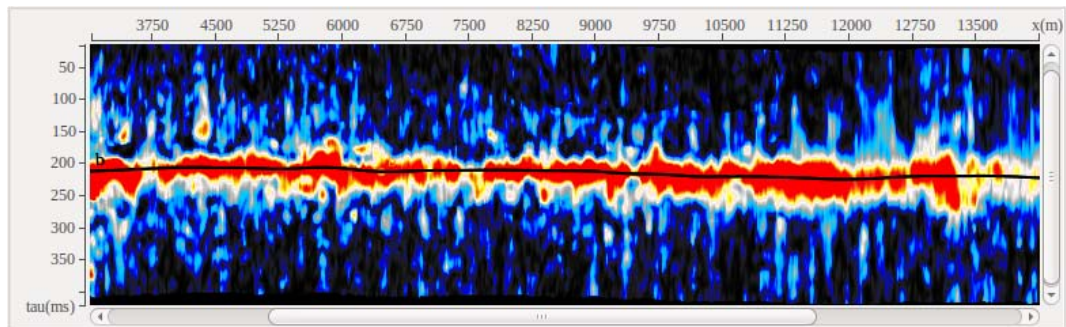


б) после коррекции статических поправок

Рисунок 5.6 — Сечение временного куба, суммированного по ОПВ, вдоль линии XL 1033 (применена АРУ в окне 500 мс)

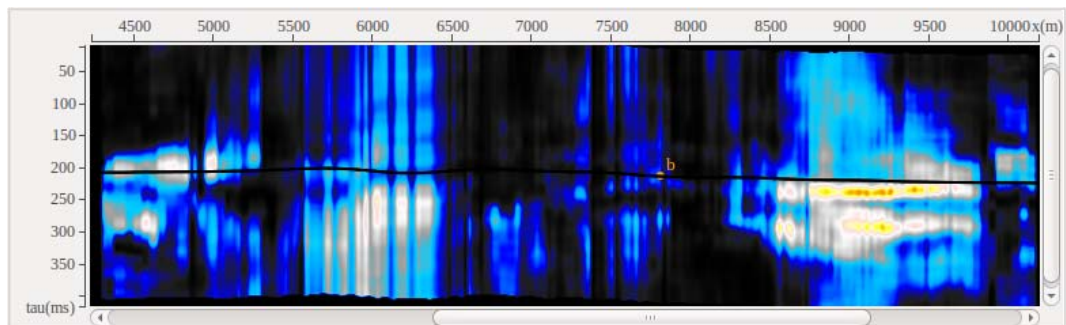


а) до коррекции статических поправок

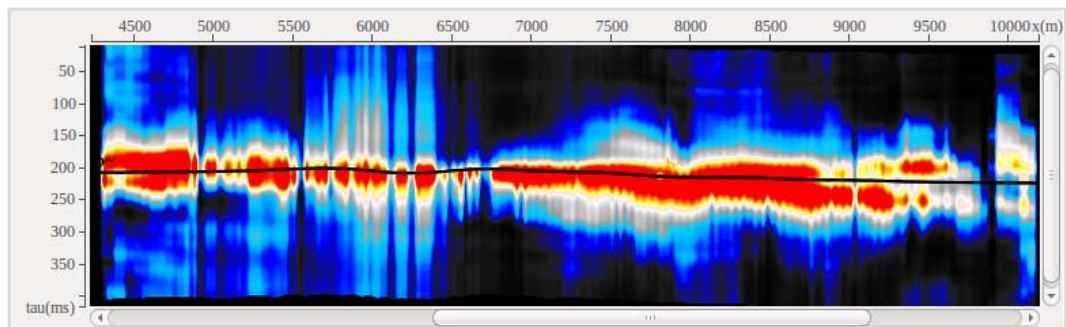


б) после коррекции статических поправок

Рисунок 5.7 — Горизонтальный спектр скорости $V_{\text{ОГТ}}$ на времени $t_0 \approx 800$ мс на линии ПЛ 312



а) до коррекции статических поправок



б) после коррекции статических поправок

Рисунок 5.8 — Горизонтальный спектр скорости $V_{\text{ОГТ}}$ на времени $t_0 \approx 800$ мс на линии XL 1033

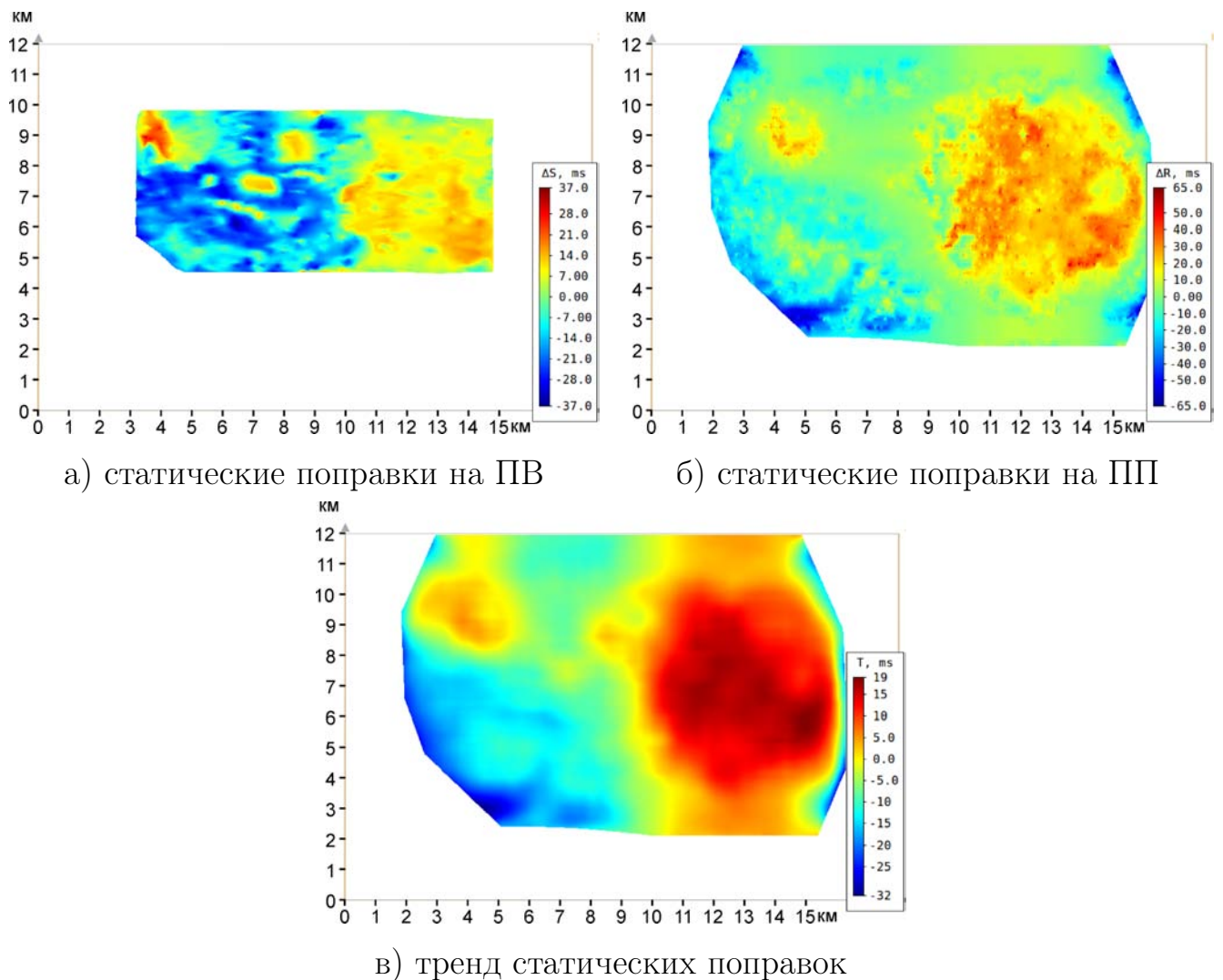
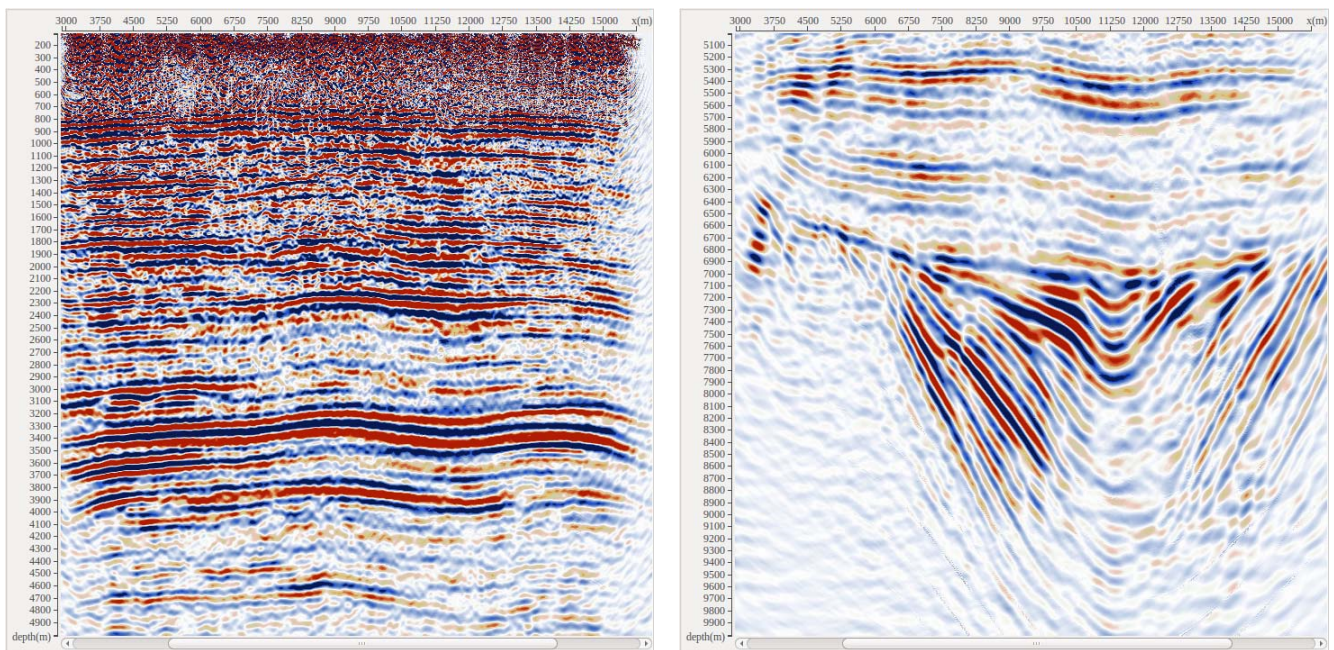


Рисунок 5.9 — Карты полных корректирующих статических поправок

5.4 Глубинная миграция в построенной модели

На [рис. 5.10](#) показано сечение глубинного мигрированного куба вдоль линии IL 300. Данный результат демонстрирует работоспособность метода, использовавшегося для построения ГСМ. Как было отмечено в начале главы, данных по бурению для данного реального материала предоставлено не было. Поэтому нельзя привести аргументов, основанных на скважинных данных, подтверждающих или опровергающих достоверность глубинных построений. Надо признать, что и скважинных данных для контроля, вообще говоря, недостаточно. Во-первых, такого рода данные сами могут содержать ошибки. Во-вторых, они дают информацию в отдельных точках, не контролирующую целиком изучаемые горизонты. Обычно, если такие данные имеются, их привлекают при кинематической инверсии как априорную информацию, понимая, что несов-



а) разрез верхней части разреза
(100–5000 м)

б) разрез нижней части разреза
(5000–10000 м)

Рисунок 5.10 — Сечение глубинного мигрированного куба вдоль линии IL 300

падение этих данных с решением может быть обусловлено самыми разными причинами (например, неучётом анизотропных свойств среды). Как уже было показано на псевдо-реальных данных, образ, получаемый при миграции в двух разных моделях (построенных с учётом тренда статических поправок и без) может быть очень похож, хотя структурный план будет различным, так что качество изображения тоже не может быть критерием достоверности обработки. Поэтому единственным объективным обоснованием методики может быть обработка данных «с известным ответом», т. е. синтетики. Именно поэтому модельным исследованиям и была посвящена большая часть работы. Как рекомендацию к методике можно было бы вынести постановку специальных модельных экспериментов и при изучении реальных сред для выяснения точности и качества той или иной стратегии обработки, но это представляется трудно реализуемым в производственных масштабах с соблюдением требуемых сроков и затрат.

Исходя из сказанного, вторая ветка обработки (без учёта тренда статических поправок) не производилась. Совпадение или различие в результатах не дало бы новой информации в подтверждение преимуществ предлагаемого подхода. Этот вывод вытекает из модельных исследований и общетеоретических соображений.

5.5 Основные выводы по главе

Методика построения ГСМ, рекомендованная в [гл. 3](#) и [гл. 4](#), была опробована на истинно реальных данных. Было показано, что удаётся восстановить модель среды с точностью до 8 мс (речь идёт о кинематических параметрах, когда по полученной ГСМ решается прямая кинематическая задача, и сравниваются измеренные и рассчитанные времена прихода отражённых волн). При глубинной миграции в такой модели получается образ хорошего качества. Проверка достоверности полученного структурного плана при обработке реальных данных относится к интерпретационным задачам, когда геофизик может привлечь весь объём самой разнородной геологической и геофизической информации.

Заключение

Основные результаты работы заключаются в следующем:

1. На модельных данных 2D было показано, что в некоторых случаях компенсация влияния неоднородностей ВЧР статическими поправками может оказаться губительной для последующих структурных построений. В частности, ошибка определения глубины границы может достигать 100 м при истинной глубине 500 м, а ошибка в пластовой скорости — 800 м/с при истинном значении 1800 м/с.
2. Для получения неискажённой ГСМ предлагается использовать альтернативный способ — кинематико-динамическое преобразование. Данная технология не требует ввода длиннопериодных статических поправок и непритязательна к точности задания априорной ГСМ для миграции. При использовании этой технологии результирующая ГСМ оказывается более корректной (даже в случае наличия в исходных данных короткопериодных подвижек).
3. Рекомендуются средне- и длиннопериодные неоднородности включать в ГСМ, а не корректировать статическими поправками. Короткопериодные неоднородности, наоборот, надо учитывать с помощью поправок.
4. Была предложена комплексная параметризация годографа отражённой волны (3.1), которая включает в себя две составляющие: гиперболическую и статическую. Статическая составляющая выделяется из полного набора статических поправок как тренд — гладкая компонента, являющаяся к тому же поверхностно-согласованной. Эта технология особенно актуальна в случае неплотных данных, когда кинематико-динамическое преобразование использовать затруднительно.
5. Работоспособность комплексной параметризации годографа была продемонстрирована на множестве типов 3D данных (модельных, псевдо-реальных, истинно реальных). Для модельных и псевдо-реальных данных было опробовано три метода: два со вставкой горизонта (с учётом тренда статических поправок и без) и один без вставки (классическая обработка с использованием модели замещения). Было показано, что наименьшие погрешности в глубинах и скоростях получаются при применении вставки с учётом тренда, а наибольшие — в случае использо-

вания модели замещения. На истинно реальных была показана лишь работоспособность предлагаемого метода, оценить достоверность полученного результата было невозможно ввиду отсутствия скважинных данных.

6. При редкой сети наблюдений для построения ГСМ рекомендуется использовать комбинацию двух методов: комплексную параметризацию (для восстановления параметров верхней части разреза) и кинематико-динамическое преобразование (для восстановления параметров нижней части разреза).
7. В дальнейшем планируется опробовать различные способы выделения тренда статических поправок и установить связь между величиной сглаживания тренда и результатом кинематической инверсии, выяснить оптимальный вариант сглаживания. Также планируется сравнить результаты коррекции динамики отражённых волн (поверхностно-согласованной деконволюции) после традиционной и нетрадиционной коррекции кинематики.

В заключение автор выражает благодарность и большую признательность научным руководителям В. В. Калинин и А. П. Жукову, научным консультантам Д. Б. Финикову и О. А. Силаенкову за интересные идеи, помощь, обсуждение результатов и научное руководство, а также любимой маме за её поддержку. Также автор благодарит С. В. Власова, предоставившего геолого-геофизическую модель, использовавшуюся в тесте на псевдо-реальных данных, Ю. Н. Долгих, давшего разрешение на демонстрацию реального материала, коллектив разработчиков ООО «Сейсмотек» за программное обеспечение Prime. Особая благодарность авторам шаблона `Russian-Phd-LaTeX-Dissertation-Template`¹. Автор также благодарит много разных людей и всех, кто сделал настоящую работу автора возможной.

¹<https://github.com/AndreyAkinshin/Russian-Phd-LaTeX-Dissertation-Template>

Список сокращений и условных обозначений

АКСП	автоматическая коррекция статических поправок
АКФ	автокорреляционная функция
АОО	аномалиеобразующий объект
АРУ	автоматическая регулировка усиления
ВКФ	взаимнокорреляционная функция
ВОГ	верхний опорный горизонт
ВЧР	верхняя часть разреза
ГСМ	глубинно-скоростная модель
ГСС	горизонтально-слоистая среда
ЗММП	зона многолетнемёрзлых пород
ЗМС	зона малых скоростей
ЗПС	зона пониженных скоростей
ИКСП	интерактивная коррекция статических поправок
ЛПВ	линия пунктов возбуждения
ЛПП	линия пунктов приёма
ММП	методика многократных перекрытий
МНК	метод наименьших квадратов
МОВ	метод отражённых волн
МОГТ	метод общей глубинной точки
МПВ	метод преломленных волн
МСК	микросейсмокаротаж
ОГТ	общая глубинная точка
ОПВ	общий пункт возбуждения
ОПП	общий пункт приёма
ОСТ	общая срединная точка
ОТИ	общая точка изображения
ОТО	общая точка отражения
ПВ	пункт возбуждения
ПКСП	полуавтоматическая коррекция статических поправок
ПП	пункт приёма
ПСКА	поверхностно-согласованная коррекция амплитуд
СЛАУ	система линейных алгебраических уравнений

ТГСМ	толстослоистая глубинно-скоростная модель
УГВ	уровень грунтовых вод
CIG	common image gather [5; 17; 27], сейсмограмма общей точки изображения
CRP	common reflection point [5; 17; 27], сейсмограмма общей точки отражения
GLI	generalized linear inversion [14], томографический метод кинематической инверсии, когда невязки между используемыми временами и теми, которые соответствуют подбираемой модели, используются для уточнения параметров модели
GRM	generalized reciprocal method [23—26], метод взаимных точек для построения модели среды по первым вступлениям
EOMAP	equivalent offset mapping, метод коррекции статических поправок, основанный на последовательном применении миграции и демиграции [3; 18; 19]
IL	inline, инлайн — линия обработки 3D параллельная оси X грида
MVA	migration velocity analysis [1; 5; 17; 27], оценка остаточной кинематики отражённых волн на мигрированных сейсмограммах для последующего уточнения интервальных скоростей
RNMO	residual normal moveout [1; 5; 17; 27], остаточная кинематика отражённых волн на сейсмограммах после ввода в них нормальных кинематических поправок или после миграции
SCAC	surface-consistent amplitudes correction, поверхностно-согласованная коррекция амплитуд
XL	crossline, кросслайн — линия обработки 3D параллельная оси Y грида

Список литературы

1. *Accaino F., Böhm G., Tinivella U.* Tomographic inversion of common image gathers // First Break. — 2005. — Mar. — Vol. 23, no. 3. — Pp. 39–44.
2. *Baixas F., Glogovsky V., Langman S.* An Interactively Constrained Approach to Long-Period Static Corrections // 59th EAGE Conference & Exhibition. — Geneva, Switzerland, May 1997.
3. *Bancroft J. C., Li X.* Estimating residual statics using prestack migration // ASEG 15th Geophysical Conference and Exhibition. — Brisbane, Aug. 2001.
4. *Bevc D.* Flooding the topography: Wave-equation datuming of land data with rugged acquisition topography // GEOPHYSICS. — 1997. — Vol. 62, no. 5. — Pp. 1558–1569.
5. *Biondi B.* 3D Seismic Imaging. — Society of Exploration Geophysicists, 2006. — 247 pp.
6. *Booker A. H., Linville A. F., Wason C. B.* LONG WAVELENGTH STATIC ESTIMATION // GEOPHYSICS. — 1976. — Vol. 41, no. 5. — Pp. 939–959.
7. *Cerveny V.* Seismic Ray Theory. — Cambridge University Press, 2005.
8. *Claerbout J.* Fundamentals of Geophysical Data Processing: With Applications to Petroleum Prospecting. — Blackwell Scientific Publications, 1985. — 274 pp.
9. *Cox M.* Static Corrections for Seismic Reflection Surveys. — Society of Exploration Geophysicists, 1999. — 546 pp.
10. *Fan W., Wang S., Sun C.* Residual error correction in common imaging gathers for prestack migration: Sand area example, Qinghai field, China // SEG Technical Program Expanded Abstracts 2006. — 2006. — Pp. 641–645.
11. *Galikeev T., Zhukov A., Kozyrev V.* Statics solutions in seismic data processing: the next generation / trans. by tk // First Break. — 2012. — Oct. — Vol. 30, no. 10. — Pp. 111–116.

12. *Gardner L. W.* AN AREAL PLAN OF MAPPING SUBSURFACE STRUCTURE BY REFRACTION SHOOTING // GEOPHYSICS. — 1939. — Vol. 4, no. 4. — Pp. 247–259.
13. *Hagedoorn J.* The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections // Geophysical Prospecting. — 1959. — June. — Vol. 7, no. 2. — Pp. 158–182.
14. *Hampson D., Russell B.* First-break interpretation using generalized linear inversion // SEG Technical Program Expanded Abstracts 1984. — 1984. — Pp. 532–534.
15. *Jones I.* An Introduction to Velocity Model Building. — EAGE Publications bv, 2010. — 296 pp.
16. *Jones I.* Tutorial: Velocity estimation via ray-based tomography // First Break. — 2010. — Feb. — Vol. 28, no. 2. — Pp. 45–52.
17. *Jones I.* Tutorial: Incorporating near-surface velocity anomalies in pre-stack depth migration models // First Break. — 2012. — Mar. — Vol. 30, no. 3. — Pp. 47–58.
18. *Li X., Bancroft J. C.* EOMAP residual statics: application to Marmousi model data with synthetic statics: tech. rep. / CREWES. — 1999.
19. *Li X., Bancroft J. C.* Prestack migration residual statics analysis using equivalent offset mapping // SEG Technical Program Expanded Abstracts 1999. — Society of Exploration Geophysicists, 1999. — Chap. 129. Pp. 504–507.
20. *Marsden D.* Static corrections—a review, Part I // The Leading Edge. — 1993. — Vol. 12, no. 1. — Pp. 43–49.
21. *Marsden D.* Static corrections—a review, Part II // The Leading Edge. — 1993. — Vol. 12, no. 2. — Pp. 115–120.
22. *Marsden D.* Static corrections—a review, Part III // The Leading Edge. — 1993. — Vol. 12, no. 3. — Pp. 210–216.
23. *Palmer D.* The Generalized Reciprocal Method of Seismic Refraction Interpretation. — Society of Exploration Geophysicists, 1980.

24. *Palmer D.* The generalized reciprocal method — an integrated approach to shallow refraction seismology // Exploration Geophysics. — 1990. — Vol. 21, no. 1/2. — Pp. 33–44.
25. *Palmer D.* An Introduction to the generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation // GEOPHYSICS. — 1981. — Vol. 46, no. 11. — Pp. 1508–1518.
26. *Palmer D.* Refraction traveltimes and amplitude corrections for very near-surface inhomogeneities // Geophysical Prospecting. — 2006. — Sept. — Vol. 54, no. 5. — Pp. 589–604.
27. *Robein E.* Seismic Imaging: A Review of the Techniques, Their Principles, Merits and Limitations. — EAGE Publications bv, 2010. — 244 pp. — (Education tour series).
28. *Ronen J., Claerbout J. F.* Surface-consistent residual statics estimation by stack-power maximization // GEOPHYSICS. — 1985. — Vol. 50, no. 12. — Pp. 2759–2767.
29. *Sághy G., Zelei A.* Advanced method for self-adaptive estimation of residual static corrections // Geophysical Prospecting. — 1975. — June. — Vol. 23, no. 2. — Pp. 259–274.
30. *Schneider W. A.* DEVELOPMENTS IN SEISMIC DATA PROCESSING AND ANALYSIS (1968–1970) // GEOPHYSICS. — 1971. — Vol. 36, no. 6. — Pp. 1043–1073.
31. *Sheriff R., Geldart L.* Exploration Seismology. — Cambridge University Press, 1995. — 622 pp.
32. *Sheriff R. E.* Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. — Fourth. — Society of Exploration Geophysicists, 2002. — 442 pp.
33. Simultaneous estimation of residual static and crossdip corrections / K. L. Larner, B. R. Gibson, R. Chambers, R. A. Wiggins // GEOPHYSICS. — 1979. — Vol. 44, no. 7. — Pp. 1175–1192.
34. Statics: from imaging to interpretation pitfalls and an efficient way to overcome them / N. Nosjean, F. Hanot, J. Gruffeille, F. Miquelis // First Break. — 2017. — Jan. — Vol. 35, no. 1. — Pp. 71–78.

35. *Taner M. T., Koehler F.* Surface consistent corrections // GEOPHYSICS. — 1981. — Vol. 46, no. 1. — Pp. 17–22.
36. *Taner M., Koehler F., Alhilali K.* ESTIMATION AND CORRECTION OF NEAR-SURFACE TIME ANOMALIES // GEOPHYSICS. — 1974. — Vol. 39, no. 4. — Pp. 441–463.
37. *Tjan T., Lamer K., Audebert F.* Prestack migration for residual statics estimation in complex media // SEG Technical Program Expanded Abstracts 1994. — 1994. — Pp. 1513–1516.
38. Validating the velocity model: the Hamburg Score / V. Glogovsky, E. Landa, S. Langman, T. Moser // First Break. — 2009. — Mar. — Vol. 27, no. 3. — Pp. 77–85.
39. *Vossen R. van, Trampert J.* Full-waveform static corrections using blind channel identification // GEOPHYSICS. — 2007. — Vol. 72, no. 4. — Pp. 55–66.
40. Wave-equation global datuming based on the double square root operator / W. Liu, B. Zhao, H.-w. Zhou, Z. He, H. Liu, Z. Du // GEOPHYSICS. — 2011. — Vol. 76, no. 3. — Pp. 35–43.
41. *Wiggins R., Larner K., Wisecup R.* RESIDUAL STATICS ANALYSIS AS A GENERAL LINEAR INVERSE PROBLEM // GEOPHYSICS. — 1976. — Vol. 41, no. 5. — Pp. 922–938.
42. *Worthington M.* An introduction to geophysical tomography // First Break. — 1984. — Nov. — Vol. 2, no. 11. — Pp. 20–26.
43. *Al-Yahya K.* Velocity analysis by iterative profile migration // GEOPHYSICS. — 1989. — Vol. 54, no. 6. — Pp. 718–729.
44. *Yilmaz Ö.* Seismic Data Analysis. — Society of Exploration Geophysicists, 2001. — 2065 pp.
45. *Zelei A., Sághy G.* Residual static corrections—iterative solution analysis // Geophysical Prospecting. — 1980. — Apr. — Vol. 28, no. 2. — Pp. 175–184.

46. *Анисимов Р., Лангман С., Фиников Д.* Возможности расширения класса пластовых моделей сред при решении обратной кинематической задачи. Часть 1. Реконструкция пласта. Вставка горизонта // Технологии сейсморазведки. — 2015. — Т. 12, № 2. — С. 69—76.
47. *Бляс Э.* Новый взгляд на скорости ОГТ в слоистых латерально-неоднородных средах: аналитическое и численное исследование // Технологии сейсморазведки. — 2005. — Т. 2, № 3. — С. 7—25.
48. *Боганик Г., Гурвич И.* Сейсморазведка. — Тверь: Издательство АИС, 2006. — 744 с.
49. *Бондарев В.* Основы сейсморазведки. — Екатеринбург: Издательство УГГГА, 2003. — 332 с.
50. *Бондарев В.* Сейсморазведка. — Екатеринбург: Издательство УГГГА, 2007. — 698 с.
51. Возможности расширения класса пластовых моделей при решении обратной кинематической задачи / Р. Анисимов, С. Лангман, О. Силаенков, Д. Фиников, А. Шалашников // 11-й семинар «Синтез современных геотехнологий — ключ к объективному познанию недр». — Москва, Россия, март 2014.
52. *Глебов А.* Геолого-математическое моделирование нефтяного резервуара: от сейсмики до геофлюидодинамики. — М.: Научный мир, 2006. — 344 с.
53. *Глоговский В.* Анализ методов решения обратной кинематической задачи МОВ в неоднородных средах // Труды XXX Международного геофизического симпозиума. Т. 2. — Москва, Россия, 1985. — С. 106—116.
54. *Глоговский В.* Прикладная теория определения скоростных и глубинных параметров среды по данным сейсморазведки МОВ: дис. ... канд. / Глоговский В.М. — 1989. — 222 с.
55. *Глоговский В., Лангман С.* Свойства решения обратной кинематической задачи сейсморазведки // Технологии сейсморазведки. — 2009. — Т. 6, № 1. — С. 10—17.
56. *Глоговский В., Лангман С., Фиников Д.* Погружение волнового поля — альтернатива миграции до суммирования // NEFTEGAZ. — 1998. — С. 165—171.

57. *Глоговский В., Хачатрян А.* Коррекция статических поправок в сейсморазведке МОГТ на нефть и газ // — М.: ВНИИОЭНГ, 1986. — (Нефтегазовая геология и геофизика).
58. *Глоговский В., Хачатрян А., Татаренко Ю.* Проблема статики — анализ существующих методов и новых возможностей // Сборник докладов второго научного семинара стран-членов СЭВ по нефтяной геофизике. Т. 1. — Москва, Россия, 1982. — С. 96—107. — (Сейсморазведка).
59. *Гольдин С., Митрофанов Г.* Спектрально-статистический метод учёта поверхностных неоднородностей в системах многократного прослеживания отражённых волн // Геология и геофизика. — 1975. — № 2. — С. 102—111.
60. *Гурвич И., Номоконов В.* Справочник геофизика. — М.: Недра, 1981. — 464 с.
61. *Давлетханов Р.* Учёт остаточных высокочастотных статических поправок в данных, соответствующих наблюдениям на неплоской линии приведения // Научно-практическая конференция «Сейсмические технологии-2014». — Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М.В. Ломоносова, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, АО «ЦГЭ», ЕАГО. Москва, Россия, апр. 2014.
62. *Давлетханов Р.* Учёт влияния ВЧР при построении глубинно-скоростной модели среды // Научно-практическая конференция «Сейсмические технологии-2015». — Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М.В. Ломоносова, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, АО «ЦГЭ», ЕАГО. Москва, Россия, апр. 2015.
63. *Давлетханов Р.* Учёт неоднородностей ВЧР статическими поправками или включение их в пластовую модель среды — что выбрать? // Технологии сейсморазведки. — 2015. — Т. 12, № 1. — С. 76—91.
64. *Давлетханов Р., Лангман С., Силаенков О.* Коррекция статических поправок с сохранением кинематики отражённых волн, соответствующих пластовой модели среды // 14-я международная научно-практическая конференция по проблемам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при геологическом моделировании месторождений углеводородов «Геомодель 2012». — EAGE. Геленджик, Россия, сент. 2012.

65. *Давлетханов Р., Лангман С., Силаенков О.* Кинематико-динамическое преобразование в задаче коррекции статических поправок // Международная научно-практическая конференция «Тюмень 2013: Новые геотехнологии для старых провинций». — ЕАГЕ. Тюмень, Россия, март 2013.
66. *Давлетханов Р., Силаенков О.* Параметризация годографа для описания ВЧР // Научно-практическая конференция «Сейсмические технологии-2016». — Центр анализа сейсмических данных МГУ имени М.В. Ломоносова, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, АО «ЦГЭ», ЕАГО. Москва, Россия, апр. 2016.
67. *Давлетханов Р., Силаенков О.* Учёт влияния ВЧР на основе поверхностно-согласованной параметризации годографа отражённой волны // Технологии сейсморазведки. — 2016. — Т. 13, № 3. — С. 102—113.
68. *Денисов М., Патрикеев П., Фиников Д.* Способы реализации алгоритмов продолжения волновых полей в сложнопостроенных средах // Геофизика. — 2011. — № 2. — С. 3—11.
69. *Денисов М., Силаенков О.* Расширение возможностей обработки результатов сейсмических наблюдений за счёт использования процедуры продолжения волнового поля // Технологии сейсморазведки. — 2008. — Т. 5, № 3. — С. 3—18.
70. *Долгих Ю.* Проблемы структурных построений с использованием Вогт после учёта локальных неоднородностей мерзлоты // Технологии сейсморазведки. — 2007. — Т. 4, № 2. — С. 47—52.
71. *Долгих Ю.* К вопросу о характере и значении остаточных погрешностей Ногт после учёта неоднородностей мёрзлой толщи // Технологии сейсморазведки. — 2008. — Т. 5, № 1. — С. 46—47.
72. *Долгих Ю.* Методика коррекции сейсмоструктурных построений за длиннопериодные погрешности, обусловленные влиянием неоднородностей ВЧР // Технологии сейсморазведки. — 2010. — Т. 7, № 3. — С. 60—68.
73. *Долгих Ю.* Многоуровневая сейсморазведка и кинематическая инверсия данных МОВ-ОГТ в условиях неоднородной ВЧР. — ООО «ЕАГЕ Геомодель», 2014. — 212 с.

74. *Завьялов В.* О надёжности определения статических поправок, полученных с использованием систем МОВ ОГТ // Технологии сейсморазведки. — 2010. — Т. 7, № 2. — С. 78—81.
75. *Завьялов В.* Скоростная характеристика зоны малых скоростей и её значение для учета поверхностных неоднородностей при работах МОВ ОГТ // Технологии сейсморазведки. — 2010. — Т. 7, № 2. — С. 42—45.
76. *Завьялов В.* Особенности коррекции статических поправок за влияние зоны малых скоростей по работам МОВ ОГТ // Геофизика. — 2012. — № 3. — С. 24—29.
77. Кинематико-динамическое преобразование сейсмической записи для определения скоростного и глубинного строения среды / В. Глоговский, В. Мешбей, М. Цейтлин, С. Лангман // Сборник докладов второго научного семинара стран-членов СЭВ по нефтяной геофизике. Т. 1. — Москва, Россия, 1982. — С. 327—331. — (Сейсморазведка).
78. *Козырев В., Коротков И., Жуков А.* Способы учёта сложно построенной верхней части разреза в Западной Сибири // Технологии сейсморазведки. — 2014. — Т. 11, № 3. — С. 66—78.
79. *Коротков И., Козырев В.* Применение метода интерактивной коррекции статических поправок для повышения достоверности геологической интерпретации // Технологии сейсморазведки. — 2011. — Т. 8, № 2. — С. 13—22.
80. *Лангман С., Силаенков О.* Кинематико-динамическое преобразование — инструмент параметризации волнового поля // 13-я международная научно-практическая конференция по проблемам комплексной интерпретации геолого-геофизических данных при геологическом моделировании месторождений углеводородов «Геомодель 2011». — EAGE. Геленджик, Россия, сент. 2011.
81. *Мешбей В.* Сейсморазведка методом общей глубинной точки. — М.: Недра, 1973. — 152 с.
82. *Никитин А., Петров А.* Теоретические основы обработки геофизической информации: учебное пособие. — М.: ООО «Центр информационных технологий в природопользовании», 2008. — 114 с.

83. *Петрашень Г., Нахамкин С.* Продолжение волновых полей в задачах сейсморазведки. — Ленинград: Изд. Наука, 1973. — 170 с.
84. Решение обратной кинематической задачи сейсморазведки в слоистой среде с использованием взаимных точек / В. Глоговский, А. Гриншпун, В. Мешбей, М. Цейтлин ; пер. мати // Прикладная геофизика. — 1977. — Т. 87. — С. 40—46.
85. *Сысоев А.* К вопросу о моделях коррекции динамики сейсмических наблюдений МОГТ // Геофизика. — 2004. — № 4. — С. 7—12.
86. *Сысоев А.* Коррекция кинематики отражённых волн с целью компенсации влияния переменного рельефа поверхности наблюдений // Технологии сейсморазведки. — 2008. — Т. 5, № 1. — С. 39—45.
87. *Сысоев А.* Прикладные задачи компенсации неоднородности верхней части разреза при обработке и интерпретации сейсмических данных. — Новосибирск: ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН, 2011. — 90 с. — (Библиотека журнала «Технологии сейсморазведки»).
88. *Сысоев А.* Анализ неединственности решения задачи расчёта оператора поверхностно-согласованной деконволюции // Технологии сейсморазведки. — 2012. — Т. 9, № 3. — С. 27—30.
89. Учёт неоднородностей верхней части разреза в сейсморазведке. Современные технологии. / В. Козырев, А. Жуков, И. Коротков, А. Жуков, М. Шнеерсон. — М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. — 227 с.
90. *Фиников Д., Шалашников А.* Трансформация волновых полей: миграция, погружение, моделирование // Международная научно-практическая конференция «Тюмень 2013: Новые геотехнологии для старых провинций». — EAGE. Тюмень, Россия, март 2013.
91. *Фиников Д., Шалашников А.* Моделирование волновых полей — инструмент обработки и анализа сейсмических данных // 18-я международная научно-практическая конференция по вопросам геологоразведки и разработки месторождений нефти и газа «Геомодель 2016». — EAGE. Геленджик, Россия, сент. 2016.
92. *Черняк В.* Остаточные аномалии V_{cdp} после ввода в сейсмограммы поправок за многолетнемёрзлые породы и способ избавления от них // Технологии сейсморазведки. — 2006. — Т. 3, № 3. — С. 43—46.

93. *Черняк В.* Ещё раз об остаточных аномалиях V_{cdp} после ввода поправок за мерзлоту // Технологии сейсморазведки. — 2007. — Т. 4, № 1. — С. 51—54.
94. *Черняк В., Гриценко С.* Скоростной анализ в условиях неоднородной верхней части разреза, минимизирующий остаточные аномалии V_{cdp} // Технологии сейсморазведки. — 2009. — Т. 6, № 1. — С. 53—55.

Список рисунков

1.1	Принцип ввода предварительных статических поправок [9]	14
1.2	Схема расчёта предварительных статических поправок [9]. Красным цветом обозначен уровень, которому соответствуют сейсмические данные	17
1.3	Динамические статические поправки	21
1.4	Графическое изображение способов корреляции, используемых для поиска относительных временных сдвигов между сейсмическими трассами [60]	27
1.5	Осреднение белого шума $a(n)$ в окнах конечного размера	29
1.6	Схематичная связь между индексами ПВ, ПП и ОСТ [41]	34
1.7	Выявление типа скоростной аномалии (приповерхностная или глубинная) на основе сравнения частично-кратных сумм, полученных по ближним и дальним удалениям в различных сортировках [11; 79]	41
2.1	Пластовая ГСМ, использовавшаяся для получения синтетических сейсмограмм. Вертикальные линии обозначают пикеты, сейсмограммы ОСТ с которых показаны на рис. 2.2	52
2.2	Примеры сейсмограмм ОСТ, соответствующих тем пикетам, которые изображены в виде вертикальных линий на рис. 2.1	54
2.3	Примеры разрезов равных удалений	55
2.4	Сгенерированные высокочастотные статические подвижки	56
2.5	Сейсмограмма ОСТ 1048 до и после ввода подвижек из рис. 2.4 . . .	57
2.6	Статические поправки за замещение слоя WT на слой со скоростью нижележащего слоя а	59
2.7	Сейсмограммы ОСТ из рис. 2.2 после ввода поправок из рис. 2.6 . .	60
2.8	Разрезы равных удалений из рис. 2.3 после ввода поправок из рис. 2.6	61
2.9	Результат решения обратной кинематической задачи при отсутствии высокочастотных статических подвижек. Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин и пластовых скоростей	63
2.10	Недоучтённые статические поправки	65

2.11	Результат решения обратной кинематической задачи при наличии высокочастотных статических подвижек. Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин и пластовых скоростей	66
2.12	Схема кинематико-динамического преобразования	68
2.13	Примеры сейсмограмм ОТИ, полученных при глубинной миграции в однородной модели со скоростью 1000 м/с. В отличие от соответствующих им сейсмограммам ОСТ из рис. 2.2 , здесь синфазности могут быть описаны гиперболой	70
2.14	Оценка остаточной кинематики (RNMO) вдоль горизонта WT по данным из рис. 2.13 . Приведены четыре параметра (сверху-вниз): пластовая скорость, глубина h_0 , спектр остаточной кинематики, параметр гиперболичности a	71
2.15	Поле времён, полученное через кинематико-динамическое преобразование при отсутствии высокочастотных статических подвижек, на сейсмограммах ОСТ	73
2.16	Результат решения обратной кинематической задачи с использованием кинематико-динамического преобразования при отсутствии высокочастотных статических подвижек. Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин и пластовых скоростей	74
2.17	Примеры сейсмограмм ОТИ, полученных при глубинной миграции в однородной модели со скоростью 1000 м/с. Несмотря на наличие высокочастотных статических подвижек в исходных данных, здесь синфазности также могут быть описаны гиперболой как и на рис. 2.13	76
2.18	Оценка остаточной кинематики (RNMO) вдоль горизонта WT по данным из рис. 2.17 . Приведены четыре параметра (сверху-вниз): пластовая скорость, глубина h_0 , спектр остаточной кинематики, параметр гиперболичности a	76
2.19	Поле времён, полученное через кинематико-динамическое преобразование при наличии высокочастотных статических подвижек, на сейсмограммах ОСТ	77

2.20	Результат решения обратной кинематической задачи с использованием кинематико-динамического преобразования при наличии высокочастотных статических подвижек (до их учёта). Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин и пластовых скоростей	78
2.21	Результат решения обратной кинематической задачи с использованием кинематико-динамического преобразования при наличии высокочастотных статических подвижек (после их учёта). Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин и пластовых скоростей . .	80
2.22	Недоучтённые статические поправки	81
2.23	Глубины, найденные в результате решения обратной кинематической задачи разными способами в разных случаях (см. табл. 3 на стр. 51)	83
2.24	Пластовые скорости, найденные в результате решения обратной кинематической задачи разными способами в разных случаях (см. табл. 3 на стр. 51)	84
2.25	Ошибки определения глубин, найденных в результате решения обратной кинематической задачи разными способами в разных случаях. Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых глубин (см. табл. 3 на стр. 51) . .	85
2.26	Ошибки определения пластовых скоростей, найденных в результате решения обратной кинематической задачи разными способами в разных случаях. Отрицательные значения ошибок соответствуют заниженным значениям оценённых пластовых скоростей (см. табл. 3 на стр. 51)	86
3.1	Пластовая глубинно-скоростная модель 3D, использовавшаяся для эксперимента	91
3.2	Система наблюдения	93
3.3	Примеры сейсмограмм	94
3.4	Сечения 3D сейсмограмм, рассчитанных в центральной точке площади, с отражённой волной от горизонта <code>horiz</code>	95
3.5	Карты кинематических и статических параметров	101

3.6	Восстановление горизонта ripple с помощью реконструкции с учётом тренда статических поправок (левая колонка) и без (правая колонка). Для корректности сравнения каждая пара рисунков изображена в едином цветовом диапазоне	102
3.7	Восстановление горизонта horiz с помощью кинематико-динамического преобразования с учётом тренда статических поправок при построении горизонта ripple (левая колонка) и без (правая колонка). Для корректности сравнения каждая пара рисунков изображена в едином цветовом диапазоне	104
3.8	Сечения глубинно-скоростных моделей 3D из рис. 3.7 вдоль линий IL 160 (левая колонка) и IL 263 (правая колонка)	105
3.9	Восстановление горизонта horiz с помощью замещения слоя	108
3.10	Сечения глубинно-скоростной модели 3D из рис. 3.9 вдоль линий IL 160 (левая колонка) и IL 263 (правая колонка)	109
3.11	Сопоставление результатов, полученных разными методами по горизонту horiz , вдоль линий IL 160 (левая колонка) и IL 263 (правая колонка)	111
4.1	Первый горизонт ГСМ — рельеф, приведённый к уровню 200 м . . .	113
4.2	Сечения геолого-геофизической модели вдоль центральной линии IL 305 по верхней части разреза (верхний ряд) и средней (нижний ряд)	114
4.3	Сечения геолого-геофизической модели вдоль центральной линии XL 487 по верхней части разреза (верхний ряд) и средней (нижний ряд)	115
4.4	Примеры сейсмограмм ОГТ на пересечении центральной линии IL 305 с XL 300 (верхний ряд) и XL 340 (нижний ряд). Для лучшей визуализации амплитуды скорректированы за геометрическое расхождение	118
4.5	Сечение куба нулевого удаления вдоль центральной линии IL 305. Для лучшей визуализации амплитуды скорректированы за геометрическое расхождение	119
4.6	Карты кинематических параметров горизонта 17_С3к, использовавшиеся для финальной итерации коррекции статических поправок по этому горизонту	121

4.7	Карты полных корректирующих статических поправок после всех 14 итераций	121
4.8	Суперсейсмограмма на пересечении линии IL 264 с XL 558, накопленная на базе 13 ОГТ	122
4.9	Фрагмент суммарного временного разреза в окрестности горизонта 30_Uk и горизонтальный спектр скорости $V_{\text{ОГТ}}$ вдоль 30_Uk на линии IL 320	123
4.10	Карта трендовой составляющей статических поправок, изображённых на рис. 4.7	125
4.11	Схема эффективной ГСМ верхней части разреза. Обозначения: 1_Sur — горизонт, описывающий рельеф; 17_C3k — ВОГ, использовавшийся для реконструкции (вставки); IN — реконструированный (вставленный) горизонт; z — конфигурация горизонта IN; V_1 — пластовая скорость в слое, ограниченном 1_Sur и IN; V_2 — пластовая скорость в слое, ограниченном IN и 17_C3k	126
4.12	Сравнение сечений истинной ГСМ (серые кривые) и эффективной (чёрные кривые), полученной при реконструкции с учётом тренда статических поправок	128
4.13	Сравнение сечений эффективных ГСМ, полученных при реконструкции с учётом тренда статических поправок (чёрные кривые) и без (серые)	128
4.14	Глубинная миграция данных, в которые была введена статическая поправка за замещение слоя (линия IL 320). Пояснения к окнам смотрите в тексте. Сравните с рис. 4.15	131
4.15	Глубинная миграция данных, в которые статическая поправка за замещение слоя не вводилась (линия IL 320). Пояснения к окнам смотрите в тексте. Сравните с рис. 4.14	132
4.16	Сечения мигрированных кубов, полученных при глубинной миграции в модели, восстановленной с учётом тренда статических поправок (слева) и без (справа). Зелёные кривые — истинные горизонты	134
4.17	Сопоставление прокоррелированного горизонта 30_Uk (чёрная кривая) и истинного (серая кривая) на сечении глубинного мигрированного куба вдоль линии IL 320	136

4.18	Сопоставление прокоррелированного горизонта 45_D3kn (чёрная кривая) и истинного (серая кривая) на сечении глубинного мигрированного куба вдоль линии IL 320	137
4.19	Ошибка корреляции горизонта 30_Uk по глубинному мигрированному кубу в полнократной зоне	139
4.20	Ошибка корреляции горизонта 45_D3kn по глубинному мигрированному кубу в полнократной зоне	140
4.21	Ошибка корреляции горизонта 30_Uk по глубинному мигрированному кубу в полнократной зоне, закодированная дискретной цветовой палитрой: $(-\infty; -5)$ м — синий; $[-5; 5)$ м — жёлтый; $[5; +\infty)$ м — красный	141
4.22	Ошибка корреляции горизонта 45_D3kn по глубинному мигрированному кубу в полнократной зоне, закодированная дискретной цветовой палитрой: $(-\infty; -5)$ м — синий; $[-5; 5)$ м — жёлтый; $[5; +\infty)$ м — красный	142
5.1	Система полевых наблюдений	147
5.2	Пример полевой сейсмограммы ОПВ и амплитудных спектров, рассчитанных для полезного сигнала (красное окно) и помех (зелёное и синее окна). Показаны сечения вдоль четырёх центральных ЛПП. Для лучшей визуализации амплитуды скорректированы за геометрическое расхождение	148
5.3	Сечение временного куба, суммированного по ОГТ, вдоль линии IL 312 (применена АРУ в окне 500 мс)	150
5.4	Сечение временного куба, суммированного по ОГТ, вдоль линии XL 1033 (применена АРУ в окне 500 мс)	150
5.5	Сечение временного куба, суммированного по ОПП, вдоль линии IL 312 (применена АРУ в окне 500 мс)	151
5.6	Сечение временного куба, суммированного по ОПВ, вдоль линии XL 1033 (применена АРУ в окне 500 мс)	151
5.7	Горизонтальный спектр скорости $V_{\text{ОГТ}}$ на времени $t_0 \approx 800$ мс на линии IL 312	152
5.8	Горизонтальный спектр скорости $V_{\text{ОГТ}}$ на времени $t_0 \approx 800$ мс на линии XL 1033	152
5.9	Карты полных корректирующих статических поправок	153

5.10	Сечение глубинного мигрированного куба вдоль линии IL 300	154
------	---	-----

Список таблиц

1	Непостоянные во времени неоднородности ВЧР [9]	12
2	Способы корреляции, используемые для поиска относительных временных сдвигов между сейсмическими трассами [60]	28
3	Два способа обработки синтетических данных для получения ГСМ. Каждый способ, в свою очередь, использовался в двух случаях: при отсутствии высокочастотных статических подвижек и при их наличии	51
4	Параметры моделирования	53
5	Параметры моделирования	92
6	Параметры моделирования	116
7	Ошибка корреляции по глубинному мигрированному кубу, полученному при миграции в модели, восстановленной с учётом тренда статических поправок. Оценки глубины и ошибки глубины сделаны в полнократной зоне	143
8	Ошибка корреляции по глубинному мигрированному кубу, полученному при миграции в модели, восстановленной без учёта тренда статических поправок. Оценки глубины и ошибки глубины сделаны в полнократной зоне	143
9	Параметры системы полевых наблюдений	146