

Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение
высшего образования «Тюменский индустриальный университет»

Общество с ограниченной ответственностью
«НОВАТЭК Научно-технический центр»

На правах рукописи



ДОЛГИХ Юрий Николаевич

**КОМПЛЕКСНАЯ АДАПТИВНАЯ ТЕХНОЛОГИЯ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ
ИНВЕРСИИ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ В УСЛОВИЯХ
НЕОДНОРОДНОЙ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА**

Специальность 25.00.10

Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
доктора геолого-минералогических наук.

Научный консультант:
ТУРЕНКО Сергей Константинович,
доктор технических наук, профессор

Тюмень – 2017

№	СОДЕРЖАНИЕ.	стр.
	ВВЕДЕНИЕ.	5
1.	ПУТИ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ И ДОСТОВЕРНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ В СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	24
1.1.	Актуальность темы точности – прошлое и современность	24
1.2.	Многоуровневые исследования – основа комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии данных сейсморазведки	31
1.3.	Программное обеспечение для имитационного 2D-моделирования неоднородных слоистых сред (пакет REFRA+)	46
1.4.	Проблемы использования Voigt для построения глубинно-скоростных моделей	47
1.5.	Общая характеристика и особенности основных типов неоднородностей ВЧР	57
1.6.	О проблеме точности результирующих сейсмических глубинно-скоростных моделей	69
1.7.	Глубинная престек-миграция как альтернатива аппарату статических поправок	75
1.8.	О некоторых аспектах проблемы эффективности группирования приемников (источников)	81
2.	КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ИНВЕРСИЯ ДАННЫХ МОВ-ОГТ В СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ	92
2.1.	Сущность и свойства кинематической инверсии	92
2.2.	Структура погрешности кинематической инверсии	96
2.3.	Основные факторы неоднозначности кинематической инверсии в условиях Западной Сибири	98
2.4.	Проблема неединственности решения задачи кинематической инверсии	103
2.5.	Возможности и ограничения сейсморазведки МОВ-ОГТ при поиске скрытых неоднородностями ВЧР структур в условиях Западной Сибири	119

2.6.	Методическая схема реализации кинематической инверсии данных МОВ-ОГТ в северных районах Западной Сибири	128
2.7.	Общая характеристика комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии данных сейсморазведки	135
3.	ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫЙ МЕТОД КОРРЕКЦИИ ГЛУБИННО-СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ. ГЕОЛОГО - ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ КОМПЛЕКСНОЙ АДАПТИВНОЙ ТЕХНОЛОГИИ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ	146
3.1.	Особенности кинематических и томографических подходов к построению глубинно-скоростных моделей по данным МОВ-ОГТ	146
3.2.	Интерпретационный метод коррекции сейсмических глубинно-скоростных моделей	152
3.3.	Некоторые геологические результаты и оценки геолого-экономической эффективности применения комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии данных сейсморазведки	157
4.	ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МНОГОУРОВНЕВЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЗМС И КОНТРОЛЯ УСЛОВИЙ ВОЗБУЖДЕНИЯ ВОЛН	180
4.1.	Методика обработки данных многоуровневой сейсморазведки с целью изучения ЗМС и контроля условий возбуждения волн	180
4.2.	Точность определения параметров, характеризующих зону возбуждения волн и ЗМС, при проведении работ по технологии многоуровневой сейсморазведки	189
4.3.	Некоторые результаты постфактум-контроля условий возбуждения волн и глубины погружения заряда при производстве полевых сейсморазведочных работ	196
4.4.	Современные технологии совместной обработки данных МСК и МОВ-ОГТ 3D с целью анализа условий возбуждения волн, контроля фактической глубины погружения заряда, учета влияния ЗМС	206

5.	ПРОБЛЕМА ВОЛН-СПУТНИКОВ С МАЛЫМИ ВРЕМЕНАМИ ЗАДЕРЖКИ В ПРАКТИКЕ НАЗЕМНЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ	218
5.1.	Эффективность интерференционной системы МОВ-ОГТ в отношении волн-спутников возбуждаемого сигнала	222
5.2.	Влияние изменений формы сейсмического сигнала на точность сейсмоструктурных построений	231
5.3.	Математическое моделирование профиля МОВ-ОГТ с целью оценки искажений, вызванных влиянием волн-спутников возбуждаемого сигнала, и тестирования методики коррекции	243
5.4.	Требования к точности параметров модели условий возбуждения волн для корректного учета волн спутников	250
5.5.	О применимости модели центрального луча при расчете зондирующего сигнала	256
5.6.	Об ограничениях модели идеально-упругой среды при расчете зондирующего сигнала	261
5.7.	Результаты экспериментальной обработки данных с учетом волн-спутников возбуждаемого сигнала по технологии многоуровневой сейсморазведки	264
6.	РАЗВИТИЕ МЕТОДИКИ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ МОВ-ОГТ	272
6.1.	Частотная зависимость систем накопления сигналов	272
6.2.	Суммирование сигналов с сохранением верхних частот при обработке материалов МОВ-ОГТ	274
6.3.	Методика специализированной высокоразрешающей обработки МОВ-ОГТ (СВ-обработка)	277
	ЗАКЛЮЧЕНИЕ	281
	ЛИТЕРАТУРА	286

ВВЕДЕНИЕ

Одной из главных задач сейсмического метода является построение глубинно-скоростной модели (ГСМ) разреза, что достигается в результате выполнения кинематической инверсии.

Кинематическая инверсия - это переход от параметров сейсмического волнового поля к геометрическим и скоростным параметрам объектов геологического разреза, как построение ГСМ разреза.

Кинематические способы построения ГСМ получили значительный импульс развития в 70-80-х годах прошлого века благодаря таким выдающимся геофизикам, как Гольдин С.В., Урупов А.К., Глоговский В.М., Жданович В.В. и др.

В эти годы на основе математических методов была создана необходимая теоретическая база, апробированы первые отечественные компьютеризированные технологии кинематической обработки и интерпретации сейсмических данных МОВ-ОГТ, которые внесли существенный вклад в дело освоения Западной Сибири.

Но со временем наряду с существенными успехами практического применения выявились и значительные ограничения кинематических подходов, которые стали особенно заметными по мере закономерного, по мере освоения Западной Сибири, уменьшения амплитуд и площадей вводимых в эксплуатацию перспективных объектов и неуклонного повышения требований к точности ГСМ и достоверности оценивания погрешностей ГСМ.

К настоящему времени вопросы повышения точности ГСМ и достоверности оценивания погрешности ГСМ стали еще более актуальными, поскольку наш регион уже давно находится в стадии глубокого освоения и прирост запасов возможен главным образом за счет малоамплитудных малоразмерных объектов, т.е. объектов с поперечными размерами от 2 до 5 км и амплитудой 10-15 м.

Заметим, что эти величины совпадают во временной и пространственной области с наиболее проблематичной для изучения и учета частью спектра неоднородностей верхней части разреза (ВЧР).

Западная Сибирь по прогнозу специалистов является регионом, который в первой половине XXI века будет обеспечивать 65 % - 75 % добычи нефти в Российской Федерации и сохранит лидирующее положение в более отдаленном будущем, т.к. на ее территории сосредоточены основные объемы рентабельных ресурсов [153]. Сохранение в будущем лидирующего положения Западной Сибири обусловлено тем, что к 2020 году доля добычи нефти из новых месторождений составит 40 % от доли всех новых месторождений на территории Российской Федерации [153]. Доля Западной Сибири в добыче газа еще более велика.

Отмеченные обстоятельства позволяют обратить особое внимание планирующих органов на связь экономики и технологии обеспечения прироста запасов в специфических условиях Западной Сибири [34].

С учетом изменения экономико-правового механизма недропользования, при котором “недропользователи получают в аренду от государства лицензионные участки и выполняют на них за свой счет все работы по выявлению и подготовке к промышленному освоению месторождений нефти и газа” [154], к планирующим органам, кроме государственных, следует относить и экономические структуры частных компаний-недропользователей.

Очевидно, что на эффективность геологоразведочных работ по мере освоения территории существенное влияние оказывает изменение параметров нефтегазопроисковых объектов, особенно их размеры, как в плане, так и по амплитуде.

На рисунке 1 приведены гистограммы распределения нефтеперспективных объектов по площади и по амплитуде, выявленных в различные периоды освоения Западной Сибири.

Согласно данным, опубликованным в монографии Н.Я. Кунина в 1981 году [119] подавляющее большинство, а именно 114 или 85.7 % из всех

выявленных до 1976 года в Среднеобской области объектов имели площадь более 20 кв. км. и все 133 выявленных объекта имели амплитуду более 25 метров.

По данным проведенных Ю.П. Бевзенко в 1991 г. исследований, из 219 объектов, выявленных в период с 1986 по 1990 годы сейсморазведкой в различных регионах Западной Сибири, 158 или 72.1% имели площадь менее 10 кв. км, и 131 или 59.8 % амплитуду менее 15 м.

Объективно существует общая тенденция к снижению коэффициента успешности поисковых работ, который в целом по России в настоящее время находится на уровне 0.25 - 0.30 [159]. Одним из существенных факторов, определяющих снижение коэффициента успешности поисковых работ является неподтверждаемость объектов, выявленных сейсморазведкой [159].

Одной из основных причин неподтверждаемости является недостаточная точность сейсморазведки.

Так, согласно данным Н.Я. Кунина [119] среднеквадратическая погрешность случайной составляющей сейсмического метода в Среднеобской области Западной Сибири составляла 25 метров (данные до 1976 г). В этой же публикации Н.Я. Кунин приводит таблицу, в которой показана зависимость вероятности правильного обнаружения структур от соотношения между среднеквадратической погрешностью сейсморазведки и амплитудами структур. Согласно этой таблице вероятность правильного обнаружения структур равных по амплитуде среднеквадратической погрешности составляет 0.41, это означает, что среднестатистически 59 % первых скважин, заложенных по таким данным, будут неудачными. Если погрешность сейсморазведки в два раза меньше амплитуды структуры, то вероятность ее правильного обнаружения составляет 0.66 - 0.7 это значит, что среднестатистически неудачными могут быть лишь 30-34 % первых поисковых скважин. Таким образом, повышение точности съемки в 2 раза приводит к уменьшению количества неудачных первых скважин в 1.84 раза.

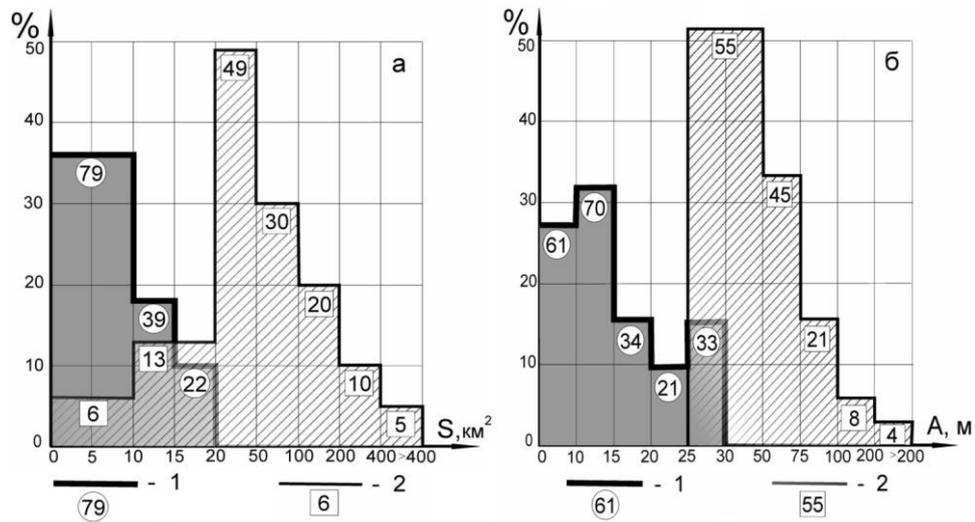


Рисунок 1. Статистическое распределение в процентах и в количестве нефтегазо-перспективных антиклинальных объектов по площади (а) и по амплитуде (б), выявленных сейсморазведкой в период с 1986 по 1990 годы (1) и до 1976 (2).

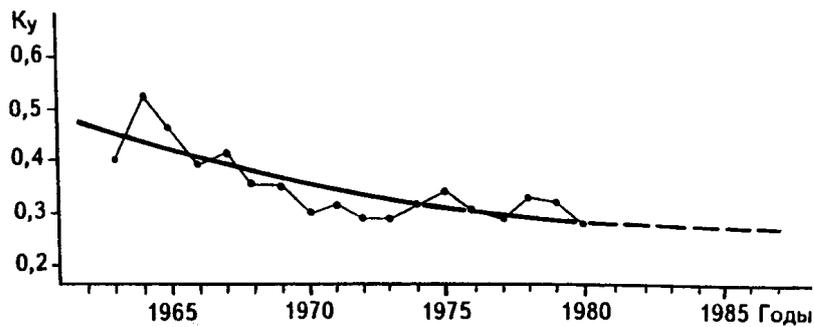


Рисунок 2. Динамика коэффициента успешности поисковых работ (Плотников и др., 1997 г., [159])

Большое количество крупных и уникальных по размерам объектов обусловило на начальном этапе освоения Западной Сибири высокую рентабельность поиска с применением простейших, а нередко и весьма примитивных методик геофизических исследований. Нередко бурение первых поисковых скважин производилось без сейсмического обоснования.

Обратившись к рисунку 1 нетрудно заметить, что с 1976 по 1990 годы площадь наиболее часто встречающихся поисковых объектов уменьшилась более чем в 7 раз, а амплитуда - в 3 раза.

Накопление информации о сейсмогеологическом строении Западной Сибири и использование новых технических средств обеспечило снижение среднеквадратической погрешности в 1.7 раза, и по оценкам специалистов, в настоящее время она составляет 15 м для районов с благоприятными условиями и 25 м для сложных районов, характеризующихся развитием мерзлых толщ, обладающих аномальной скоростью распространения сейсмических волн.

Таким образом, если до 1976 года при среднеквадратической точности съемки 25 м наиболее часто выявляемая структура амплитудой 50 м обеспечивалась вероятностью правильного обнаружения на уровне 0.7, то в настоящее время при среднеквадратической точности 15 м наиболее часто встречающаяся структура амплитудой 15 м обеспечивается вероятностью правильного обнаружения на уровне 0.4, т.е. вероятность бурения неудачных первых скважин возросла в 1.7 раза.

Уменьшение вероятности правильного обнаружения структур сейсмическим методом приводит к увеличению вероятности бурения неудачно размещенных скважин, что приводит к удорожанию поисковых работ, и к “замораживанию” финансовых вложений на срок, определяемый возможностью бурения последующих скважин. Стоимость бурения одной поисковой скважины примерно равна стоимости исследования сейсмическим методом от 300 до 900 кв. км территории. На такой территории, как правило, подготавливается к поисковому бурению один-два объекта, на которые планируется бурение от одной до пяти скважин. Неподтверждение выявленного объекта первой скважиной увеличивает стоимость поисковых работ в 1.5-2 раза.

Как уже отмечалось выше, одним из главных факторов, снижающих коэффициент успешности поисковых сейморазведочных работ, является недостаточная точность структурных построений.

Согласно теории погрешностей, для обнаружения поднятия амплитудой 10 м с вероятностью 90 % необходимо, чтобы среднеквадратическая погрешность

съемки равнялась 5 м (для прямоугольного распределения функции плотности вероятности), что во временном масштабе примерно в 2 – 2.5 раза меньше типичной для Западной Сибири величины разброса поправок за ВЧР.

Поэтому в современных условиях уровень точности равный (средне-квадратически) 5 м можно принять в качестве необходимого, критического.

При этом как раз в центральной и северной геокриологических зонах, районах с наиболее сложным и изменчивым строением ВЧР (сочетание факторов рельефа, ЗМС и мерзлоты), сконцентрирована существенная доля запасов и ресурсов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Помимо проблем с ВЧР, глубинным сейсмогеологическим условиям северных районов тоже присущи разнообразные скоростные неоднородности, обусловленные сочетанием многих факторов – АВПД и АВПоД, изменчивостью литологии и коллекторских свойств, влиянием вышележащих залежей.

С учетом вышеизложенного, обеспечение необходимого уровня точности глубинных моделей равного (среднеквадратически) 5 м является крайне трудной задачей даже при использовании инновационных технологий полевых работ и самых передовых подходов к кинематической обработке и интерпретации сейсмических данных.

В настоящее время в мире не существует общепризнанной и формализованной технологии кинематической инверсии, гарантирующей корректный учет всех поверхностных и глубинных факторов и получение полностью однозначного и адекватного отображения геометрии и скоростной модели целевых объектов.

Проблема неоднозначности, неединственности обратных кинематических решений - очень актуальная тема, которой уделяется значительное внимание в крупных западных компаниях. Это, например, исследования Рене-Эдуарда Плесси, (Shell), Чао Вана, Дэвида Инста и др. (ION Geophysical) [180, 196-198].

Из российских ученых-геофизиков наибольший вклад в исследование, можно даже сказать, популяризацию данного вопроса внес В.М. Глогровский, не так давно ушедший, к сожалению, из жизни [50, 51, 190].

Сложность формализации процесса построения ГСМ и оценки погрешности ГСМ обусловлена общей некорректностью обратной кинематической задачи сейсморазведки в реальных сейсмических условиях, множеством факторов неоднозначности, как технико-методических, так и связанных со спецификой поверхностных (ВЧР) и глубинных сейсмогеологических условий.

Изложенные в различных руководствах рекомендации по технологии полевых работ, кинематической обработки и интерпретации сейсмических материалов, в части, касающейся построения ГСМ и оценки ее погрешности - носят общий характер, оставляют широкое поле для применения недостаточно обоснованных, упрощенных подходов, разные алгоритмы кинематической инверсии часто дают заметно различающиеся результаты на одинаковых исходных данных.

Очевидно, что повышение точности ГСМ и достоверности оценки их погрешностей недостижимо без совершенствования технологии сейсморазведки в направлении получения более полной и качественной информации о ВЧР и целевых объектах, что неизбежно предполагает некоторое удорожание работ.

Существует ряд наиболее значимых условий, касающихся как технико-методических аспектов полевых работ, так и технологии кинематической обработки и интерпретации данных МОВ-ОГТ, выполнение которых необходимо для обеспечения современных требований к точности сейсмического метода.

Это, прежде всего, увеличение точности определения кинематических параметров волн, относящихся к ВЧР и целевым горизонтам, достигаемое путем проведения специализированных работ (зондирование и профилирование МПВ, МСК) и применения современных полевых технологий работ МОВ-ОГТ, а также использования более адекватных моделей среды и обработки.

В настоящее время в Западной Сибири имеется положительный опыт применения (с 1998 г.) основанной на ряде изобретений [5, 9-11] технологии многоуровневой сейсморазведки МОВ-ОГТ 2D (3D) [12, 14, 17, 19-22, 25, 26],

основанной на получении в поле дополнительной информации о ВЧР за счет использования специализированной приемно-регистрирующей системы с малым (2-10 м) шагом приемных каналов.

Для традиционных технологий сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ 3D некоторое приближение по эффективности к возможностям подобной системы обеспечивается при использовании данных кондиционной (1.2 – 1.5 км) сети МСК.

Весьма перспективным направлением совершенствования методики трехмерных сейсмических исследований является так называемая UNIQ(Q)-технология (по сути - многоуровневая сейсморазведка МОВ-ОГТ 3D), основанная на применении точечных цифровых датчиков при кратном (4-5 раз) уменьшении шага между приемными каналами [181, 182].

Все упомянутые выше технологии имеют в Западной Сибири значительную перспективу.

Важным аспектом технологии многоуровневой сейсморазведки, помимо метрологического контроля условий возбуждения волн, изучения и учета скоростных неоднородностей ВЧР (ЗМС и мерзлоты), является принципиальная возможность корректного решения такой “тонкой” задачи, как учет изменений формы сейсмического сигнала, обусловленных влиянием волн-спутников с малыми временами задержки [60-63].

Конечно, по сравнению с другими искажающими сейсмоструктурные построения факторами ВЧР эффекты изменения формы сейсмического сигнала - достаточно малы. Однако развитие практики многоуровневых сейсмических исследований предполагает существенное повышение точности изучения и учета влияния неоднородностей ВЧР. Повышение точности сейсморазведочных работ является объективной необходимостью и в будущем точность результативных ГСМ будет определяться как остаточными факторами влияния ВЧР, так и эффектами, связанными с изменениями формы сейсмического сигнала. Отсюда, учет изменений формы сейсмического сигнала в недалеком будущем может оказаться актуальной проблемой на пути дальнейшего повышения точности сейсморазведочных работ.

Именно из вышеприведенных соображений, отдельная глава диссертации посвящена теме волн-спутников с малыми временами задержки и перспективам решения этой проблемы в рамках технологии многоуровневой сейсморазведки.

Получаемая в рамках многоуровневых исследований дополнительная и более точная информации об искажающих объектах ВЧР позволяет повысить точность ГСМ и достоверность оценки точности модели - в поверхностных и глубинных сейсмических условиях, сходными с северными районами Западной Сибири, а также обосновать соответствующие потребностям настоящего времени требования к методике полевых сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ.

В настоящее время существуют проработанные в разной степени отдельные решения, отдельные элементы технологии кинематической инверсии, способной обеспечить достижение необходимого в современных условиях уровня точности результативных ГСМ, но не решена задача интеграции, комплексирования и согласования различных этапов, методов и уровней геофизических исследований.

Назрела необходимость разработки и применения специализированной, комплексной технологии сбора, обработки и интерпретации геофизических данных, включающей как технико-методические аспекты получения исходной информации, так и методические приемы обработки - интерпретации, а также способы оценки точности параметров и результативной ГСМ.

Дальнейшее повышение эффективности сейсмических исследований требует интеграции имеющихся отдельных решений в рамках единой технологии:

- применимой к широкому спектру поверхностных и глубинных условий,
- интегрированной во все этапы сейсмических исследований,
- ориентированной на достижение конкретных количественных показателей точности ГСМ и параметров ВЧР,
- имеющей внутренние механизмы контроля качества данных и ГСМ,
- предусматривающей обратную связь между всеми основными этапами процесса сейсмических исследований,

- адаптивной по отношению к основным параметрам применяемых методик (на всех этапах реализации технологии),

- основанной на принципах и информационной базе многоуровневых исследований.

Диссертационная работа состоит из 6 глав.

Название 1 главы: “Пути повышения точности и достоверности сейсмических моделей в северных районах Западной Сибири”.

Здесь с учетом опыта применения и принципов многоуровневых исследований рассматриваются теоретические и методические предпосылки, необходимые для получения адекватных сейсмических моделей, причем акцент делается на проблеме точности определения скоростей.

Анализируются субъективные и объективные факторы, оказывающие определяющее влияние на эффективность использования сейсмических скоростей при построении глубинно-скоростной модели разреза в условиях неоднородной ВЧР.

Обосновывается рациональная последовательность и этапность учета влияющих факторов ВЧР, рассматриваются методические условия, обеспечивающие точность глубинно-скоростных моделей.

Название 2 главы: “Кинематическая инверсия данных МОВ-ОГТ в северных районах Западной Сибири”.

Здесь рассматривается целый ряд вопросов, так или иначе связанных с проблемами кинематической инверсии, т.е. с проблемами перехода от сейсмической к фактической глубинно-скоростной модели.

Акцентируется внимание на авторском подходе к видению структуры и оценке погрешности результатов кинематической инверсии, рассматриваются основные факторы неоднозначности кинематической инверсии в условиях Западной Сибири.

Демонстрируются результаты основанных на прямом кинематическом моделировании экспериментов, позволяющих оценить последствия использования упрощенных моделей слоя, моделирующего ВЧР, в случае подбора решения обратной задачи по критерию минимизации расхождений кинематических параметров (t_0 и $V_{огг}$) модели с исходными данными.

По итогам экспериментов формулируются основные обобщения и рекомендации, касающиеся использования кинематических и томографических подходов для построения глубинно-скоростной модели, включающей толщу ВЧР, акцентируется внимание на проблеме дефицита информации о ВЧР.

В заключительных разделах главы излагаются основные требования к методике кинематической инверсии в северных районах Западной Сибири (многоуровневость, последовательность, методические приемы построения модели ЗМС, структурной поверхности ВОГ, ГСМ глубинных горизонтов), а также дается общая характеристика комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии данных сейсморазведки.

Название 3 главы: “Интерпретационный метод коррекции ГСМ. Геолого-экономическая эффективность комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии”

В данной главе анализируются особенности кинематических и томографических подходов к построению глубинно-скоростной модели, включающей толщу ВЧР. Акцент делается на типичной в северных районах Западной Сибири двухслойной (ЗМС+ММП, т.е. низкоскоростные + высокоскоростные неоднородности) базовой модели ВЧР.

Приводятся обоснование, суть и результаты апробации интерпретационного метода коррекции сейсмической ГСМ за длиннопериодные погрешности, обусловленные изменениями рельефа и свойств высокоскоростной толщи ВЧР.

Демонстрируются некоторые геологические результаты применения элементов комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии, приводятся оценки и обоснования геолого-экономической эффективности данной технологии.

В 4 главе подробно рассматривается методика обработки данных специализированной системы наблюдений с малым (2-10 м) шагом приемных каналов, решающая задачу контроля условий возбуждения волн, определения фактической глубины погружения заряда, построения модели самого верхнего слоя (ЗМС и подстилающие породы). Приводятся некоторые обобщения и результаты постфактум-контроля условий возбуждения волн и глубины погружения заряда, демонстрируется рациональная методика совместной обработки МСК с данными сейсморазведки 3D.

5 глава полностью посвящена многоаспектному исследованию проблемы волн-спутников с малыми временами задержки в практике наземных сейсморазведочных работ и перспективам решения этой проблемы с применением многоуровневых сейсмических исследований.

В 6 главе рассматриваются теоретические предпосылки и результаты практического применения разработанной и усовершенствованной автором методики высокочастотной обработки сейсмических данных - специализированной высокоразрешающей обработки (СВ-обработки).

Данная методика имеет практически 20-летнюю предисторию и значительную апробацию.

В заключении излагаются основные научные и практические результаты исследований, приводится авторское видение перспективных в будущем направлений совершенствования методики полевых работ и технологии обработки сейсмических данных.

Цель работы

Разработать комплексную адаптивную технологию кинематической инверсии данных сейсморазведки, обеспечивающую необходимый в настоящее время уровень точности ГСМ изучаемого разреза в условиях неоднородной верхней части разреза.

Задачи исследований

1. Выполнить анализ основных проблем сейсмических исследований в части изучения/учета влияния ВЧР и построения ГСМ изучаемого разреза.
2. Разработать комплексный технологический и методический подход к решению задачи кинематической инверсии в условиях неоднородной ВЧР.
3. Обосновать условия, необходимые для выполнения современных требований к точности глубинных моделей изучаемых объектов.
4. Выполнить количественный анализ влияния типовых неоднородностей ВЧР на точность результативных ГСМ.
5. Оценить на основе имитационного моделирования тенденции и величины остаточных погрешностей ГСМ при учете типовых неоднородностей ВЧР статическими поправками.
6. Оценить тенденции и величины остаточных погрешностей ГСМ при использовании упрощенных моделей ВЧР в томографических алгоритмах кинематической инверсии.
7. Разработать способы адаптации параметров технологии кинематической инверсии и моделей объектов ВЧР.
8. Провести апробацию разработанной комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии.

Защищаемые положения

1. Разработанная комплексная адаптивная технология кинематической инверсии данных сейсморазведки в условиях неоднородной ВЧР обеспечивает необходимый для поиска и разведки малоамплитудных (10–15 м) малоразмерных (2–5 км) объектов уровень точности и достоверности геологических моделей.
2. Разработанная модель формирования погрешности кинематической инверсии, основанная на последовательном раздельном анализе основных

влияющих факторов, повышает точность оценки пространственного распределения погрешностей и позволяет организовать адаптацию параметров технологии на всех этапах построения глубинно-скоростной модели геологического разреза.

3. Разработанный метод коррекции сейсмических глубин, основанный на исследовании закономерностей между параметрами ВЧР и погрешностями сейсмических глубин, позволяет учесть влияние основных неоднородностей ВЧР на геометрию геологической модели.

Научная новизна

1. Впервые для условий неоднородной ВЧР разработана комплексная адаптивная технология кинематической инверсии данных сейморазведки и соответствующая модель формирования погрешности. Структура технологии согласована с основными глубинными уровнями, геофизическими методами и этапами исследований геологических объектов. Основой технологии является последовательный (сверху вниз) подход к изучению и построению глубинно-скоростной модели среды (ГСМ), включающий цепочки обратной связи и “веховые” точки (в которых принимаются решения о переходе к следующему этапу построения ГСМ, возврате на предыдущий, либо проведении дополнительных исследований), ориентированный на достижение конкретных количественных показателей точности ГСМ, содержащий внутренние механизмы адаптации и контроля качества данных на всех стадиях реализации, основанный на принципах и информационной базе многоуровневых сейсмических исследований.

2. Впервые на основе имитационного кинематического моделирования для соответствующего реальным условиям набора типов и размеров неоднородностей ВЧР, а также глубин отражающих горизонтов, выполнен количественный анализ закономерностей и величин остаточных погрешностей сейсмических глубин после учета влияния ВЧР статическими поправками.

Кроме того, для томографических алгоритмов впервые определены закономерности и характерные величины остаточных погрешностей результативных ГСМ, обусловленные набором принимаемых допущений о свойствах модели перекрывающей толщи.

3. Впервые для этапа интерпретации сейсмических данных разработан метод коррекции сейсмических глубин, основанный на использовании закономерностей между параметрами ВЧР и погрешностями определения глубин целевых горизонтов, позволяющий учесть влияние основных неоднородностей ВЧР на геометрию геологической модели.

4. Впервые разработана комплексная технология обработки данных современной трехмерной сейсморазведки, решающая задачи контроля условий возбуждения волн, оценки фактической глубины погружения заряда, построения модели зоны малых скоростей (ЗМС) и подстилающего слоя, основанная на комплексировании данных сети микросейсмокаротажа (МСК) с данными преломленных и отраженных волн съемки 3D и обеспечивающая наиболее полное использование всей имеющейся информации о строении и влиянии ВЧР.

Теоретическая и практическая значимость работ

При существующей в настоящее время тенденции неуклонного уменьшения пространственных размеров перспективных объектов и усложнения геологических задач, комплексная адаптивная технология кинематической инверсии является перспективным направлением исследований, позволяющим в сложных условиях северных районов Западной Сибири повысить эффективность геологоразведочных работ.

Разработанная комплексная технология кинематической инверсии данных МОВ-ОГТ обеспечивает повышение точности и достоверности моделей

геологических объектов, способствует снижению геологических рисков и неопределенностей, создает предпосылки для более эффективного использования современных программных средств обработки и интерпретации сейсмических данных.

Полученные методические и технологические решения используются при проектировании соответствующих современным требованиям к точности МОВ-ОГТ полевых сейсморазведочных работ и составлении разделов геологических заданий, в части, касающейся методики учета ВЧР и построения глубинно-скоростной модели.

Разработанная и свободно распространяемая автором программа имитационного кинематического 2D-моделирования слоистых неоднородных сред (REFRA+) позволяет квалифицированным специалистам решать широкий круг задач, связанных с оценкой влияния скоростных неоднородностей разреза и анализом остаточных погрешностей различных моделей кинематической обработки.

Основанная на материалах настоящей работы монография “Многоуровневая сейсморазведка и кинематическая инверсия данных МОВ-ОГТ в условиях неоднородной ВЧР” используется в учебном процессе студентами и аспирантами по специальности.

Степень достоверности и апробация результатов

Результаты составляющих основу диссертации исследований докладывались на: Международной научной конференции, посвященной 90-летию академика Пузырева Н.Н. (г. Новосибирск, Академгородок, 2004 г.); научно-практической конференции, посвященной 60-летию образования Тюменской области (г. Тюмень, 2004 г.); VII, VIII и IX международных научно-практических конференциях (г. Геленджик, 2005-2007 гг.); Международной конференции и выставке (г. С-Петербург, 2006 г.); Международных академических конференциях (г. Тюмень, 2007-2008 гг.), научно-практической

конференции “Проблемы эффективности геофизических исследований при разведке и разработке месторождений нефти и газа в Западной Сибири” (г. Тюмень, 2010 г.), первой международной научно-практической конференции “Проблемы геологии и геофизики нефтегазовых бассейнов и резервуаров” (г. Сочи, 2011 г.), научно-практической конференции “Состояние и перспективы совершенствования методов обработки и интерпретации результатов геофизических исследований при поисках, разведке и эксплуатации месторождений нефти и газа Западной Сибири ” (г. Тюмень, 2011 г.), научно-практической конференции “Эффективность решения геологических задач разведки и эксплуатации методами геофизических исследований” (г. Тюмень, 2012 г.), научно-практической конференции “Современные технологии нефтегазовой геофизики” (Тюмень, 2016 г.), основные результаты опубликованы в журналах “Нефть и газ”, “Приборы и системы разведочной геофизики”, “Территория НЕФТЕГАЗ”, “Горные ведомости”, “Геофизика”, “Технологии сейсморазведки”, “Нефтяное хозяйство”.

Личный вклад

Автор принимал непосредственное участие в разработке и апробации новых технико-методических подходов в сейсмических исследованиях, которые явились отправной точкой для развития комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии.

Автором были лично получены основные представленные в рамках настоящей работы научно-технические результаты, составляющие предмет защищаемых положений и научной новизны.

Автор осуществил методическое развитие и внедрение элементов разработанной им технологии в граф кинематической обработки и интерпретации таких сервисных компаний, как ЗАО “ГЕРУС”, ОАО НПФ “Сейсмические технологии”, ЗАО НПЦ “СибГео”, ООО “СЖЖ ВОСТОК”.

Автор обосновал целесообразность включения элементов разработанной им комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии в соответствующие внутренние регламенты ООО «НОВАТЭК НТЦ», разработал методическое руководство по учету ВЧР и построению ГСМ для условий участков работ Группы компаний ПАО «НОВАТЭК».

Методология и методы исследования

В процессе работы использовались следующие методы исследований: анализ и обобщение материалов открытых источников, систематизация полученных ранее решений и результатов, имитационное моделирование, анализ и обобщение результатов моделирования, аналитический и информационный подходы.

Фактический материал диссертации составляют изложенные в соответствующих публикациях и отчетах результаты научно-исследовательских и производственных работ, проведенных на более чем 60 площадях в различных регионах России.

Публикации

Материалы, включенные в состав диссертационной работы, опубликованы в 1 монографии, 32 статьях, докладах и тезисах, имеется 1 патент на изобретение.

Объем и структура работы

Диссертация включает 6 глав, текст состоит из 306 машинописных страниц, содержит 115 рисунков, 10 таблиц, библиография – 200 названий.

Благодарности

Автор выражает искреннюю признательность д.г.-м.н. Ю.П. Бевзенко, который оказал определяющее влияние на формирование профессиональных качеств и научного мировоззрения автора.

Становление развиваемого автором направления сейсмических исследований было бы невозможным без поддержки Сибирского научно-аналитического центра в лице А.М. Брехунцова, А.П. Корикова, Ю.М. Ильина.

Автор благодарен трудовым коллективам ЗАО “ГЕРУС”, ОАО НПФ “Сейсмические технологии”, ЗАО НПЦ “СибГео”, в которых ему посчастливилось работать, в особенности Т.М. Лубниной, Ю.П. Колобову, А.П. Прудаеву, К.Б. Баженову, В.А. Зозуле, С.И. Шулику, И.Н. Бердюгину, С.Н. Грамматчикову, Т.И. Алферовой, Е.Н. Дружинину.

Автор признателен д.г.-м.н. В.И. Кузнецову за поддержку, которую тот оказал процессу продвижения и апробации технологии кинематической инверсии, основанной на принципах и информации многоуровневой сейсморазведки.

Автор благодарит д.т.н. С.К. Туренко за замечания и советы, позволившие повысить качество и представительность диссертационной работы.

1. ПУТИ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ И ДОСТОВЕРНОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ В СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

1.1. Актуальность темы точности – прошлое и современность

Вопросы точности определения эффективных параметров отраженных и преломленных волн, проблемы кинематической и динамической обработки, интерпретации и инверсии данных сейсмического метода (МОВ-ОГТ) были и остаются приоритетными темами исследований [3, 28, 33, 50-55, 59, 71, 73-75, 80, 82, 84, 87, 88, 97, 103, 104, 109, 114, 115, 123, 124, 140-146, 158, 161, 162, 167, 168, 171, 175, 180, 186, 190, 196-198].

Не будет преувеличением сказать, что всегда существовала объективная и экономически обоснованная необходимость изменения, совершенствования методики полевых сейсморазведочных работ и методологии кинематической обработки – интерпретации данных МОВ-ОГТ с целью повышения точности результативных сейсмогеологических моделей изучаемых объектов, и на этой основе снижения риска бурения неудачных скважин.

С течением времени тенденция неуклонного повышения требований к точности и достоверности результатов сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ только усиливалась.

Развитие сейсмических технологий с целью повышения точности и достоверности результатов происходило и происходит постоянно, следствием является неуклонное увеличение кратности МОВ-ОГТ, которая в производственных проектах настоящего времени превышает 60, а также радикальное уплотнение сети ОГТ за счет использования технологии трехмерных исследований.

В свое время внедрение упомянутых методик привело к значительному удорожанию сейсморазведочных работ, однако, пропорциональное повышение точности достигнуто не было.

Такой итог вполне объясним.

Существует множество не зависящих прямо от кратности и плотности сейсмических данных причин снижения точности сейсмического метода, как объективных, связанных с методическими и методологическими ограничениями, так и субъективных, обусловленных применением необоснованно упрощенных и неадекватных методик полевых работ, моделей распространения волн и схем обработки сейсмических данных.

Наиболее значимым фактором снижения точности сейсморазведки на территории Западной Сибири является искажающее влияние верхней части разреза (ВЧР), главным образом, зоны малых скоростей (ЗМС) и зоны многолетнемерзлых пород (ЗММП), хотя свою роль играют и внутренние скоростные неоднородности (зоны АВПД, изменение характера насыщения коллектора, литология), которые в ряде случаев могут быть вполне сопоставимыми по величине.

В свое время в практике сейсморазведочных работ, выполнявшихся на территории Западной Сибири в начальном периоде освоения, сложилось стереотипное представление о несущественном влиянии ВЧР и прочих скоростных неоднородностей на точность результатов сейсморазведки.

Обусловлено это было обилием крупных и уникальных объектов, обеспечивших на первом этапе высокую эффективность и рентабельность поисковых работ с применением простейших технологий.

Более адекватное представление о ВЧР и скоростных неоднородностях постепенно сформировалось к середине 80-х годов прошлого века, когда многие исследователи (Гершаник В.А., Кривокурцев В.И., Бембель Р.М., Лозинский З.Н., Урупов А.К., Козырев В.С., Жданович В.В., Глоговский В.М., Бевзенко Ю.П. и др.) убедительно доказали значимость этих проблем и предложили свое видение, свои методические подходы к их решению [6, 28, 29, 38, 40-44, 49, 85, 86, 99, 107, 112, 113, 125, 127, 130-132, 150, 151, 177].

Постепенно и не в массовом объеме на этапе обработки стал применяться учет аномалий ВЧР по данным стандартной системы наблюдений МОВ-ОГТ.

Распространение получили методы обработки волн первых вступлений, интерактивная коррекция аномалий, использование времен и эффективных скоростей для замещения неоднородного слоя [6, 7, 47-49, 84-86, 99, 140, 164].

Многообразие подходов к учету ВЧР было в значительной степени связано с дефицитом информации о ВЧР при проведении сейсморазведочных работ по обычно применяемым методикам, а также с особенностями строения ВЧР в каждом конкретном районе.

К середине 90-х годов учет ВЧР тем или иным способом по данным стандартного МОВ-ОГТ применялся уже достаточно широко, однако сама технология сейсморазведочных работ не изменилась принципиальным образом в сторону увеличения объема информации об объектах ВЧР.

Постепенно возник разрыв между реальной точностью результатов сейсморазведки и теми требованиями, которые предъявлялись заказчиками исполнителям работ.

Сейчас, хотя положение с фондом перспективных объектов резко изменилось в сторону их уменьшения в несколько раз, технологии полевых работ и методы учета ВЧР не претерпели качественных изменений. До сих пор большинство работ проектируется без выполнения исследований верхней части разреза. Иногда (в основном для 3D) делается МСК по разной плотности сети, в редких случаях выполняются небольшие объемы опытных работ, а в основном учет влияния верхней части разреза производится по материалам стандартных систем наблюдений МОВ-ОГТ по той или иной технологии.

Для условий Западной Сибири проблема точности сейсмических глубинно-скоростных моделей особо актуальна по той причине, что регион находится, как уже было сказано выше, в стадии глубокого освоения, вследствие чего прирост запасов возможен главным образом за счет малоамплитудных и малоразмерных объектов, т.е. объектов с поперечными размерами от 2 до 5 км и амплитудой 10-15 м.

Напомним, что эти величины совпадают во временной и пространственной области с наиболее проблематичной для изучения и учета частью спектра неоднородностей верхней части разреза (ВЧР).

Процесс построения и уточнения толстослоистой глубинно-скоростной модели разреза, другими словами - кинематической инверсии, не является четко формализованным вследствие особенностей методики, конкретики ландшафтных и поверхностных условий, различий в уровне метрологического обеспечения работ и качестве полевого материала, и, конечно, по причине общей некорректности обратной кинематической задачи сейсморазведки (т.е. решения задачи кинематической инверсии).

Существующие рекомендации по методике кинематической обработки и интерпретации носят общий характер, оставляют широкое поле для применения недостаточно обоснованных и упрощенных подходов, разные алгоритмы кинематической инверсии часто дают заметно различающиеся результаты на одинаковых исходных данных.

Тем не менее, существуют вполне определенные теоретически и практически обоснованные принципы и условия, касающиеся как методики полевых работ, так и методологии обработки, интерпретации и кинематической инверсии данных МОВ-ОГТ, выполнение которых необходимо для обеспечения современных требований к точности сейсмического метода.

К вышеупомянутым условиям можно отнести увеличение точности определения кинематических параметров отраженных и/или преломленных волн, регистрируемых в процессе полевых сейсморазведочных работ, привлечение данных специализированных сейсморазведочных работ, ориентированных на объекты ВЧР, использование более адекватных моделей ВЧР и схем ввода корректирующих поправок.

В настоящее время уже мало кто подвергает сомнению необходимость изучения и учета искажающего влияния ВЧР, обсуждается в основном вопрос, какие технологии и методики, как на этапе полевых работ, так и обработки,

обеспечивают решение проблемы ВЧР с необходимой точностью [39, 82, 102, 111, 116, 118, 148, 149, 163, 167].

Несмотря на кажущееся разнообразие существующих способов изучения и учета ВЧР, все они делятся на две группы – *прямые* и *косвенные*.

Особенностью *прямых* способов является то, что предметом изучения здесь является сейсмическое отображение самого аномалиеобразующего объекта, т.е. выделяются и интерпретируются отраженные и (или) преломленные волны, формирующиеся на границах ВЧР. Такими границами в условиях Западной Сибири главным образом являются подошва ЗМС, а также кровля и подошва мерзлого слоя.

Наибольшее практическое применение в этой группе имеют:

- способ вертикального времени (тв),
- использование данных традиционных систем наблюдений МОВ-ОГТ [7, 89-92, 164, 170], в частности, волн первых вступлений [147, 165, 166],
- учет ЗМС по данным МСК и МОВ-микроОГТ [45,46],
- статистический способ расчета поправок за влияние неоднородностей реликтовой мерзлоты (Бевзенко Ю.П.) [7],
- учет ВЧР по технологии многоуровневой сейсморазведки (Бевзенко Ю.П., Долгих Ю.Н.) [12, 14, 17, 19-22, 25, 26],

Существенным ограничением прямых способов является то, что получаемые по обычно применяемым методикам сейсмические данные не содержат необходимого объема информации об объектах ВЧР, т.к. параметры методик (кратность, шаг ПП и ПВ, база группирования) – ориентированы на глубинные горизонты, а не относительно мелко залегающие границы ВЧР, кроме того, упомянутые способы тв, первых вступлений, МСК и микроОГТ ориентированы, как правило, только на ЗМС.

По данной причине прямые способы не гарантируют полного и высокоточного учета неоднородностей ВЧР.

Вышесказанное в значительно меньшей степени относится к технологии многоуровневой сейсморазведки [12, 14, 17, 19-22, 25, 26], обеспечивающей

надежное определение параметров ЗМС и качественный контроль условий возбуждения волн, а также, при определенных методиках, непосредственное изучение мерзлоты.

В *косвенных* способах предметом изучения и анализа является не сам аномальный объект ВЧР, а его искажающее влияние на кинематические параметры нижележащих сейсмических горизонтов.

Наибольшую известность и практическое применение в этой группе имеют:

- интерактивные методики, основанные на анализе и коррекции аномалий по разрезам различной сортировки [2, 100, 101, 108] или фрагментам сейсмограмм отраженных волн [31, 95],

- способ верхнего опорного горизонта (учет локальных неоднородностей ВЧР статическими поправками по схеме замещения через построенную по t_0 и $V_{\text{эф}}$ структурную карту) [97, 126],

- автоматическая коррекция аномалий на основе гиперболизации годографов ОГТ отраженных волн (различные модификации программы PAKS, автор Куликов В.Н.),

- методики, основанные на построении некоторой эффективной неоднородной модели ВЧР с последующим приведением (пересчетом) волнового поля к более однородной модели (Интерсейс, Geodepth, Prime) [59, 87, 88, 123, 124, 152, 175].

Основным недостатком и ограничением косвенных способов является изначально заложенная некорректность, которая в итоге приводит к неоднозначным результатам.

Помимо классических проблем, связанных с неустойчивостью и неединственностью косвенных решений, не всегда можно быть уверенным в надежности критериев, согласно которым осуществляется разделение структурного и ВЧР факторов, особенно в условиях, когда собственно аномалии глубинного строения меньше, чем аномалии ВЧР.

Как известно, обратная задача сейсмического метода МОВ-ОГТ подразделяется на кинематическую и динамическую задачи.

Для обозначения последней часто применяется термин “инверсия”, что подразумевает переход от динамических атрибутов волнового поля к геологическим, петрофизическим характеристикам, т.е. литологии, насыщению, пористости и проч.

Очевидно, что интерпретация результатов динамической инверсии принципиальным образом зависит от адекватности построенной по результатам кинематической инверсии глубинно-скоростной модели, ошибочная глубинно-скоростная модель кинематической инверсии автоматически ставит под сомнение все геолого-геофизическую интерпретацию.

Как уже было сказано выше, кинематическая инверсия не является четко формализованным процессом по многим объективным и субъективным причинам, в ряду которых одной из самых важных является общая некорректность обратной кинематической задачи.

Хотя и существует много полуэвристических алгоритмов построения глубинно-скоростной модели (включая модель ВЧР), их область применимости четко не определена, а степень достоверности результатов - точно не известна.

В настоящее время проблема точности МОВ-ОГТ сочетается с целым рядом негативных факторов, имеющих место в традиционной практике сейсморазведочных работ:

- дефицитом информации о строении ВЧР,
- недостаточной точностью определения параметров ВЧР,
- недостаточной точностью определения кинематических параметров целевых отражающих горизонтов,
- отсутствием обратных связей между основными элементами процесса сейсмических исследований – от проектирования до построения ГСМ по той или иной технологии.

Именно попытке обобщить, проанализировать существующие проблемы, предложить перспективные подходы к их решению - посвящена настоящая

работа, при этом основной акцент сделан на необходимости объединения процесса кинематической инверсии с принципами и информацией многоуровневых сейсмических исследований, что имеет веские причины:

1. Специфика отображения реальных объектов в сейсмическом волновом поле такова, что любые неоднородности строения вышележащего глубинного объекта (уровня) трансформируются в искажения “сейсмического образа” объекта (уровня) нижележащего.

2. Для построения достоверной сейсмической модели изучаемого объекта необходимо, чтобы параметры системы наблюдения и параметры обрабатываемых процедур были оптимальны с точки зрения решения задач данного глубинного уровня.

3. Последовательный “сверху вниз” подход к определению и вводу корректирующих поправок в сейсмическое волновое поле позволяет построить наиболее адекватную модель во всем интервале глубин.

Вышеперечисленные утверждения достаточно очевидны и в той или иной мере учитываются во многих алгоритмах построения сейсмической глубинно-скоростной модели, однако их наиболее строгая и полная реализация имеет место в комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии, основанной на информации и принципах многоуровневых исследований.

Поэтому речь в нашем случае идет о некоторых универсальных методических подходах к интерпретационной обработке данных и построению глубинно-скоростных моделей.

1.2. Многоуровневые исследования – основа комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии данных сейсморазведки

В тексте диссертации часто используются два термина, требующие пояснения – кинематическая инверсия и многоуровневая сейсморазведка.

Под термином кинематическая инверсия понимается процесс перехода от пространственного распределения времен и/или амплитуд отраженных и/или

преломленных волн к геометрическим и скоростным параметрам объектов геологического разреза - с целью построения глубинно-скоростной модели (ГСМ) и разделения влияния структурного и ВЧР-фактора.

В наших и зарубежных открытых источниках для обозначения процедуры кинематической инверсии используются самые разные термины – решение обратной кинематической задачи, сейсмическая томография, акустическая многопараметрическая инверсия, глубинная миграция. Способов реализации много, а суть одна - восстановить геометрические и скоростные параметры среды по сейсмическим данным.

Термин “многоуровневая сейсморазведка” был введен в оборот Ю.П. Бевзенко около 20 лет назад [13, 15, 16, 23, 24]. Под этим термином понималась специализированная технология полевых сейсморазведочных работ, ориентированная на изучение разных глубинных уровней геологического разреза – зоны возбуждения волн, ЗМС, мерзлоты, глубинных объектов.

Со временем многоуровневые исследования стали трактовать шире - как совокупность технологических и методических подходов в сейсмических исследованиях, обеспечивающих последовательное (сверху вниз) построение глубинно–скоростной модели – структурного каркаса геологической модели.

В настоящей работе речь идет о комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии, основанной на этом расширенном понимании и применении многоуровневых исследований.

По имеющемуся опыту исследований, для северных районов Западной Сибири характерно присутствие в ВЧР двух главных аномалиеобразующих объектов – зоны малых (пониженных) скоростей (ЗМС-ЗПС) и зоны многолетнемерзлых пород (ЗММП).

Характерные особенности строения ЗМС-ЗПС и мерзлой толщи могут существенно меняться в зависимости от отношения конкретного участка к той или иной геокриологической зоне, области, району, однако сам принцип наличия скоростных неоднородностей двух типов – низкоскоростных (ЗМС или

ЗПС) и высокоскоростных (ЗММП) по отношению к подстилающим (вмещающим) породам – остается неизменным.

Упомянутая специфика строения ВЧР характерна не только для северных районов Западной Сибири, но и для многих других регионов России и мира. Напомним, что эта специфика состоит в наличии 2-х основных типов неоднородностей по отношению к подстилающим (вмещающим) породам - низкоскоростных (зона малых и пониженных скоростей), находящихся в непосредственной близости от дневной поверхности, и залегающих глубже высокоскоростных (мерзлота, траппы, известково-карбонатные породы) неоднородностей.

При таком “устройстве” ВЧР вполне логичным является использование последовательного (сверху вниз) подхода к учету неоднородностей ВЧР и построению глубинно-скоростной модели, который, в последние 15 лет, нашел широкое практическое применение в технологии кинематической инверсии, основанной на принципах и информации многоуровневой сейсморазведки.

Основной принцип кинематической обработки/интерпретации данных в рамках упомянутого подхода состоит в последовательном *сверху вниз* изучении и учете основных аномалиеобразующих объектов ВЧР [17, 20, 22].

При этом временные поправки, выработанные для вышележащего объекта (уровня), являются априорными для нижележащего. Упомянутые поправки могут быть статическими, либо переменными по удалению и времени. Если скорость волн в объекте ВЧР меньше или соизмерима с вмещающими породами – допустимо (с рядом существенных оговорок) применение статических временных поправок (за рельеф, ЗМС), если скорость выше (мерзлота) – целесообразно использовать переменные временные поправки, т.е. альтернативные аппарату статики подходы (глубинная миграция “под ВЧР”, пересчет волнового поля).

Можно выделить 4 уровня наблюдения и изучения свойств среды, при этом корректность решения задач каждого последующего уровня находится в прямой зависимости от полноты данных, полученных на предыдущих уровнях.

1-й уровень – зона взрыва.

Задача данного уровня – метрологический контроль взрыва, включающий определение вертикального времени, скорости между точкой взрыва и дневной поверхностью, фактической глубины погружения заряда.

2-й уровень – зона малых скоростей

Задача уровня – построение модели ЗМС, учет влияния ЗМС.

3-й уровень – толща мерзлоты.

Задача уровня – построение модели приповерхностной и (или) реликтовой мерзлоты, учет влияния мерзлоты.

4-й уровень – глубинные геологические объекты

Задача – построение моделей глубинных геологических объектов.

Совместная обработка материалов основной и дополнительной системы наблюдений (в рамках технологии многоуровневой сейсморазведки) обеспечивает построение детальной сейсмогеологической модели верхней части разреза и корректировку на ее основе первичных сейсмограмм основной системы с целью приближения их к форме, отвечающей требованиям теории обработки.

Учет всех этих данных при обработке материалов основной приемной системы обеспечивает существенное повышение точности сейсмоструктурных построений.

Схема аппаратурно-методического комплекса многоуровневой сейсморазведки для взрывного и поверхностного источника возбуждения показана на рисунке 1.1.а.

При проведении работ по технологии многоуровневой сейсморазведки на каждом пункте возбуждения регистрируются 2 сейсмограммы (рисунок 1.1.б):

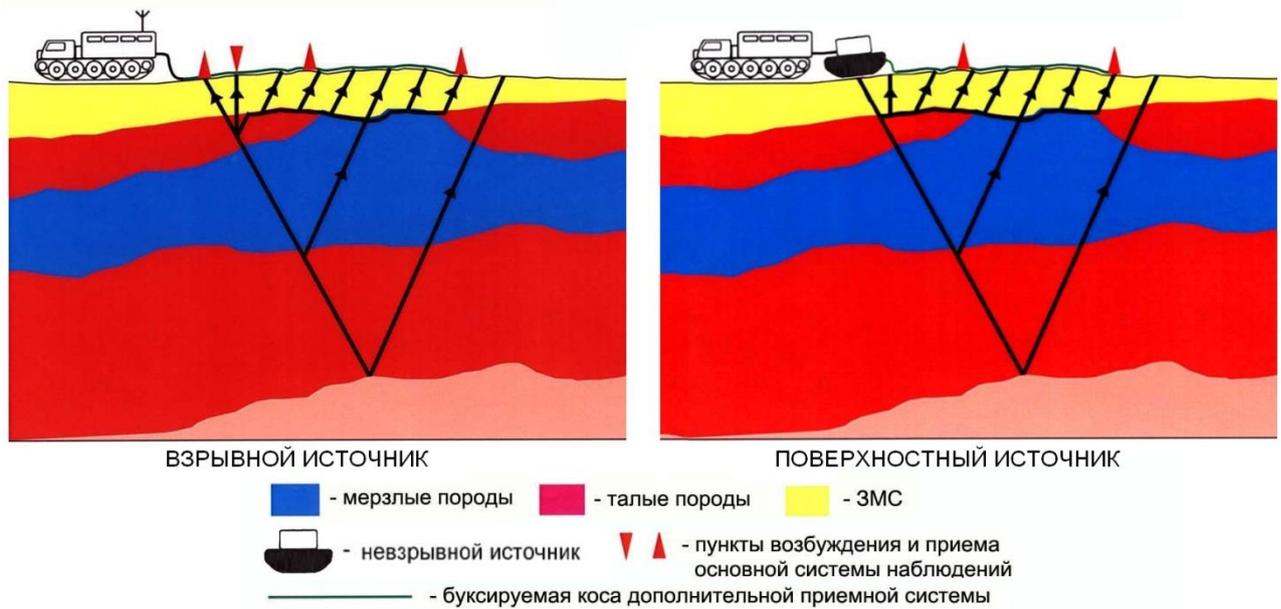
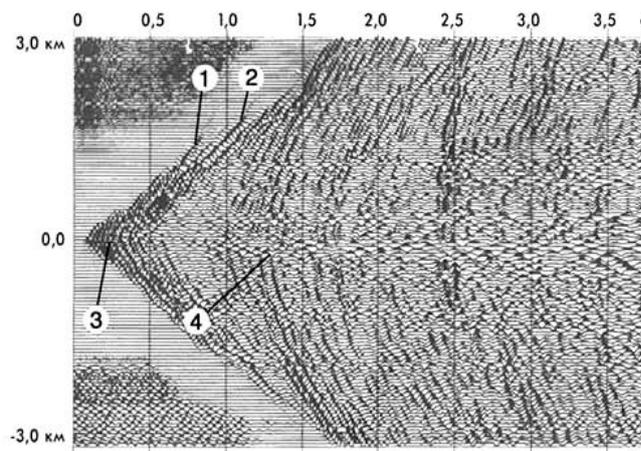


Рисунок 1.1.а. Аппаратурно-методический комплекс многоуровневой сейсморазведки.

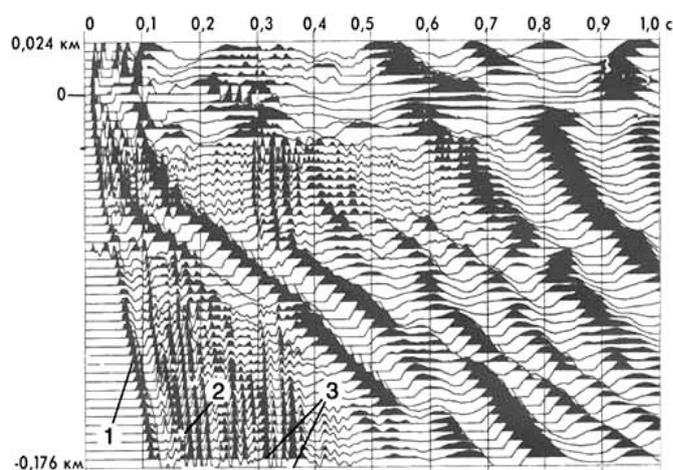
Сейсмограмма основной системы наблюдений



1 - волны от подошвы ЗМС

2 - волны от границ приповерхностной мерзлоты

Сейсмограмма дополнительной системы (БСК)



3 - волны от границ реликтовой мерзлоты

Рисунок 1.1.б. Примеры сейсмограмм, полученных при выполнении работ по технологии многоуровневой сейсморазведки.

- первая, основная, освещающая глубинные этажи разреза, принимается системой с шагом приемных каналов 25-50 м на базе 6000-10000 м (в зависимости от методики),

- вторая, дополнительная, детально освещающая строение верхней части разреза, принимается с шагом приемных каналов 2-10 м на базе до 300 м.

Первый опытно-промышленный образец разработанного аппаратного комплекса применен на Северо-Часельской площади, которая характеризуется очень сложными поверхностными условиями и малыми амплитудами нефтегазоперспективных объектов [17].

Сложность строения верхней части разреза в районе работ, расположенном на водоразделе к востоку от п. Старый Уренгой, обусловлена наличием зоны малых скоростей мощностью до 30 м и двух слоев мерзлоты мощностью до 200 м, разделенных межмерзлотным таликом толщиной до 150 м.

На исследуемой площади выполнено более 600 км 32-кратного МОВ-ОГТ по технологии многоуровневой сейсморазведки.

Полученный сейсмический материал был обработан по стандартной технологии, т.е. без применения дополнительной информации. При этом среднеквадратическая невязка (с данными бурения) структурной карты по сеноманскому ярусу, определенная по 18 скважинам, составила 15 м. Затем была выполнена обработка с использованием материалов дополнительной системы наблюдений, предусмотренной технологией многоуровневой сейсморазведки. При этом была построена детальная сейсмогеологическая модель верхней части разреза и получены данные по фактическим глубинам взрывов.

Среднеквадратическая погрешность соответствующей структурной карты по сеноманскому ярусу составила 7 м .

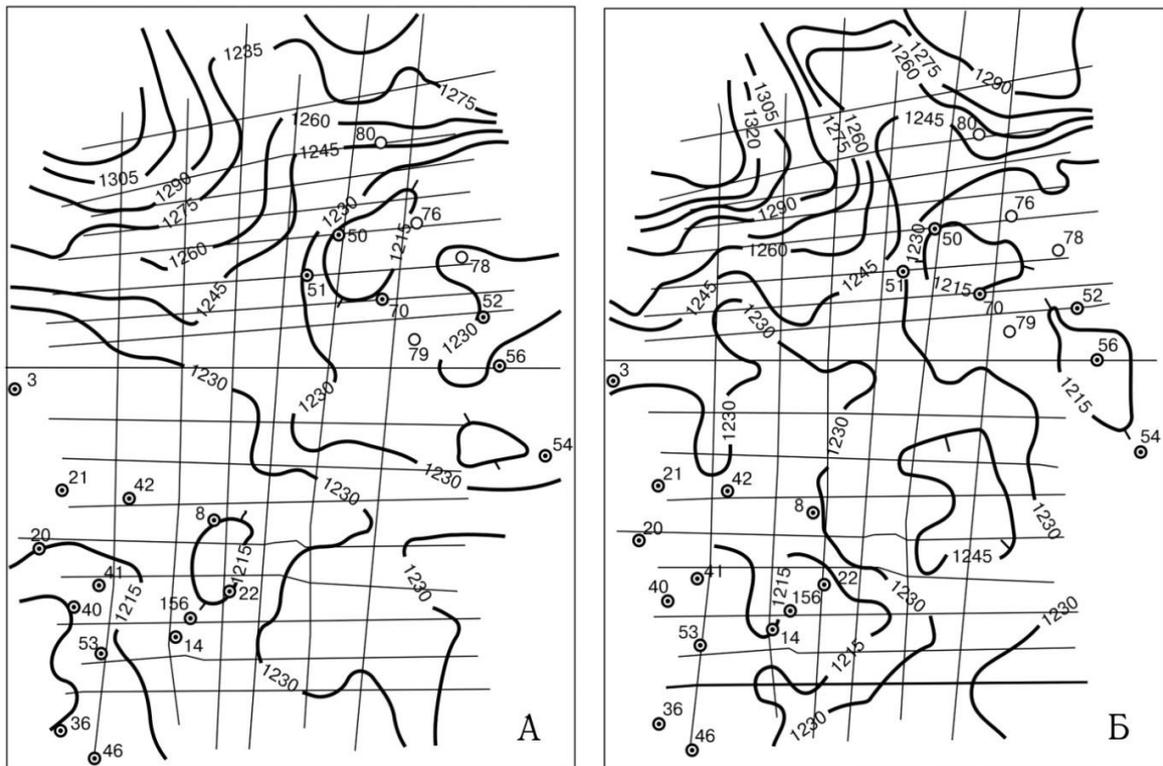
Одновременно осуществлен контроль условий возбуждения сейсмических волн, в результате которого выявлено завышение фактических глубин взрывов в указанных первичной документации в среднем на 30 %.

В настоящее время на Северо-Часельской площади пробурено еще 4 разведочных скважины. Предельные невязки бурения с картой, полученной по технологии многоуровневой сейсморазведки, не превысили 10 м (рисунок 1.2).

Таким образом, уже первым производственным примером, подкрепленным последующей проверкой бурением, была показана возможность более чем двукратного повышения точности за 10-15 % стоимости сейсморазведочных работ.

Опираясь на исследования Н.Я. Кунина, отмеченное выше стоимостное равенство между бурением одной разведочной скважины и исследованием по обычной сейсмической технологии 300 - 900 кв. км. площади, вероятностью бурения неудачных скважин при обычной точности, можно сделать вывод, что обеспечение двукратного повышения точности снижает риск неудачного бурения первых скважин как минимум в 1.7 раза, что обеспечивает значительное повышение эффективности поисково-оценочных работ [27].

На рисунке 1.3 приведен фрагмент геокриологической карты Западной Сибири, включающий (частично) центральную и северную геокриологические зоны, с нанесенными контурами площадей (более 30), при отработке и обработке которых применялись, в той или иной степени, принципы многоуровневых исследований (за период с 1997 по 2012 год).



Северо-Часельская площадь. Сопоставление структурных карт по горизонту Г (кровля сеномана), построенных с учетом (А) и без учета (Б) аномалий ВЧР, с отметками горизонта Г по 4-м разведочным скважинам, пробуренным после выполнения структурных построений.

- - сейсмические профили, ~ - изогипсы горизонта Г;
 36 - разведочные скважины, по которым производилась оценка погрешности структурных карт (в метрах) погрешность карты А - $\pm 6,9$, погрешность карты Б - $\pm 15,0$;
 79 - разведочные скважины, пробуренные после выполнения структурных построений.

Результаты оценки отклонений по контрольным скважинам

Номера контрольных скважин	Абсолютные отметки горизонта Г по данным бурения (м)	Абсолютные отметки горизонта Г по данным многоуровневой высокоточной сейсморазведки (м)	Невязка с бурением (м) по карте А	Абсолютные отметки горизонта Г по данным стандартной обработки (м)	Невязка с бурением (м) по карте Б
80	-1235	-1245	-10	-1253	-18
76	-1220	-1217	+3	-1221	-1
78	-1227	-1231	-4	-1219	+8
79	-1234	-1225	+9	-1222	+12
Значение среднеквадратичного отклонения (м)			$\pm 7,2$		$\pm 11,5$

Рисунок 1.2. Проверка последующим бурением структурных карт по горизонту Г. Северо-Часельская площадь. А – технология многоуровневой сейсморазведки, Б – стандартный подход.

Реализация принципа многоуровневости на практике означает, что первоначально необходимо выполнить учет влияния рельефа и ЗМС, и лишь затем строить глубинно-скоростную модель более глубоких горизонтов, включающую толщу мерзлоты [64-69], при этом точность подобной глубинно-скоростной модели будет в значительной степени определяться точностью учета влияния рельефа и ЗМС.

Наибольшее значение имеет выбор уровня и скорости приведения, а также предварительный учет ЗМС.

При наличии в пределах площади работ значительных трендовых перепадов отметок рельефа, следует воспользоваться переменным, “облегающим рельеф”, уровнем приведения.

Несоблюдение принципа многоуровневости на этапе кинематической обработки и интерпретации данных МОВ-ОГТ приводит к систематическим искажениям эффективных и средних скоростей, а следовательно – и результативной глубинно-скоростной модели.

Необходимо также учитывать современную тенденцию, состоящую в том, что отображения структурных элементов глубинных горизонтов в поле кинематических параметров представляют собой аномалии гораздо менее значительные, чем искажающие факторы ВЧР, поскольку (как уже было отмечено выше) предметом поиска в настоящее время являются в основном малоамплитудные и малоразмерные объекты, т.е. объекты размерами 2 – 5 км и амплитудой 10 – 15 м.

Еще раз напомним, что аномалии ВЧР размером (полупериодом) 2 – 5 км являются весьма характерными, кроме того, по данным статистического обобщения 15-летнего опыта применения многоуровневой сейсморазведки, величина локальных аномалий ВЧР, характерная для северных районов Западной Сибири, составляет (среднеквадратически) 10 - 15 мс, что соответствует амплитуде (во временной области) объектов поиска.

Поэтому в настоящее время достоверность выявления глубинных структурных объектов может быть обеспечена только при условии знания не только параметра времени (t_0), но и параметра скорости.

Именно информация о средних скоростях, извлекаемая из сейсмических данных, является основой построения глубинно-скоростной модели среды, при этом достоверность такой глубинно-скоростной модели напрямую зависит от точности определения эффективных скоростей ($V_{огт}$).

В свою очередь, точность определения эффективных скоростей, если под этим подразумевать определенное соответствие между эффективными и средними скоростями, фактическими и сейсмическими глубинами, зависит от точности учета неоднородностей ВЧР, главным образом, факторов рельефа, ЗМС и мерзлоты.

Как уже говорилось выше, среднеквадратическая погрешность 5 м, согласно теории ошибок, обеспечивает обнаружение структуры амплитудой 10 м с вероятностью 90 % (для прямоугольного распределения), поэтому среднеквадратическую точность 5 м в современных условиях можно рассматривать в качестве необходимой, критической величины. Если реальная погрешность результатов сейсмической съемки больше критической – обнаружение перспективного объекта с упомянутой вероятностью уже не обеспечивается.

Обеспечение такого уровня точности ГСМ является крайне сложной задачей, граничит с допущениями традиционной модели кинематической обработки и интерпретации данных МОВ-ОГТ, основанной на аппарате статических поправок и гиперболической аппроксимации годографов, и требует применения специальных методических подходов на всех стадиях сейсмических исследований.

Назрела необходимость применения *комплексной адаптивной* технологии кинематической инверсии данных сейсморазведки.

Комплексная технология – значит интегрирующая в интересах целевого процесса данные различных этапов, уровней и методов исследований, а *адаптивная* – значит основанная на корректировке параметров технологии в интересах целевого процесса по системе обратной связи с проверкой качества текущего решения по оговоренным количественным критериям.

Принципиальная блок-схема упомянутой комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии приведена на рисунке 1.4.

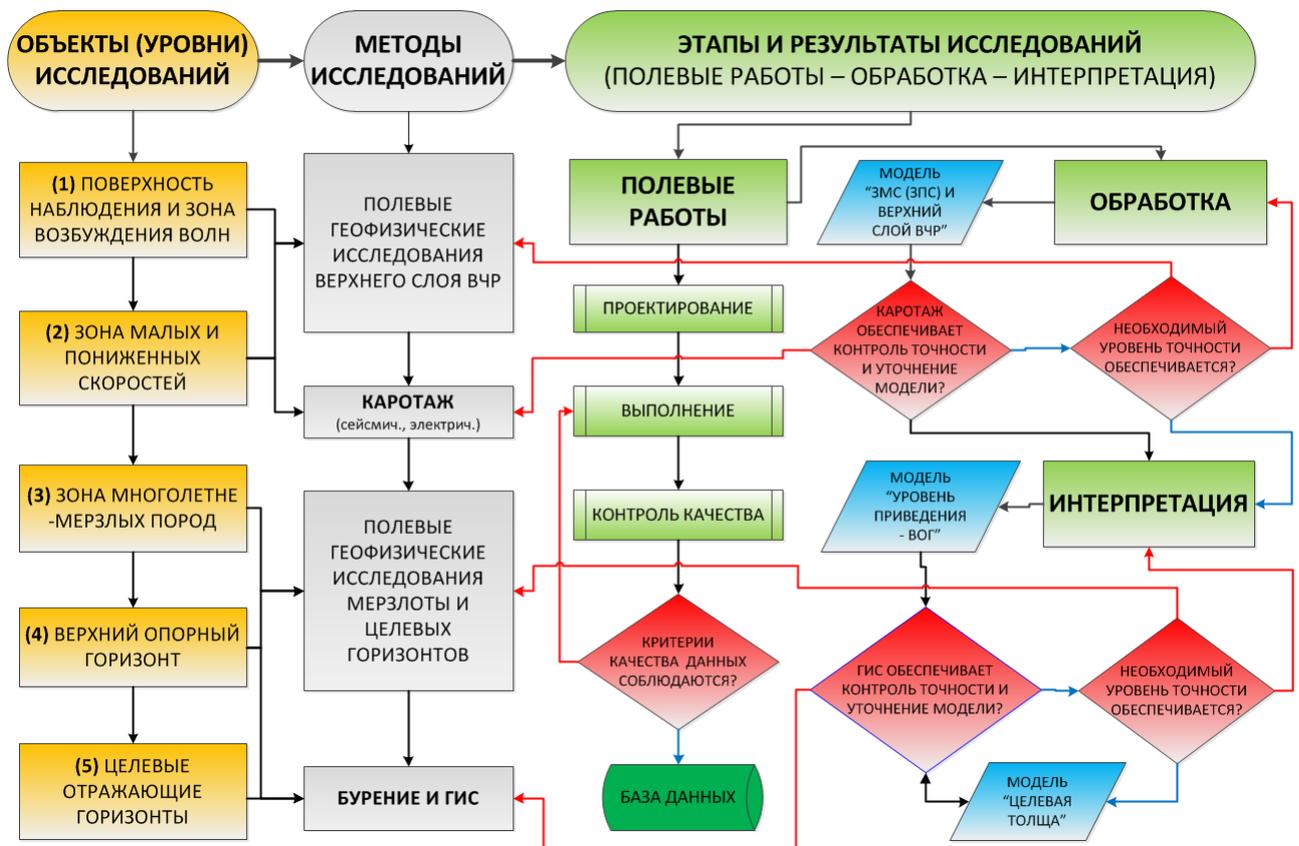


Рисунок 1.4. Принципиальная блок-схема комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии данных МОВ-ОГТ в условиях неоднородной ВЧР (для северных районов Западной Сибири)

Схема состоит из 3 блоков, все основные элементы которых находятся в соответствии с точки зрения глубинности изучаемых объектов, а также методов и этапов их исследований.

В основе схемы – последовательный (сверху вниз) подход к изучению и построению ГСМ разреза, характерный для практики многоуровневых сейсмических исследований.

В схеме присутствуют цепочки обратной связи и “веховые” точки, в которых принимаются решения о переходе к следующему этапу построения ГСМ, возврате на предыдущий, а также о необходимости проведения дополнительных исследований.

Первый уровень исследований относится к поверхности наблюдений и зоне возбуждения волн. На нем решаются задачи определения вертикального времени, постфактум-контроля глубины погружения заряда и оптимальности условий возбуждения волн, расчета времени пробега и средней скорости в ЗМС.

Для успешного решения этих задач необходимо использование первых вступлений в самом ближайшем интервале удалений при малом (2-10 м) шаге приемных каналов.

Наибольшее значение здесь имеет точность определения вертикального времени и глубины погружения заряда, поскольку эти параметры являются ключевой априорной информацией.

Второй уровень исследований ориентирован на изучение и построение модели зоны малых и пониженных скоростей – ЗМС (ЗПС), оценку скорости в подстилающем слое, выявление зон развития приповерхностной мерзлоты.

Успешное решение этих задач возможно на основе комбинированного использования вертикального времени, первых вступлений и каротажа неглубоких скважин (МСК).

Особо важное значение на данном этапе имеет информация МСК, поскольку может (и должна) напрямую использоваться для внутреннего контроля точности модели верхнего слоя ВЧР и уточнения этой модели.

Отсутствие или недостаточность данных МСК является основанием для проведения этих исследований, недостаточная точность модели верхнего слоя ВЧР по результатам контроля МСК – основанием для проведения

специализированных исследований ВЧР или корректировки параметров основной сейсмической съемки.

Что касается необходимых количественных показателей точности модели верхнего слоя ВЧР, то по результатам расчетов, выполненных Бевзенко Ю.П., было установлено, что применение специализированных прямых методов изучения ВЧР способно обеспечить определение параметров верхнего слоя модели с общей среднеквадратической погрешностью порядка 1.5 мс (если перевести параметры модели в величину временной поправки).

Этот уровень точности и является критическим для эффективного решения задач кинематической инверсии.

Третий уровень исследований ориентирован на изучение толщи многолетнемерзлых пород и построение ее эффективной глубинно-скоростной модели на основе комплексного использования волн первых вступлений и отраженных волн неглубоких горизонтов, связанных с границами мерзлоты (чаще с кровлей, при благоприятных условиях – с подошвой).

Для успешного решения этих задач требуются специализированные полевые геофизические исследования: МОВ-микроОГТ, МОВ-ОГТ 2D и 3D (в том числе многокомпонентные) в модификации UNIQ/Q, георадарные технологии электроразведки повышенной глубинности [35], малоглубинные ЗСБ. Некоторую полезную информацию о строении мерзлой толщи можно извлечь из традиционных съемок МОВ-ОГТ 2D и 3D.

С точки зрения адаптации геофизической модели крайне важна скважинная информация о распределении свойств мерзлоты, которую можно извлечь из исследований ВСП и ГИС.

Четвертый уровень исследований – верхний опорной горизонт, залегающий на первые сотни метров ниже подошвы ММП, что для северных районов Западной Сибири соответствует интервалу глубин 500-800 м.

Согласно имеющимся расчетам [65, 69], если точность модели верхнего слоя ВЧР составляет (среднеквадратически) 1.5 мс, то при фланговой кратности не менее 6-и и соотношении L_{\max}/H не менее 1.5 для ВОГ может быть

обеспечен критический (5 м) уровень среднеквадратической погрешности определения сейсмической глубины $H = t_0 * V_{огт} / 2$.

Задача данного уровня – восстановить (с необходимой критической точностью) структурную поверхность ВОГ на основе использования всей совокупной информации о модели вышележащей толщи.

Методы контроля точности – по внутренней сходимости сейсмических глубин или скважинным данным.

Отсутствие или недостаточное количество скважинных данных ограничивает возможности адаптации параметров технологии кинематической интерпретации и может привести к остаточным длиннопериодным искажениям результативной ГСМ.

Недостаточная точность сейсмической ГСМ по внутренней сходимости является основанием для применения более оптимальной методики полевых сейсморазведочных работ, недостаточная точность сейсмической ГСМ по скважинным данным (при хорошей внутренней сходимости) является основанием для адаптации параметров технологии кинематической интерпретации.

Если оценки точности ГСМ по внутренней сходимости и скважинным данным близки или совпадают – то значит внутренние резервы оптимизации технологии построения ГСМ исчерпаны, а дальнейшее снижение неопределенностей ГСМ применительно к данной методической реализации сейсмической съемки уже нереализуемо.

Все сказанное выше полностью применимо и к пятому, конечному этапу построения ГСМ, ориентированному на целевые отражающие горизонты ниже ВОГ.

1.3. Программное обеспечение для имитационного 2D-моделирования неоднородных слоистых сред (пакет REFRA+)

Во всех экспериментах прямого кинематического 2D-моделирования, результаты которых будут представлены в настоящей работе, использовался разработанный автором программный пакет REFRA+.

REFRA+ - средство имитационного моделирования, предназначенное для решения широкого круга задач.

Программа REFRA+ осуществляет прямое кинематическое 2D-моделирование времен годографов отраженных волн в рамках пластовой неоднородной модели среды.

Число слоев и изменчивость скорости при этом не ограничивается, однако для устойчивости расчетов рекомендуется придерживаться гладкого, пликативного поведения глубин и интервальных скоростей модели.

Трассирование лучей производится с задаваемым угловым шагом.

Для конкретного горизонта трассирование прекращается при превышении заданного соотношения текущей глубины горизонта и удаления выхода сейсмического луча.

Результаты трассирования сохраняются в виде табличного файла (ПК, угол, удаление, время).

Файл описания исходной пластовой модели имеет вид:

ПК – ALT_{pp} – Нскв – Винт₁ – ALT₁ - ... Винт_n – ALT_n

Шаг между ПК можно задавать произвольным, однако после загрузки необходимо выполнить интерполяцию с равным шагом.

Величина ПК задается в метрах.

Начальный и конечный пикет профиля, шаг ПВ и соотношение ПП/ПВ задается в параметрах программы.

Уменьшение углового шага трассирования и шага ПВ, увеличение числа горизонтов ведет к пропорциональному увеличению время счета программы.

После выполнения лучевого трассирования пользователь может выбрать интересующие горизонты и осуществить (для всего профиля или фрагмента) построение сейсмической глубинно-скоростной модели.

Сейсмическая ГСМ строится на основе гиперболической параметризации годографов.

Результаты параметризации годографов сохраняются в виде табличного файла (номер горизонта, ПКогт, t_0 , $V_{огт}$, коэффициент корреляции...и т.д.)

На основе данных погоризонтной параметризации строится сейсмическая ГСМ в формате, соответствующем файлу описания исходной пластовой модели.

Предусмотрен режим визуализации исходной (фактической) и результирующей (сейсмической) ГСМ.

Предусмотрен режим параметризации годографов с применением статических или переменных по удалению-времени поправок за скоростные неоднородности отдельных слоев.

Таким образом, авторский программный продукт – пакет “REFRA+” сочетает кинематическое моделирование МОВ-ОГТ-2D для изменчивых слоистых сред с расчетом (путем гиперболической аппроксимации годографов) сейсмической глубинно-скоростной модели, с возможностью применения к модельным данным поправок за ВЧР, как статических, так и переменных по удалению-времени (аналог процедуры пересчета волнового поля к однородной модели).

Это обеспечивает все необходимые условия для моделирования и анализа основных факторов неоднозначности результатов кинематической обработки и интерпретации сейсмических данных МОВ-ОГТ.

1.4. Проблемы использования $V_{огт}$ для построения глубинно-скоростных моделей

Информация о средних скоростях, извлекаемая из сейсмических данных, очень важна при наличии региональных и/или относительно локальных аномалий интервальных скоростей, связанных с изменением флюидонасыщения и вещественного состава пород, а также зонами АВПД (их часто принимают за так называемые “инверсные” структуры).

Не всегда для глубинных преобразований в северных районах Западной Сибири удастся использовать сейсмические скорости ($V_{огт}$).

Можно назвать несколько основных причин.

Субъективные.

1. Применение неадекватных поверхностным и глубинным сейсмогеологическим условиям методик МОВ-ОГТ (неудачный выбор типа

источника, глубины погружения и веса заряда, системы группирования, шага ПП и ПВ, минимального и максимального удаления).

2. Применение упрощенных подходов к учету ВЧР, неизбежных при отсутствии данных специализированных сейсморазведочных работ по изучению ВЧР и оперировании лишь аппаратом статических поправок.

Следствием являются изначально низкое качество первичных данных, низкая точность и достоверность результатов обработки и интерпретации.

Как правило, этих причин достаточно, чтобы использование сейсмических скоростей для формирования глубинно-скоростной модели среды стало если не бессмысленным, то малоэффективным.

В тоже время, при проведении сейсморазведочных работ и обработки по более обоснованным методикам, вполне можно рассчитывать на положительный эффект от использования Vogt [70].

В качестве примера, на серии рисунков 1.5.а-в показаны результаты структурных построений без использования (рисунок 1.5.а, б) и с использованием (рисунок 1.5.в) Vogt по горизонту Б.

На рисунке 1.5.г показана разность двух последних структурных карт.

Работы проводились по технологии многоуровневой сейсморазведки в 2003 г. на одной из площадей (р-н поселка Куто), характеризующейся изменчивым строением ЗМС и мерзлоты.

Как видим, несмотря на то, что применялись полученные по технологии многоуровневой сейсморазведки поправки за ВЧР, использование осредненных Vogt обеспечило значительно меньшую среднеквадратическую невязку (*сигма*) с данными бурения, чем использование одного нормального скоростного закона.

Теперь об объективных причинах неудач при использовании Vogt.

1. При учете неоднородностей высокоскоростного слоя (мерзлоты) статическими поправками проявляется так называемый “эффект преломления”, вследствие чего исключение аномалий t_0 не приводит к соответствующему исправлению скоростей суммирования [72, 73, 183, 184]. Особенно значительны остаточные погрешности Vogt (Ногт) при размерах аномалий, меньших, чем длина расстановки.

При этом динамика остаточной погрешности $\text{Ногт} = t_0 * \text{Vogt} / 2$ имеет разнонаправленный характер, т.е. для одних размеров аномалий и интервалов глубин погрешность Ногт увеличивается, а других – уменьшается (с

увеличением глубины). В целом можно сказать, что если размер аномалии превышает длину приемной расстановки, то погрешность Ногт с глубиной будет уменьшаться [183, 184], если размер аномалии меньше – будет наблюдаться отмеченная выше разнородная тенденция [72, 73].

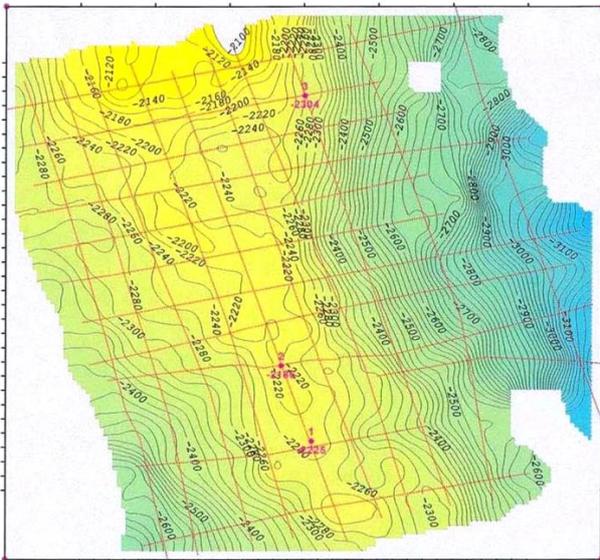


Рисунок 1.5.а. Структурная карта по ОГ Б без учета ВЧР, построенная с нормальным скоростным з-м. $S = 35$ м (3 скв)

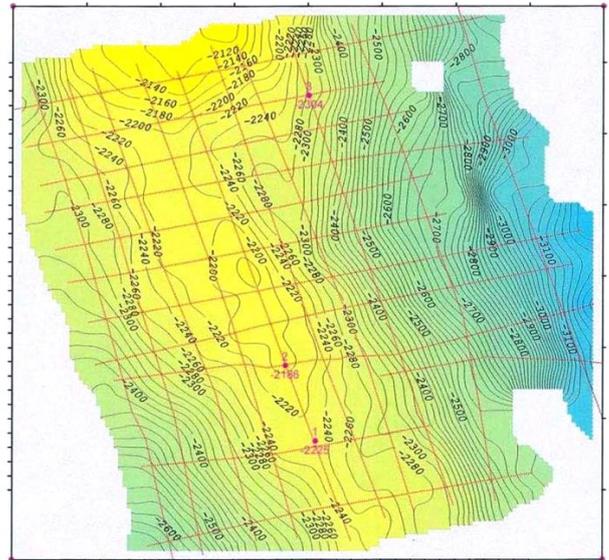


Рисунок 1.5.б. Структурная карта по ОГ Б после учета ВЧР, построенная с нормальным скоростным з-м. $S = 17$ м (3 скв)

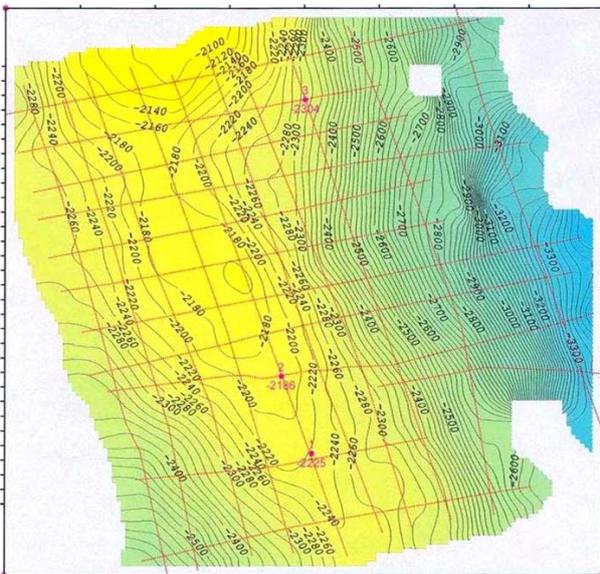


Рисунок 1.5.в. Структурная карта по ОГ Б после учета ВЧР, построенная с использованием осредненных на базе 8 км Ногт $S = 5$ м (3 скв)

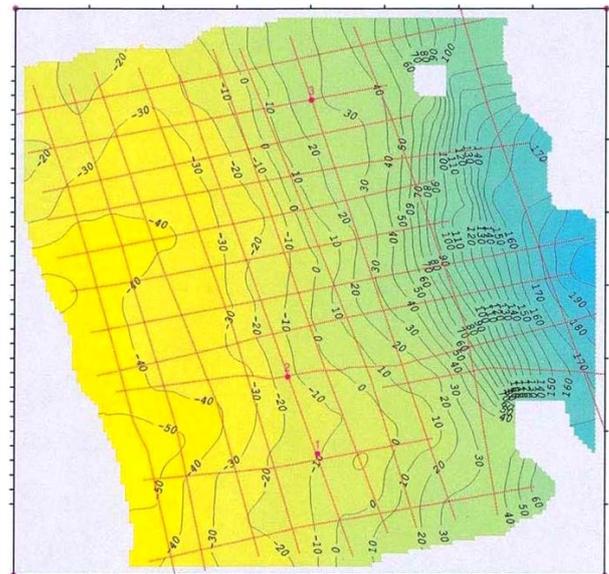


Рисунок 1.5.г. Результат вычитания карты, построенной через Ногт, из карты с нормальным скоростным законом

На рисунке 1.6.а в сравнении показаны исходные (верхний ряд) и сейсмические глубинно-скоростные модели (нижний ряд) для различных размеров аномалий высокоскоростного неоднородного слоя. Сейсмические модели рассчитаны с применением статических поправок за вышеупомянутую неоднородность. Иллюстрация дает общее представление о величине и динамике остаточных погрешностей $H=to*V_{огт}/2$.

Уже упомянутый выше разнонаправленный характер тенденции изменения погрешностей $Н_{огт}$ четко виден на рисунке 1.6.б, где приведены графики остаточных погрешностей $Н_{огт}$ в зависимости от глубины для 5 различных периодов (Т) аномалий (Т = 1, 1.5, 2, 3 и 4 км).

Модель, использованная при расчете, приведена на рисунке 1.6.в (для Т = 3 км).

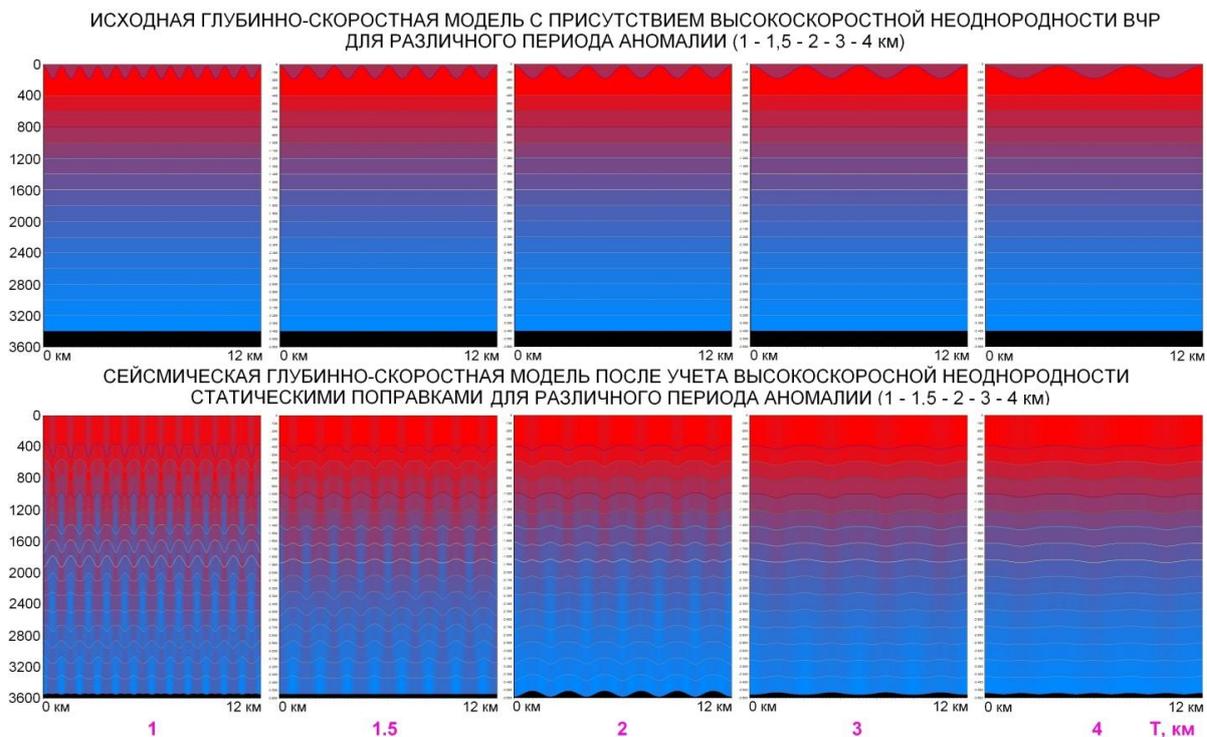


Рисунок 1.6.а. Сравнение исходных и сейсмических глубинно-скоростных моделей при различных размерах (периодах) аномалий высокоскоростного неоднородного слоя

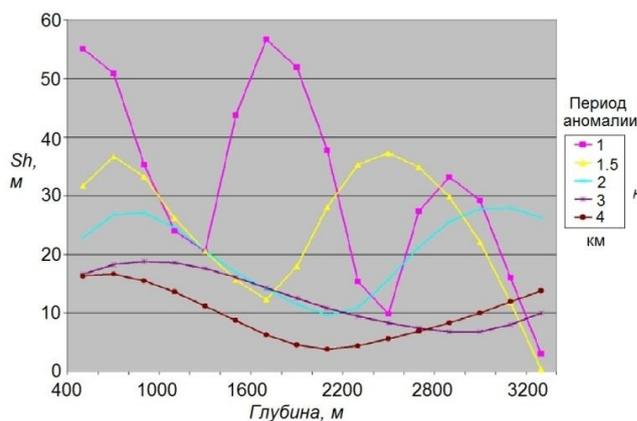


Рисунок 1.6.б. Графики остаточных средне-квадратических погрешностей Ногт в зависимости от глубины горизонта после ввода статических поправок за мерзлоту для различных периодов аномалии.

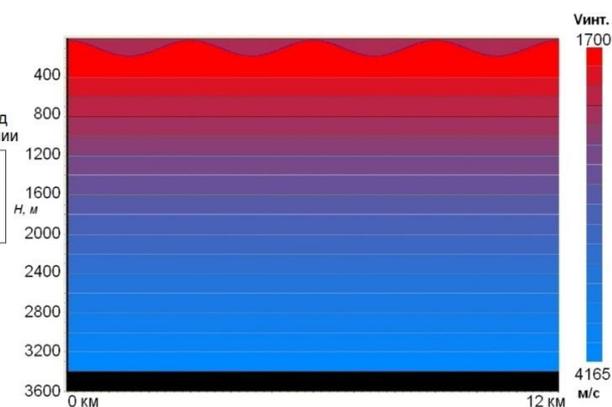


Рисунок 1.6.в. Глубинно-скоростная модель с периодом неоднородности верхнего высокоскоростного слоя (мерзлоты) $T=3$ км.

Видно, что зависимость погрешности Ногт от глубины имеет явно периодический характер.

Модель представляет из себя высокоскоростной ($V_{\text{инт.}}=2500$ м/с) слой с гармонично (по косинусоидальному закону) меняющейся конфигурацией нижней границы, который подстигается более низкоскоростным ($V_{\text{инт.}}=1700$ м/с) слоем, плоско-горизонтальные границы раздела слоев модели следуют с шагом 200 м в интервале глубин 400 – 3400 м, причем интервальные скорости закономерно возрастают с глубиной с плавно убывающим градиентом.

Изменение мощности мерзлого слоя подобрано таким образом, чтобы на уровне временных разрезов имели место знакопеременные аномалии ± 30 мс (что укладывается в выявленный путем статистического обобщения среднеквадратический размер локальных аномалий ВЧР 10 - 15 мс). Параметры системы наблюдений – шаг ПП=ПВ=50 м, интервал удалений при скоростном анализе принят равным $\pm H$.

Сейсмические глубинно-скоростные модели для частного случая $T = 3$ км до и после учета влияния мерзлоты статическими поправками показаны на рисунке 1.6.г, д.

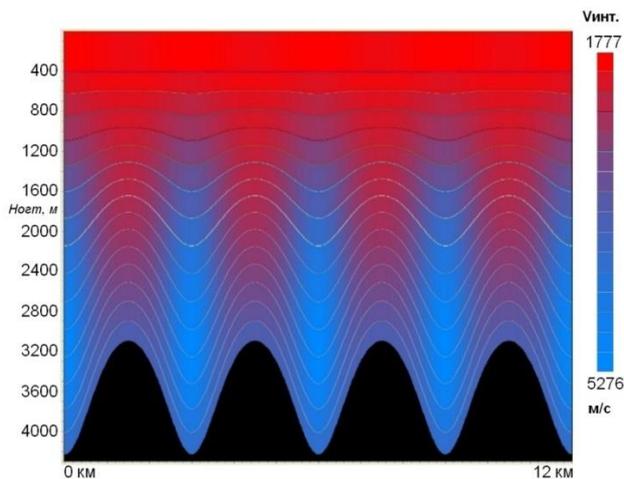


Рисунок 1.6.г. Разрез Ногт и поле Винт. до учета влияния мерзлоты ($T=3$ км)

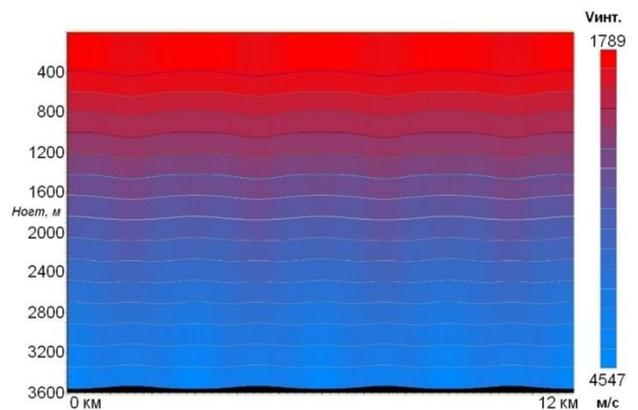


Рисунок 1.6.д. Разрез Ногт и поле Винт. после ввода статических поправок за влияние мерзлоты ($T=3$ км)

Как видим, главным действующим фактором в данном типе моделей является период (T) аномалий, и упомянутый выше разнородный характер тенденций изменения погрешностей Ногт с глубиной в диапазоне периодов 1 – 4 км наблюдается весьма четко.

Заметим, что это наиболее проблематичный, и в тоже время самый актуальный в современных условиях период аномалий, вне зависимости от того, идет речь о целевых объектах или искажающих факторах ВЧР.

Ведь именно аномалии строения среды, меньше либо соизмеримые с размерами приемных расстановок, должны сейчас быть предметом особого внимания, т.к. основной прирост запасов в условиях Западной Сибири происходит и будет происходить за счет малоразмерных объектов, т.е. объектов поперечными размерами 2-5 км и амплитудой 10-15 м.

Ранее мы уже определили уровень точности 5 м (среднеквадратически) в качестве критического для современных условий.

Если обратиться к рисункам 1.6.а, б то видно, что данный уровень остаточных погрешностей Ногт при учете мерзлоты статическими поправками не обеспечивается, остаточные погрешности значительно (в разы) больше.

Это означает, что статические поправки нельзя считать по настоящему эффективным средством устранения искажений географов, обусловленных неоднородностями строения мерзлой толщи.

2. Остаточные искажения сейсмических скоростей и глубин могут быть следствием ошибочных допущений о базовой глубинно-скоростной модели ВЧР при учете неоднородностей мерзлоты по методикам, основанным на построении некоторой эффективной неоднородной модели с последующим приведением (пересчетом) волнового поля к более однородной модели (Интерсейс, Geodepth, Prime, алгоритмы сейсмической томографии, глубинной претек-миграции сейсмограмм ОГТ).

При грубых допущениях о модели строения мерзлого слоя остаточные погрешности скоростей суммирования (сейсмических глубин) могут быть вполне соизмеримыми с результатами применения статических поправок, об этом свидетельствуют результаты соответствующего эксперимента (см. ниже).

3. При региональном характере изменений свойств (толщины и/или интервальной скорости) высокоскоростного слоя структурные построения по параметру $\text{Ногт} = t_0 * V_{\text{огт}} / 2$ содержат в себе систематические погрешности с разнородной в зависимости от глубины динамикой.

Для анализа характера и величины погрешностей Ногт, обусловленных изменениями свойств высокоскоростного слоя, для размера аномалии 10 км была рассчитана серия исходных (рисунок 1.7.а) и соответствующих сейсмических (рисунок 1.7.б) глубинно-скоростных моделей. За основу была принята уже рассмотренная выше модель (рисунок 1.6.а). Модели высокоскоростного неоднородного слоя рассчитывались с соблюдением принципа постоянства его “временной мощности”, соответствующей искажающему эффекту ± 30 мс по нижележащим горизонтам, всего было сформировано 6 вариантов моделей, из них 3 - типа “переменная мощность – постоянная скорость” ($V_{\text{инт.}} = 2000$ м/с, 2500 м/с, 3000 м/с) и 3 – типа “постоянная мощность – переменная скорость” ($\text{Нинт.} = 125$ м, 150 м, 175 м).

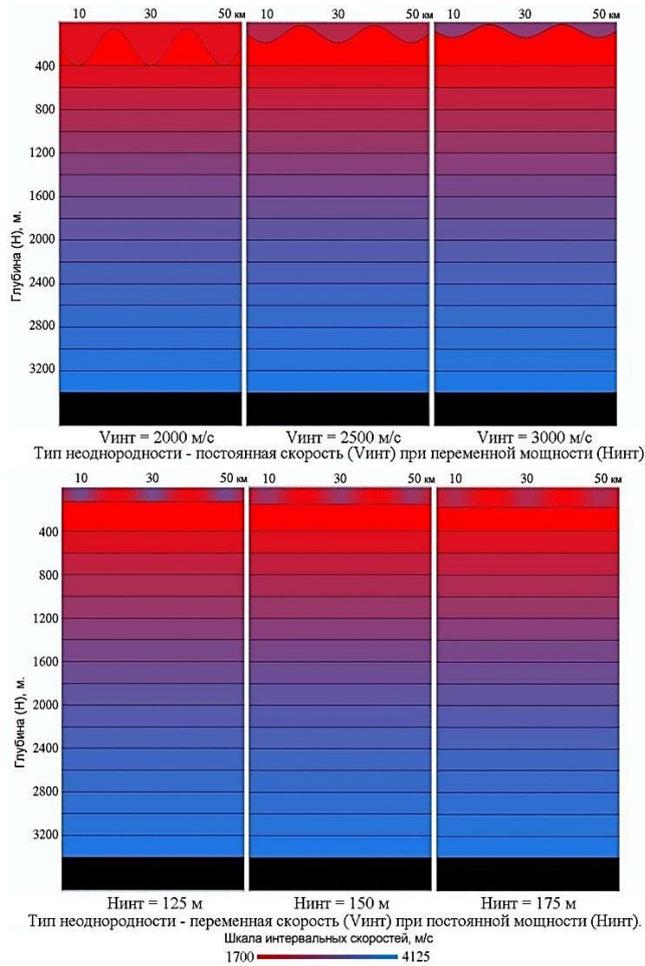


Рисунок 1.7.а. Базовые глубинно-скоростные модели, рассчитанные по принципу постоянства временной аномальной мощности неоднородного слоя ($T/2=10$ км)

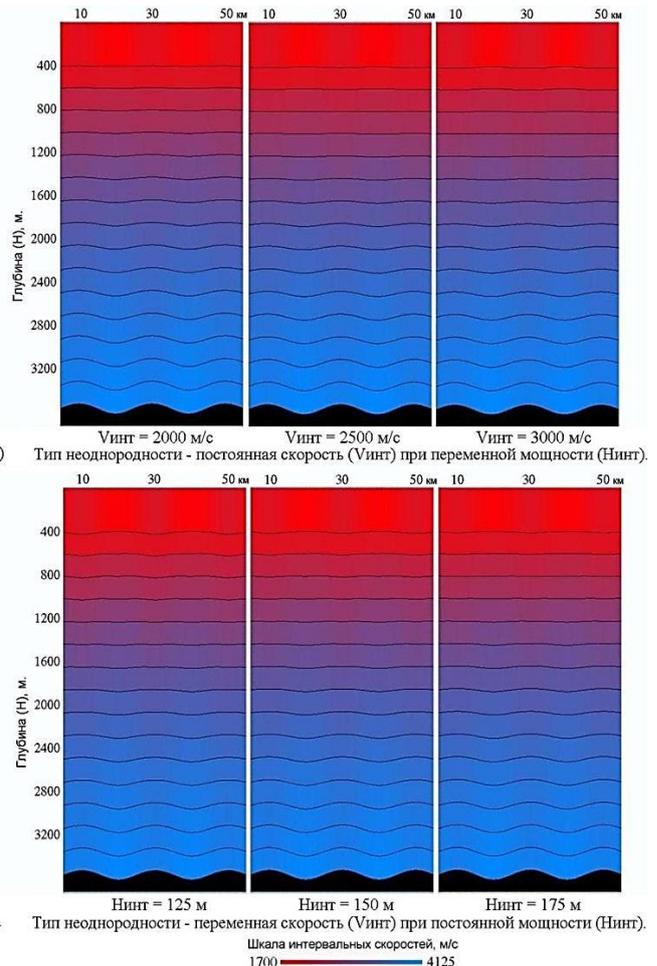


Рисунок 1.7.б. Сейсмические глубинно-скоростные модели, соответствующие базовым моделям неоднородностей высокоскоростного слоя ($T/2=10$ км)

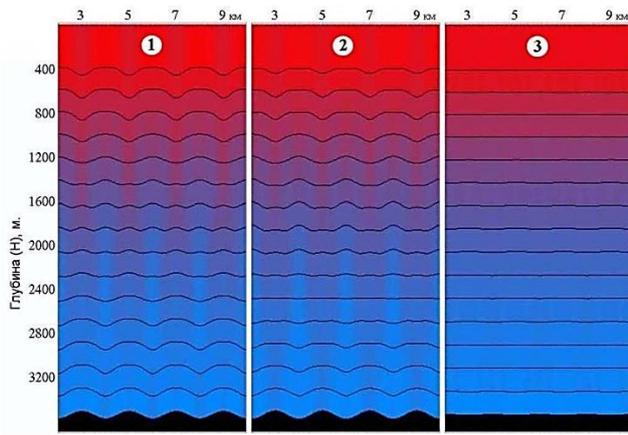
Для анализа характера и величины остаточных погрешностей Ногт при использовании различных аппаратов ввода поправок за локальные неоднородности высокоскоростного слоя, для размеров аномалии 1 км и 2 км были сформированы исходные и рассчитаны сейсмические глубинно-скоростные модели с использованием 3-х подходов к учету неоднородностей высокоскоростного слоя: статическими поправками (1), статическими поправками с коррекцией за угол подхода [183] (2), пересчетом волнового поля к более однородной модели (3) (рисунок 1.8.а, б).

Анализируя результаты эксперимента, можно сделать следующие выводы и наблюдения.

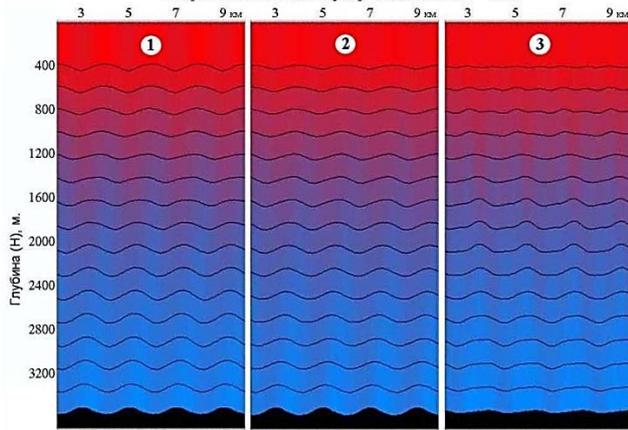
1. Вне зависимости от типа неоднородности верхнего слоя (изменение скорости либо изменение толщины) для относительно глубоко залегающих (М, Б) горизонтов наблюдается сходный характер погрешностей Ногт, что создает на этапе интерпретации предпосылки для применения статистического подхода к учету их влияния, основанного на закономерностях между корректирующей поправкой во временной области и погрешностью сейсмических глубин Ногт [70, 71, 74, 75].

2. Динамика изменения погрешностей Ногт с глубиной имеет разнонаправленный характер, например увеличению “временной мощности” (аномальному уменьшению времени пробега) в высокоскоростном слое соответствует завышение Ногт неглубоких (400 - 600 м) горизонтов, и, наоборот, занижение Ногт относительно глубоко залегающих (уровень М, Б) горизонтов.

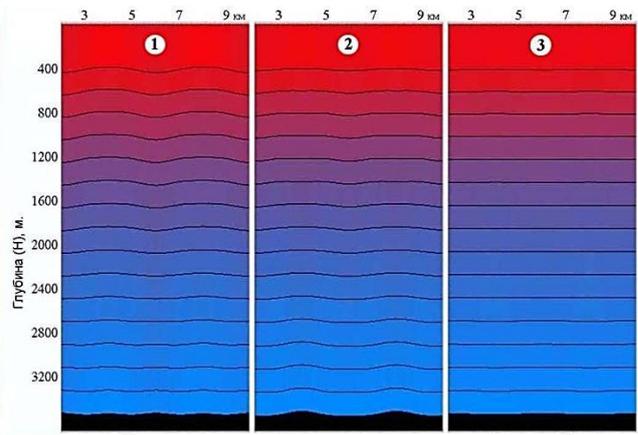
3. При учете неоднородностей высокоскоростного слоя пересчетом волнового поля к более однородной модели, неадекватные допущения о типе неоднородности (т.е. чем вызвана аномалия – изменением толщины или интервальной скорости в слое) приводят к остаточным погрешностям сейсмических глубин, соизмеримым с результатами использования статических поправок.



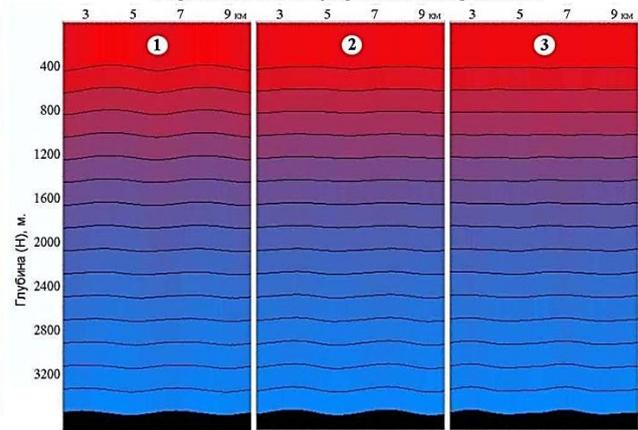
Тип неоднородности - переменная мощность при постоянной скорости 3000 м/с, полупериод аномалии = 1 км.



Тип неоднородности - переменная скорость при постоянной мощности 150 м, полупериод аномалии = 1 км.



Тип неоднородности - переменная мощность при постоянной скорости 3000 м/с, полупериод аномалии равен 2 км.



Тип неоднородности - переменная скорость при постоянной мощности 150 м, полупериод аномалии = 2 км.

Рисунок 1.8.а. Сопоставление сейсмических глубинно-скоростных моделей ($T/2=1$ км), полученных с применением различных подходов к учету неоднородностей высокоскоростного слоя (**1** – статические поправки, **2** – статические поправки с коррекцией за угол подхода, **3** – пересчет волнового поля в допущении о типе неоднородности “переменная мощность – постоянная скорость $V_{\text{инт.}}=2500$ м/с”)

Рисунок 1.8.б. Сопоставление сейсмических глубинно-скоростных моделей ($T/2=2$ км), полученных с применением различных подходов к учету неоднородностей высокоскоростного слоя (**1** – статические поправки, **2** – статические поправки с коррекцией за угол подхода, **3** – пересчет волнового поля в допущении о типе неоднородности “переменная мощность – постоянная скорость $V_{\text{инт.}}=2500$ м/с”)

4. При правильном допущении о типе модели высокоскоростного слоя можно добиться существенной минимизации остаточных ошибок сейсмических скоростей (глубин) в рамках подходов, основанных на пересчете волновых полей.

5. При учете влияния неоднородностей высокоскоростного слоя ВЧР через рассчитанную по параметру Ногт структурную карту неглубоко залегающего (400-800 м) горизонта нежелательно вводить полную поправку, т.к. в этом случае неизбежно произойдет “замешивание” погрешностей, обусловленных региональными изменениями свойств высокоскоростного слоя. Это является одним из доводов в пользу того, что на этапе кинематической обработки целесообразно ограничиться устранением локальных (размером 1 – 6 км) неоднородностей высокоскоростного слоя, а более длиннопериодную составляющую – учесть на этапе интерпретации [71, 74, 75].

Сущность упомянутого интерпретационного подхода состоит в устранении остаточных погрешностей определения сейсмических глубин, обусловленных длиннопериодными изменениями свойств высокоскоростного слоя верхней части разреза, в результате чего достигается повышение точности структурных построений.

Данная методика будет подробно рассмотрена в отдельной главе.

1.5. Общая характеристика и особенности основных типов неоднородностей ВЧР

Основными аномалиеобразующими объектами ВЧР в Западной Сибири являются зона малых скоростей (ЗМС) и зона многолетнемерзлых пород (ЗММП).

Многолетняя мерзлота является характерным геологическим объектом северных регионов России.

Современное строение и состояние мерзлоты обусловлено, как составом промерзших пород, так и распределением в пространстве космического и внутриземного тепловых потоков.

Интерес к изучению детального строения мерзлых толщ в Западной Сибири обусловлен, в первую очередь, необходимостью учета аномалий

геофизических полей, обусловленных неоднородностями ВЧР, т.е. неоднородностями, связанными со строением мерзлоты.

Для общего познания процессов криогенеза следует обратиться к работе А.Л. Уошборна «Мир холода» 1988 года издания.

Одной из обобщающих работ по изучению мерзлых пород сейсмическим методом старого уровня является работа Б.М. Седова «Сейсмические исследования в районах многолетней мерзлоты».

Результаты попутных исследований криолитозоны в процессе выполнения сейсморазведочных работ изложены в отчетах ОАО «Тюменнефтегеофизика», ЗАО «ГЕРУС», ОАО НПФ «Сейсмические технологии». Начиная с 1983 года такие работы велись ежегодно и к настоящему времени мерзлота изучена более чем на 20-ти разведочных участках общей площадью более 8000 квадратных километров.

Относительно рассматриваемой проблемы - повышения точности сейсморазведки, - наиболее актуальным является районирование по особенностям вертикального строения и мощности многолетнемерзлых пород. Схема регионального районирования континентальной части Западно-Сибирской плиты по характеру вертикального строения и мощности толщ многолетнемерзлых пород приведена на рисунке 1.9. (Кудряшов В.Г., Трофимов В.Т., 1982 г.)

Согласно этой классификации, территория Западно-Сибирской плиты разделена на три зоны, в пределах каждой из которых выделяются области по глубине залегания подошвы толщ многолетнемерзлых пород, а в каждой области - районы по мощности толщи многолетнемерзлых пород, причем для северной и центральной зон рассматривается мощность толщи, залегающей непосредственно под слоем сезонного оттаивания, а для южной зоны - мощность реликтовой мерзлоты.

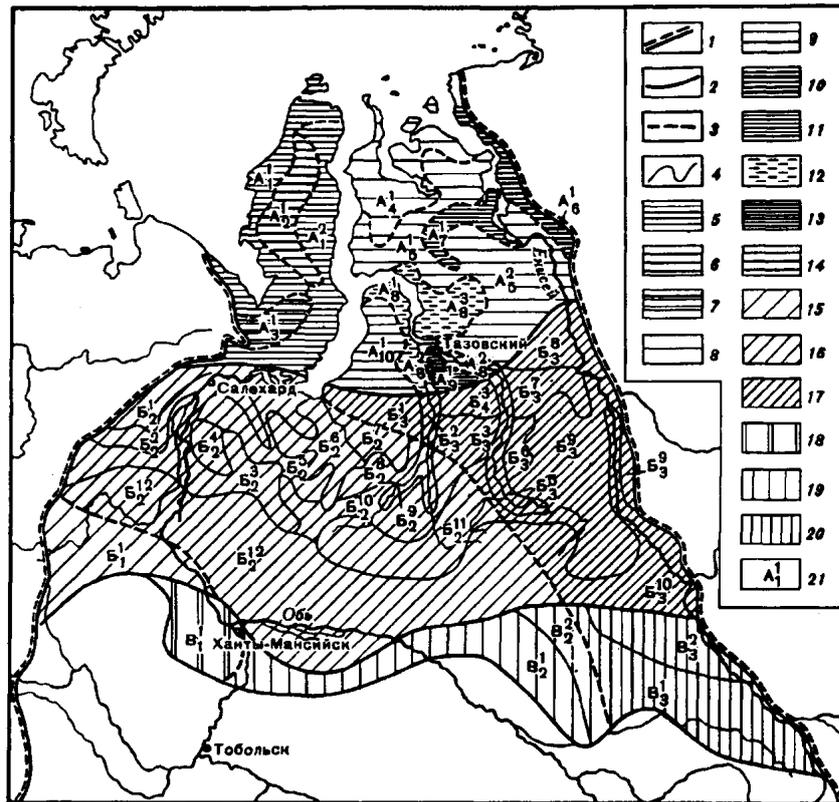


Рисунок 1.9. Схема регионального районирования континентальной части Западно-Сибирской плиты по характеру вертикального строения и мощности толщ многолетнемерзлых пород. [Кудряшов В.Г., Трофимов В.Т., 1982 г.]

Границы: 1 - Западно-Сибирской плиты, 2 - зон, 3 - областей, 4 - районов, 5-14 - области Северной зоны (5 - Ямальская периферийная, 6 - Центрально-Ямальская, 7 - Щучинско-Юрибейская, 8 - Северо-Гыданская, 9 - Центральногыданско-Большехетская, 10-Западнотаймырская, 11-Усть-Енисейско-Танамская, 12-Тазовско-Южногыданская, 13-Пур-Тазовская, 14-Тазовская); 15-17 - области центральной зоны (15-Северососьвинская юго-западная, 16 - Зауральско-Обско-Пуровская, 17 - Пур-Таз-Енисейская северо-восточная); 18-20 - области южной зоны (18-Кондинско-Обская, 19-Иртыш-Обь-Вахская, 20-Кеть-Енисейская); 21 - индекс района (буква соответствует зоне; цифра снизу - области, цифра сверху - номеру района данной области и зоны).

Северная зона, занимающая заполярные районы плиты, характеризуется главным отличительным признаком - преимущественно сплошным (монокристаллическим) строением мерзлой толщи, начиная с подошвы сезонно талого слоя. Талики существуют лишь под руслами рек и под озерами.

Сквозное протаивание - под руслами наиболее крупных рек, под губами и заливами.

Центральная зона занимает территорию от Северного полярного круга до южной границы распространения многолетнемерзлых пород, залегающих непосредственно под слоем сезонного протаивания.

Для этой зоны характерно, в основном, широкое развитие двухслойного строения мерзлоты. Однако, наряду с двухслойным строением во многих районах на севере зоны развиты сплошные по разрезу мощные мерзлые толщи, а также несливающиеся и глубокозалегающие мерзлые толщи.

Южная зона расположена к югу от границы распространения многолетнемерзлых пород, залегающих непосредственно под слоем сезонного промерзания. Южная граница этой зоны проводится во многих районах условно. В западной части плиты реликтовая мерзлота обнаружена близ широты г. Ивдель и пос. Горноправдинск, в центральной части - в долине р. Большой Юган, на востоке южная граница проходит в среднем течении р. Кеть.

Из анализа имеющихся материалов следует, что общая мощность толщи, охваченной криогенезом, увеличивается с юга на север. В этом же направлении происходит понижение температуры мерзлоты.

Следовательно, по мере продвижения с юга на север увеличивается и влияние аномалий мерзлой толщи на сейсмическое волновое поле.

Модели южной геокриологической зоны.

Для южной зоны характерны наиболее простые модели ВЧР.

Зона малых скоростей и подстилающий обводненный слой находятся в талом состоянии, скорость в ЗМС 400-700 м/с, скорость в подстилающем слое 1200-1600 м/с.

Реликтовая мерзлота в виде сплошной толщи либо островная.

Модели центральной геокриологической зоны.

Центральная геокриологическая зона характеризуется наиболее сложными моделями строения ВЧР.

Приповерхностная мерзлота, залегающая под слоем сезонного промерзания может быть сплошной, либо прерывистой. Верхняя ее граница может выходить на дневную поверхность, либо быть погруженной на глубину в

несколько десятков метров. Как правило, в пределах плоских водоразделов с тундровым ландшафтом мерзлота приближается к дневной поверхности. В долинах крупных рек, в лесных массивах под крупными озерами приповерхностная мерзлота испытывает погружение либо исчезает.

Зона малых скоростей, залегающая между дневной поверхностью и первым водоносным горизонтом может быть как в мерзлом, так и в талом состоянии. В первом случае скорость в ЗМС 800-1200 м/с, во втором 400-700 м/с. Скорость в подстилающем мерзлом слое 1900-3200 м/с, в талом 1200-1700 м/с.

Реликтовая мерзлота может сливаться с приповерхностной, либо залегать под талым слоем мощностью более 100 м.

Температура мерзлых толщ изменяется в широком диапазоне, поэтому скорость продольных волн в различных слоях мерзлоты изменяется в диапазоне от 1900 до 3500 м/с.

Поскольку в межмерзлотном талике температура близка к нулю, положение нижней границы приповерхностной мерзлоты может быть довольно неустойчивым.

Модели северной геокриологической зоны.

Северная геокриологическая зона характеризуется мощной сплошной толщей мерзлоты.

На большей части северной зоны мерзлая толща выходит на дневную поверхность.

Приповерхностные талики могут наблюдаться лишь под руслами крупных рек и озер.

Зона малых скоростей находится в основном в мерзлом состоянии.

Скоростная характеристика мерзлой толщи инверсионная, что соответствует постепенному повышению температуры мерзлого слоя сверху вниз от -6 - -9 град. С до 0 град. С. Поэтому скорость в приповерхностном слое может быть от 2200 до 4000 м/с, а на глубине 300-500 метров - 1900-2000 м/с.

ЗМС является объектом, препятствующим достижению оптимальных условий возбуждения (приема) волн.

Причины – ЗМС представляет собой необводненный слой, залегающий между границами раздела с высокими значениями коэффициента отражения. Коэффициент отражения границы “земля - воздух” близок к “-1”, коэффициент отражения границы “ЗМС - подстилающие” составляет порядка 0.55 – 0.75.

Поглощающие свойства ЗМС, которые на порядок выше, чем в подстилающих породах, превращают этот слой в своего рода фильтр низких частот. Амплитудный уровень высокочастотных компонент спектра при прохождении ЗМС резко падает.

Кроме того, при размещении заряда в пределах ЗМС резко возрастает уровень разного рода поверхностных помех (волны Релея, реверберации), форма сигнала отраженных волн осложняется волнами-спутниками с малыми временами задержки, спектр волнового поля смещается в низкочастотную область, отношение сигнал/помеха падает.

Исполнители производственных работ всегда стараются разместить заряд ниже подошвы ЗМС, однако это получается далеко не всегда. Причины – недостаточно адекватная сложности поверхностных условий техническая оснащенность буровых отрядов, явление выталкивания заряда выше водоупора при попадании скважины в напорный плавун, наконец, мощность ЗМС может превышать допустимые глубины бурения для ряда типов буровых установок.

ЗМС также является аномалиеобразующим объектом ВЧР, т.е. искажает t_0 и $V_{огт}$ нижележащих горизонтов. Как следствие, снижается точность и достоверность результатов сейсморазведочных работ.

Таким образом, основным препятствием на пути достижения необходимой точности результативной сейсмической глубинной модели является искажающее влияние ВЧР, и для решения поставленной задачи нужно, прежде всего, обеспечить соответствующую точность учета неоднородностей ВЧР, включающей ЗМС и мерзлоту.

Упомянутые объекты имеют принципиальные отличия с точки зрения возможности изучения и учета их влияния.

При наличии в ВЧР изменчивой зоны многолетнемерзлых пород, использование t_0 и $V_{огт}$ относительно неглубокого горизонта (верхнего опорного горизонта – ВОГ), залегающего ниже подошвы ММП, позволяет рассчитывать (с рядом оговорок) на достаточно точное восстановление структурной поверхности $H=t_0*V_{огт}/2$ этого горизонта при минимальной базе осреднения в плане.

Полученная таким образом структурная карта ВОГ может быть использована для замещения неоднородного слоя на более однородный (способ верхнего опорного горизонта).

Самый простой и часто используемый способ замещения – это замена слоя. Суть его состоит в применении статических поправок, рассчитанных как разность исходных и прогнозных t_0 . При этом прогнозные t_0 получают обычным пересчетом структурной карты ВОГ, исходя из некой наперед заданной “нормальной” зависимости средней скорости от глубины, либо используются существенно осредненные в плане $V_{огт}$ (региональная составляющая скорости).

Рисунок 1.10.а-г демонстрирует практический пример такого замещения мерзлого слоя. В сравнении показаны график $V_{огт}$ горизонта, залегающего ниже подошвы мерзлого слоя (а) и график t_0 горизонта Г (б). Наблюдается практически “идеальная” (в данном конкретном случае равная -0.95) обратная корреляционная связь как между t_0 и $V_{огт}$, так и между локальными отклонениями t_0 и $V_{огт}$. Приведены фрагменты временных разрезов без учета (в) и после учета (г) влияния мерзлоты. Опорный горизонт, параметры (t_0 , $V_{огт}$) которого были использованы, выделен красным.

Основным достоинством подобного подхода к замещению мерзлого слоя является относительная простота, исключение невязок t_0 на пересечениях профилей, исключение или минимизация аномального влияния мерзлоты на уровне временных разрезов.

Основным недостатком такого подхода является неучет “эффекта преломления” в модели длиннопериодной статики, вследствие чего исключение аномалий t_0 не приводит к соответствующей стабилизации эффективных скоростей.

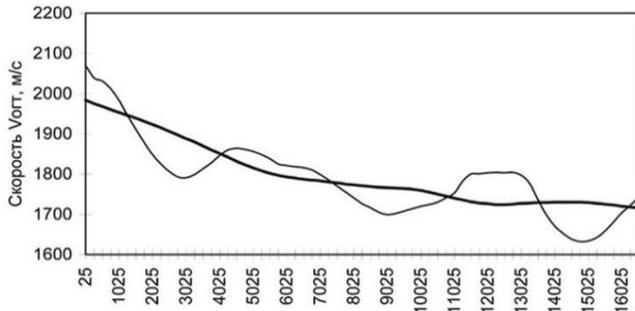


Рисунок 1.10.а. График $V_{огт}$ и региональной составляющей $V_{огт}$ ВОР.

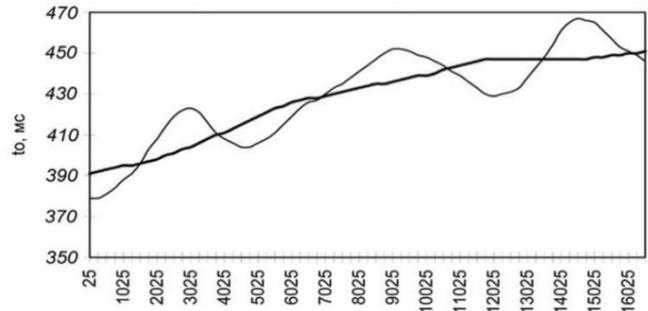


Рисунок 1.10.б. График t_0 и региональной составляющей t_0 ВОР.

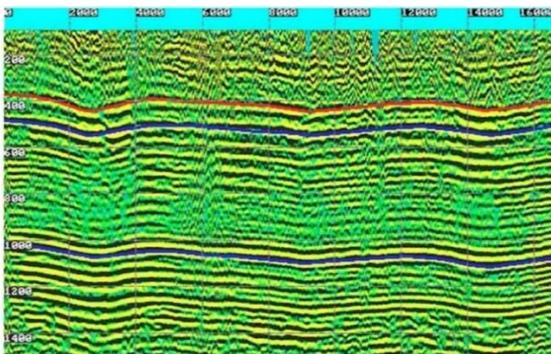


Рисунок 1.10.в. Временной разрез до учета неоднородностей мерзлоты.

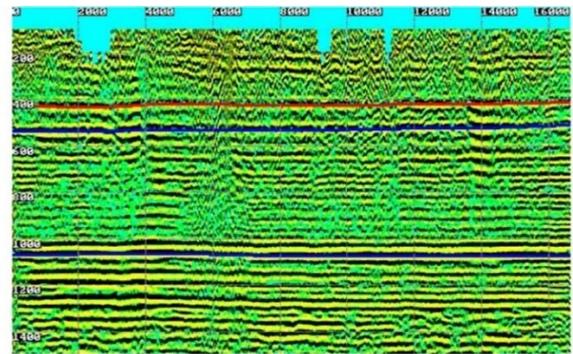


Рисунок 1.10.г. Временной разрез после учета неоднородностей мерзлоты.

Особенность искажающего влияния зоны малых скоростей состоит в том, что при отсутствии ее предварительного учета (например, статическими поправками), исходная глубинно-скоростная модель неглубоких (включая и толщю мерзлоты) горизонтов будет заведомо искаженной, т.е. при наличии ЗМС на относительно точное восстановление глубин $H = V_{огт} * t_0 / 2$ неглубоких горизонтов рассчитывать нельзя.

С другой стороны, учет ЗМС статическими поправками обеспечивает соответствующее “исправление” $V_{огт}$ и практически не зависит от глубины горизонта и размера аномалии.

Для подтверждения вышеизложенного, на серии иллюстраций приведены обобщенные результаты эксперимента с 2-мя простыми, но совершенно

реалистичными (для северных районов Западной Сибири) моделями типа “ЗМС” и “МЕРЗЛОТА” (рисунки 1.11 – 1.12.а-д). Каждая сейсмическая модель представлена в двух видах – исходном и после ввода корректирующих статических поправок за неоднородности 1 слоя. Уже знакомая нам по п.1.2 базовая модель являет собой совокупность плоских горизонтальных слоев толщиной 200 м каждый, залегающих в интервале глубин 400 - 3400 м, пластовая скорость в которых увеличивается с глубиной с плавно уменьшающимся градиентом, верхняя часть разреза представлена слоями со скоростью 500 м/с (ЗМС) и 2500 м/с (мерзлота), скорость в подстилающих породах равна 1700 м/с, конфигурация нижней границы первого слоя меняется по гармоническому закону таким образом, чтобы для глубинных горизонтов в поле t_0 наблюдались гармоничные знакопеременные аномалии с предельным отклонением 30 мс, идентичные для моделей типа “ЗМС” и “МЕРЗЛОТА”.

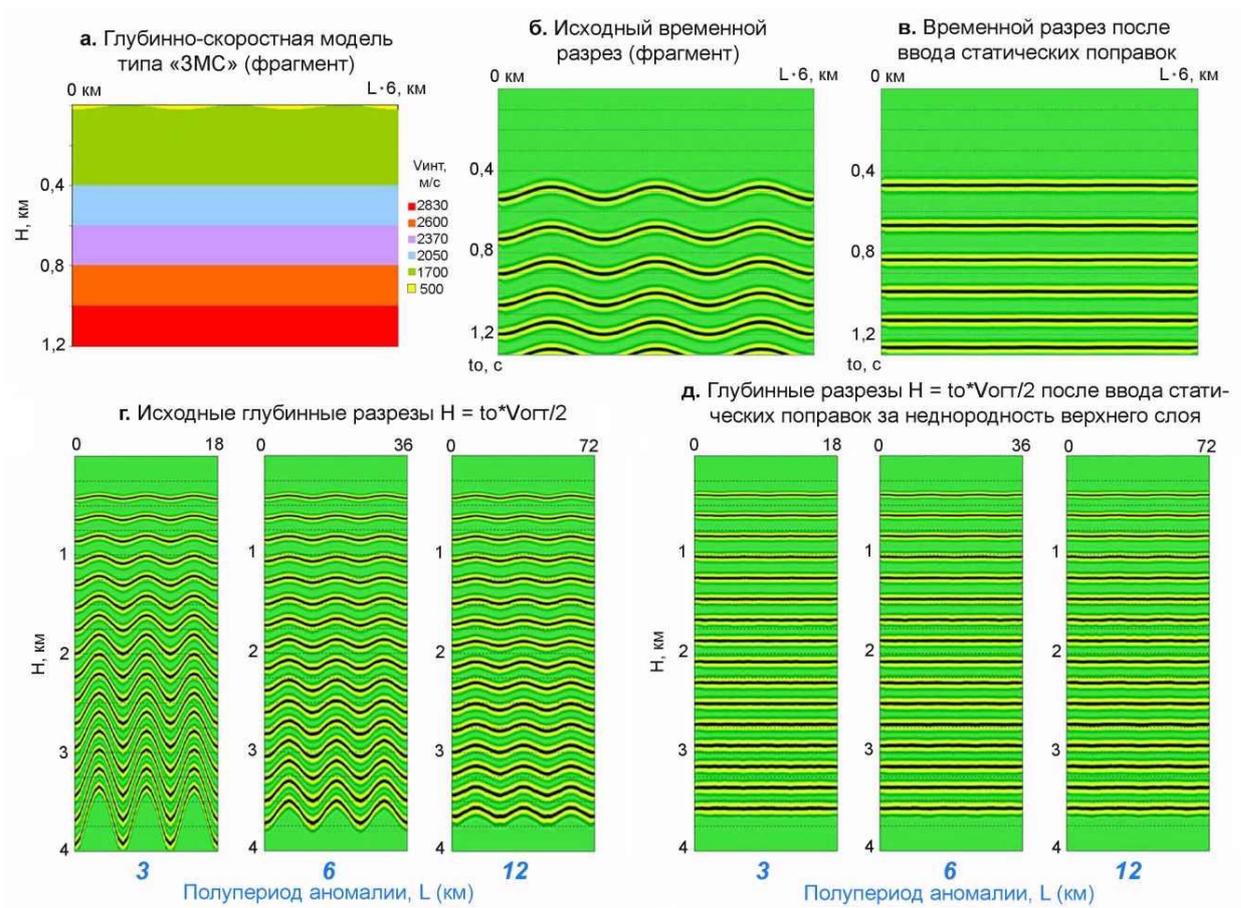


Рисунок 1.11. Модель типа “ЗМС”.

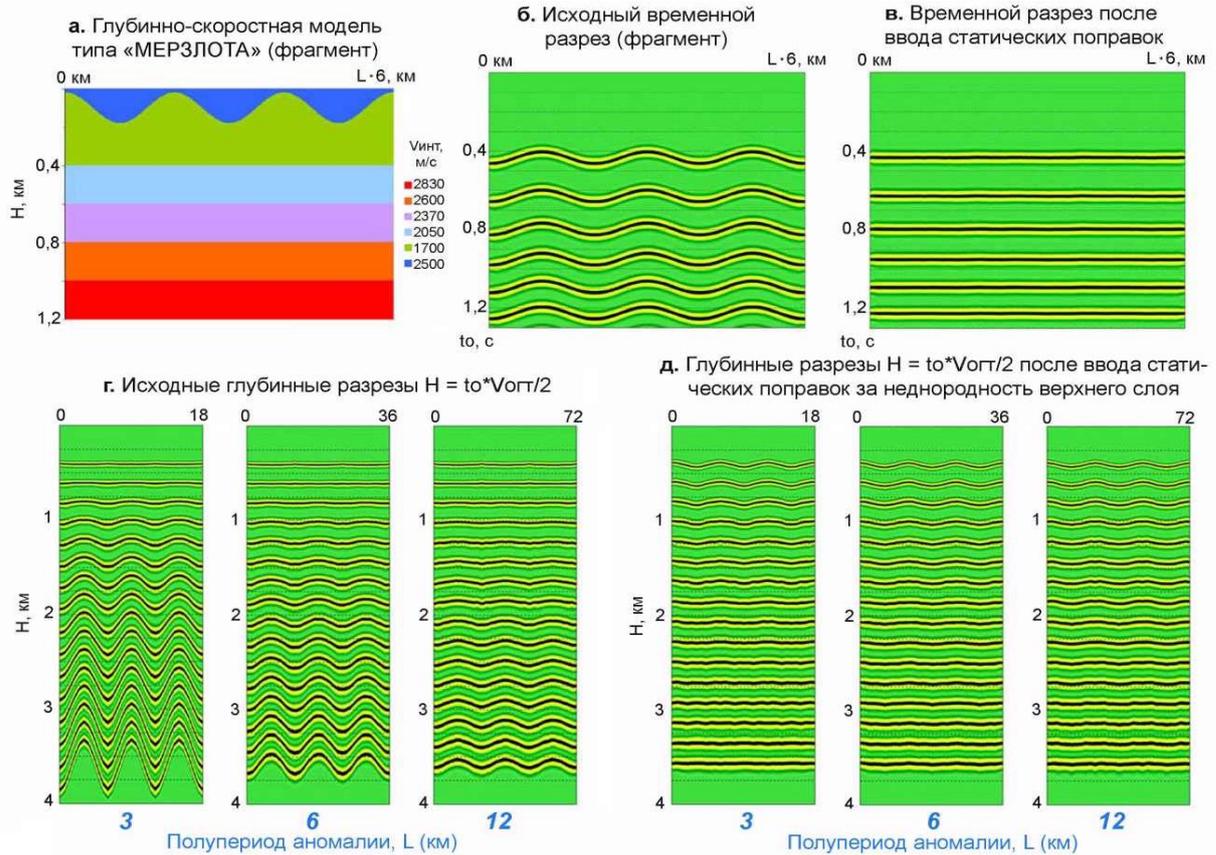


Рисунок 1.12. Модель типа «МЕРЗЛОТА».

Результаты прямого кинематического моделирования двух видов неоднородностей ВЧР – низкоскоростных (модель типа «ЗМС», рисунок 1.11) и высокоскоростных (модель типа «МЕРЗЛОТА», рисунок 1.12) представлены для аномалий размером (полупериодом) 3, 6 и 12 км, полный же диапазон размеров аномалий в эксперименте составлял 1 – 18 км.

О выводах для модели типа «МЕРЗЛОТА».

Непосредственное использование t_0 и V_{avg} обеспечивает относительно точное (среднеквадратически 3-5 м) восстановление глубин только для наиболее мелкозалегающих (400 - 600 м) горизонтов – при поперечных размерах аномалий 2 км и более.

При дальнейшем увеличении глубин горизонтов среднеквадратические погрешности резко возрастают, например для $L = 2$ км при увеличении глубины на 200 м – от 600 м до 800 м (т.е. на 1/3), погрешность возрастает от 6 до 18 м, т.е. в 3 раза.

При глубинах 1000 - 1200 м использование Vogt позволяет рассчитывать на верное определение только региональной ($L = 12, 18$ км) составляющей структурного плана.

Даже при относительно длиннопериодных ($L = 12, 18$ км) изменениях мощности мерзлого слоя использование Vogt не обеспечивает правильного восстановления структурного плана “глубоких” (уровень М-Б) горизонтов. Имеет место тенденция завышения глубины Ногт при уменьшении мощности мерзлого слоя и занижения – при увеличении мощности. При этом среднеквадратические величины подобных ошибок могут составлять 15-25 м. Подобные тенденции должны анализироваться и учитываться при картопостроении с использованием Vogt.

Минимальный (4 - 6 м) уровень среднеквадратических остаточных погрешностей глубин Ногт после ввода поправок за мерзлоту наблюдается только для относительно глубоко залегающих (более 2000 м) горизонтов при поперечных размерах аномалий 1 – 6 км.

Во всем остальном спектре глубин и размеров аномалий учет неоднородностей мерзлоты статическими поправками не обеспечивает соответствующего “исправления” Vogt. Остаточные погрешности глубин Ногт при этом меняются в самых широких пределах.

Как видим, учет неоднородностей мерзлоты статическими поправками с точки зрения характера распределения и величин остаточных ошибок может привести к неоднозначным и неудовлетворительным результатам.

Не будет большим преувеличением, что статические поправки за влияние мерзлоты имеют декоративный по существу характер, не являются по настоящему эффективным инструментом учета влияния мерзлоты на кинематические характеристики отраженных волн.

При таком упрощенном подходе к учету мерзлоты и подобном уровне остаточных искажений, результирующая глубинно-скоростная модель среды неизбежно будет иметь интегральный характер. В этом случае, будет

маловероятным выявление тонких особенностей структурного строения разреза.

О выводах по модели типа “ЗМС”.

Исходная среднеквадратическая погрешность определения глубин Ногт для наиболее мелкозалегающих (400 - 600 м) горизонтов при поперечных размерах аномалий 2 и более км составляет 10-20 м, что в 3-4 раза больше, чем при наличии мерзлоты. Наблюдается тенденция завышения глубины Ногт при утолщении и занижения глубины при сокращении толщины низкоскоростного слоя (ЗМС).

Как видим, при наличии ЗМС использование параметров (t_0 и $V_{огт}$) неглубоких горизонтов для расчета глубин приводит к серьезным погрешностям, как в локальном, так и региональном плане.

В то же время, после ввода статических поправок в интервале глубин 400-2600 м остаточные среднеквадратические погрешности Ногт составляют 2-3 м, что от 2 до 10 раз меньше соответствующих ошибок для модели “МЕРЗЛОТА”.

Таким образом, статические поправки являются эффективным средством учета неоднородностей ЗМС, что принципиальным образом отличается от ситуации с мерзлотой. Если мерзлота отсутствует – при учете ЗМС статическими поправками есть возможность построения достаточно точной и детальной глубинно-скоростной модели среды, обеспечивающей возможность выявления тонких особенностей глубинно-скоростного строения.

Приведенные выше результаты моделирования и теоретические расчеты свидетельствуют, что при использовании традиционных приемов учета ЗМС и мерзлоты, для неглубоких (400 - 800 м) горизонтов можно достичь среднеквадратической точности $H = V_{огт} * t_0 / 2$ порядка 3-5 м.

Из теории известно, что для надежного, с вероятностью 90 % обнаружения структуры необходимо, чтобы погрешность определения глубины была в 2 раза меньше амплитуды, т.е. для структуры амплитудой 10 м необходима среднеквадратическая погрешность сейсморазведки 5 м.

Таким образом, надежное выявление малоамплитудных объектов для относительно неглубоких горизонтов является реальным, однако при этом необходимо добиться максимальной точности учета влияния ЗМС и рельефа.

1.6. О проблеме точности результативных сейсмических глубинно-скоростных моделей

Принципы и условия, определяющие точность результативных сейсмических глубинно-скоростных моделей, можно разделить на 2 группы.

Первая группа связана с представлением о *последовательности и этапности* учета влияющих факторов ВЧР. Наиболее полное и теоретически обоснованное выражение это находит в принципе многоуровневости сейсмических исследований.

При этом весьма значимым является вопрос использования либо не использования на этапе обработки полной поправки за мерзлоту, т.е. суммы локальной и трендовой составляющих искажающего влияния данного объекта [70, 74]. По мнению автора, данному вопросу в существующей практике не уделяется должного внимания.

Проблема тут состоит в следующем.

С одной стороны, при вводе полной поправки за мерзлоту достигается “приятная глазу геолога” прямая корреляционная связь между t_0 (как правило, того-же горизонта, который использовался для расчета полной поправки за мерзлоту) и отбивками по данным бурения.

С другой стороны, поскольку полная поправка за мерзлоту рассчитывается, как правило, от структурной карты неглубокого (С, Г) горизонта с использованием в качестве замещающего некоего единообразного “нормального” скоростного закона, никогда нельзя быть уверенным в том, что этот закон, справедлив для всей площади работ, всегда есть вероятность “замешивания” в полную поправку за мерзлоту влияние геологических факторов толщи между опорным горизонтом и подошвой ВЧР, а это

достаточно реально, особенно при интенсивном газонасыщении сенонско-сеноманской части геологического разреза.

Нельзя также игнорировать длиннопериодную составляющую погрешности структурного плана верхнего опорного горизонта, связанную с влиянием целого ряда факторов - неточностей учета рельефа, ЗМС, региональных изменений свойств перекрывающей толщи.

В любом случае, ввод полной поправки за мерзлоту не гарантирует сохранения качественных корреляционных связей “ t_0 – Н бурения” по более глубоким горизонтам – из-за естественных изменений интервальных скоростей внутри изучаемой толщи.

Более того, ввод полной поправки за мерзлоту может привести к возникновению интенсивных краевых эффектов и значительных систематических невязок между соседними партиями, даже отработанными и обработанными по одинаковым технологиям, но в несколько полевых сезонов в пределах более крупной площади.

Если же при камеральной обработке используется только локальная составляющая поправок за мерзлоту – гарантируется не искажение результативных t_0 и $V_{огт}$ вышеупомянутыми при рассмотрении варианта полной поправки факторами.

В последнем случае исключается переобработка отработанных и обработанных по одинаковым технологиям соседних партий, т.к. краевые эффекты, не говоря уже о систематических расхождениях t_0 – будут минимизированы по определению.

Примеры карт поправок за локальные неоднородности мерзлоты и за региональную составляющую искажений показаны на рисунке 1.13.а, б.

Многолетний опыт работы с мерзлотой как с уникальным объектом, требующим осмысленного отношения как на этапе обработки, так и на этапе интерпретации, свидетельствует в пользу необходимости применения двухэтапного подхода к ее учету – локальных неоднородностей на этапе обработки и аномалий регионального характера на этапе интерпретации.

Упомянутый подход к учету неоднородностей мерзлой толщей еще будет рассмотрен более детально и предметно.

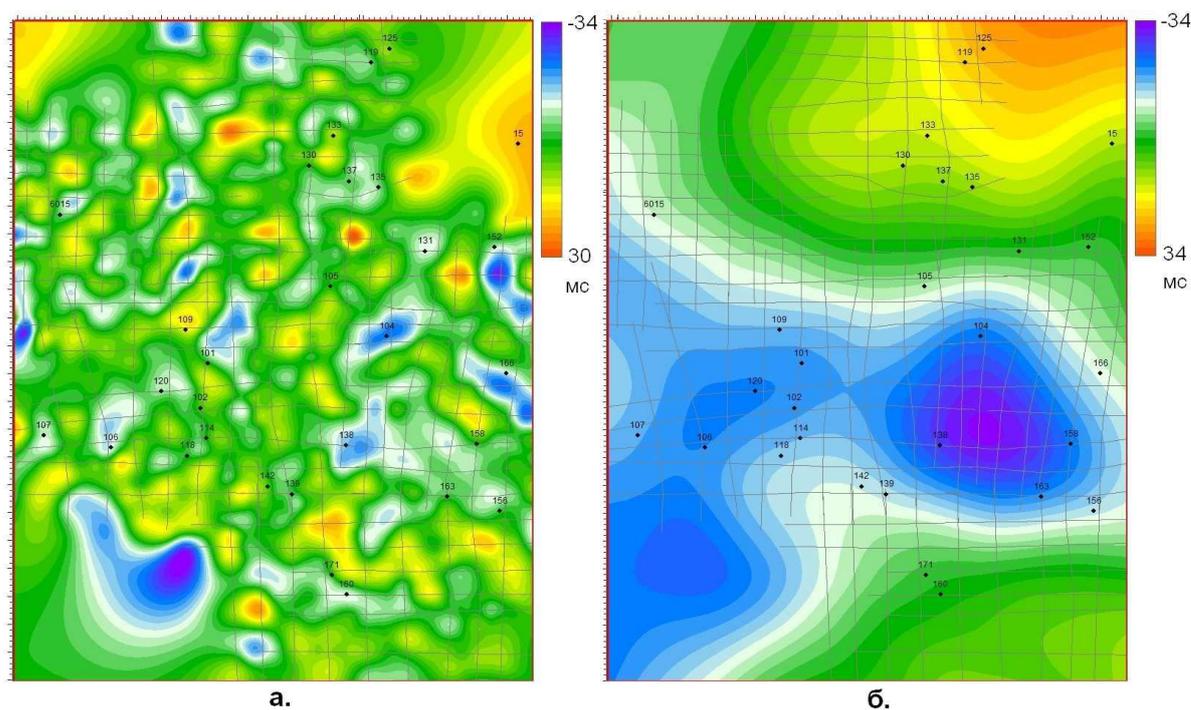


Рисунок 1.13. Карты поправок за локальную (а) и региональную (б) составляющую влияния мерзлой толщи (р-н г. Ханты-Мансийска)

Вторую группу принципов и условий, обеспечивающих точность сейсмических моделей, можно назвать *методической*.

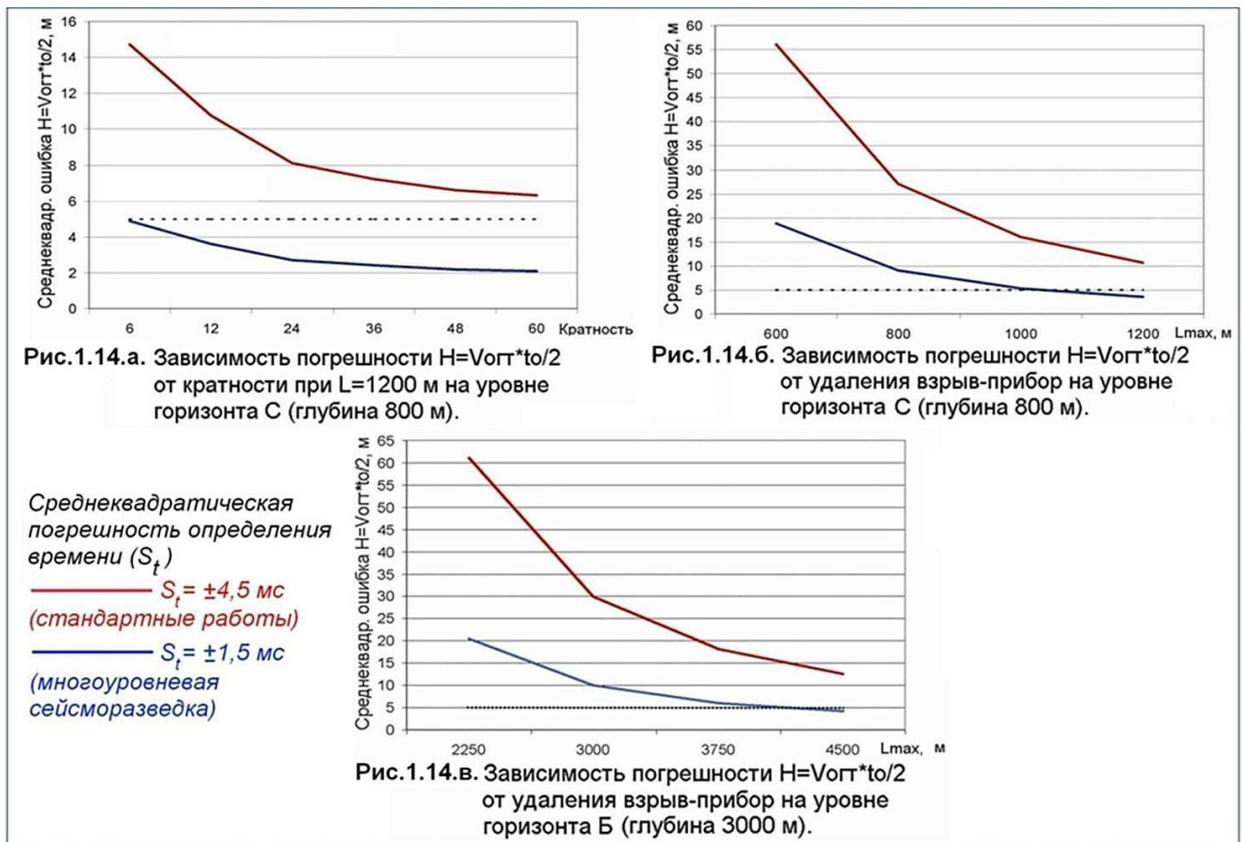
Самое главное здесь - адекватность параметров систем наблюдений решаемым задачам как с точки зрения изучения объектов и границ ВЧР, так и с точки зрения точности глубинно-скоростной модели целевых объектов.

Необходимо помнить, что точность учета неоднородностей ВЧР и точность модели ВЧР является необходимым, но не достаточным условием, поскольку есть и другие значимые факторы, такие как условия возбуждения-приема волн, параметры группирования приемников (источников), кратность, минимальное и максимальное удаление источник-приемник.

Из совокупности проведенных теоретических исследований и практического опыта применения многоуровневой сейсморазведки [64, 65, 67, 69] следует, что для формирования адекватной глубинно-скоростной модели до верхнего опорного горизонта, включающей толщу мерзлоты, должно

обеспечиваться 6-12-кратное (для фланга) прослеживание горизонтов в интервале глубин от 400 до 800 м при точности учета влияния рельефа и ЗМС порядка 1.2 – 1.5 мс (среднеквадратически) и максимальном удалении источник-приемник не менее 1.5 глубины изучаемого горизонта (последний принцип относится в полной мере и к более глубоким горизонтам).

Графики зависимости погрешностей определения сейсмических глубин от кратности и удаления источник-приемник показаны на рисунке 1.14.а-в. Пунктиром обозначен критический уровень точности 5 м, необходимый для надежного ($P = 90\%$) выявления целевого объекта амплитудой 10 м.



Графики рассчитаны с использованием известной формулы Пузырева для погрешности $V_{эф}$ и формулы, позволяющей оценить погрешность глубины по погрешностям t_0 и $V_{эф}$, исходя из $H=V_{огт} \cdot t_0/2$.

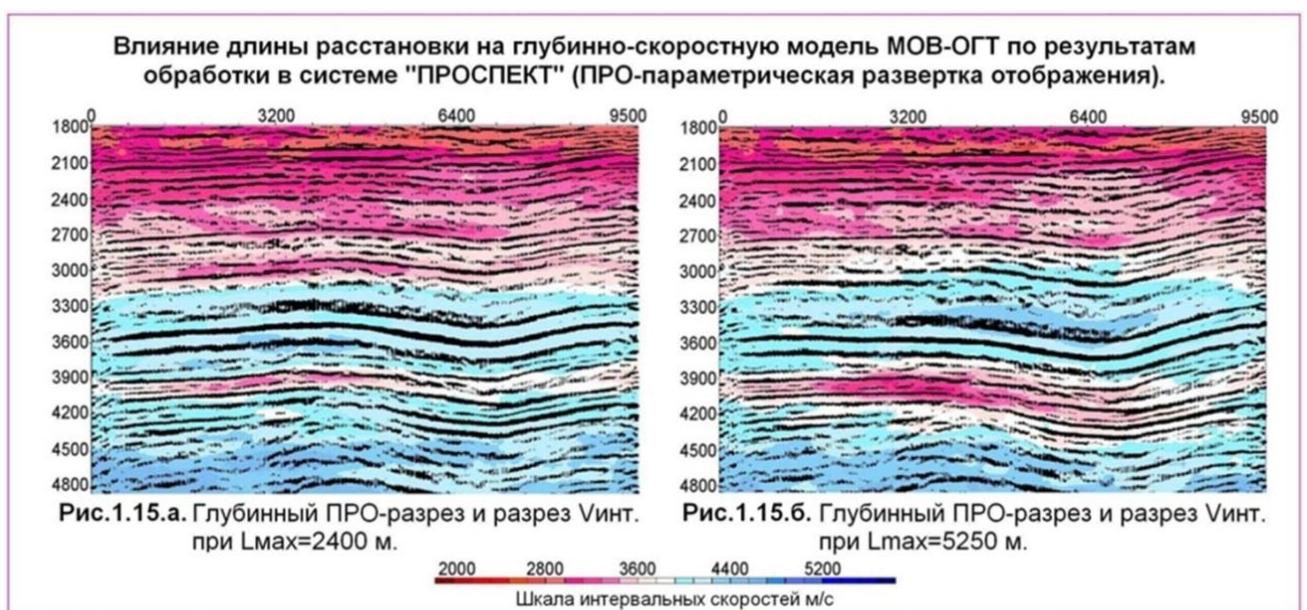
Численные значения погрешностей определения времени, характерные для стандартных методик сейсморазведочных работ, и технологии многоуровневой сейсморазведки, приняты по работе “Многоуровневая высокоточная сейсморазведки в районах развития многолетней мерзлоты” (Бевзенко Ю.П.,

диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук, г. Тюмень, 2004).

На рисунке 1.15.а, б показаны фрагменты глубинных разрезов, полученных, при прочих равных условиях, с различным максимальным удалением взрыв-прибор. Как видим, несмотря на применение высокотехнологичной обрабатывающей системы “ПРОСПЕКТ”, основанной на способе ПРО (параметрической развертки отображений) [105, 106], при $L_{max} = 2400$ м (рисунок 1.15.а) на глубинах, превышающих 2000 м начинают проявляться искажения, которые в итоге приводят к появлению ложного антиклинального перегиба, который полностью отсутствует по результатам обработки с $L_{max} = 5250$ м (рисунок 1.15.б).

Интересен факт, что эта явно ложная по результатам кинематической обработки “антиклинальная структура” имеется и на временных разрезах с учетом ВЧР, причем имеет унаследованный характер, амплитуда “структуры” закономерно увеличивается с увеличением времени, т.е. без серьезного использования кинематических параметров глубоких горизонтов геологическая интерпретация этого “объекта” привела бы к ложным результатам.

Отсутствие антиклинального перегиба в данном примере является фактом, подтвержденным последующим бурением.



С вопросом точности учета влияния рельефа и ЗМС напрямую связана также проблема выбора уровня приведения.

При обработке сейсмических данных, как правило, применяются априорные статические поправки за рельеф от постоянного уровня приведения.

Вместе с тем, при наличии в пределах площади значительных перепадов отметок рельефа использование постоянного уровня приведения теоретически не обоснованно, т.к. в этом случае проявляется уже рассмотренный “эффект преломления”, вследствие чего исправление времени годографа вводом постоянной для каждого ПВ и ПП статической поправки не сопровождается необходимой корректировкой эффективной скорости.

В результате определяемая через t_0 и $V_{эф}$ глубина будет завышаться для точек “выше” уровня приведения и, соответственно, занижаться для точек расположенных ниже выбранного уровня.

Основанные на теории и моделировании расчеты [65, 75] показывают, что возникающая при этом ошибка составляет 0.35 – 0.4 м на каждую миллисекунду статической поправки за рельеф.

Понятно, что при существенных перепадах отметок рельефа использование постоянного уровня приведения может привести к неприемлемым ошибкам в глубинно-скоростной модели среды.

Рассмотренные выше группы принципов и условий ни в коем случае не отменяют стандартных требований, предъявляемых к качеству полевого материала.

При работе с реальными данными отношение сигнал/помеха на исходных сейсмограммах должно обеспечить надежное фазовое прослеживание, корреляцию отражающих горизонтов и спектров скоростей, в противном случае соблюдение всех рассмотренных выше принципов и условий теряет смысл.

Наиболее важными и само собой разумеющимися являются оптимальность условий возбуждения волн и эффективность применяемых интерференционных систем, в частности систем группирования приемников (источников), о чем еще будет рассказано более подробно.

1.7. Глубинная преломляющая-миграция как альтернатива аппарату статических поправок

В настоящее время наиболее распространенным средством учета влияния рельефа и неоднородностей ВЧР является аппарат статических поправок.

Однако, как уже было показано выше (п.1.3), аппарат статики не учитывает “эффекта преломления” сейсмического луча в верхней части разреза, что (в отличие от ситуации с ЗМС) весьма принципиально при учете рельефа и особенно критично при наличии мерзлоты.

В последние годы данному явлению уделялось внимание рядом исследователей (Долгих Ю.Н., Черняк В.С., Сысоев А.П.). Неучет преломления сейсмического луча при использовании статических поправок приводит к недокоррекции влияния скоростных неоднородностей ВЧР на кинематические параметры (главным образом – скорости суммирования) горизонтов, залегающих ниже подошвы ВЧР, особенно для относительно небольших (600 - 1500 м) глубин.

Поэтому теоретически вполне оправдано ожидать, что использование технологии, основанной на пересчете волнового поля, учете лучевой схемы формирования отраженных волн, приведет к уменьшению вышеупомянутых остаточных погрешностей, хотя и здесь существует ряд серьезных проблем, связанных с адекватностью принимаемого набора допущений о свойствах модели перекрывающей толщи [76-79].

В нашем случае целью эксперимента являлся анализ возможности и эффективности использования аппарата глубинной миграции до суммирования для учета неоднородностей мерзлоты как альтернативы традиционному подходу, основанному на применении статических поправок.

Работы 3D были выполнены на одном из газовых месторождений Западной Сибири (северная геокриологическая зона).

Принципиальная схема эксперимента состояла в следующем. За основу в качестве модели приведения была принята сейсмическая глубинно-скоростная модель после ввода статических поправок за ВЧР и осреднения результирующих скоростей суммирования на базе порядка 8000 м (рисунок 1.16.а, б), при этом для расчета было выбрано 7-мь наиболее устойчивых горизонтов во всем интервале разреза, геологическая привязка здесь в расчет не принималась, поскольку речь шла исключительно о техническом аспекте. Исходная сейсмическая глубинно-скоростная модель (рисунок 1.16.в, г) была рассчитана на основе времен t_0 до учета мерзлоты (после ввода статики за рельеф и ЗМС) и сейсмических глубин модели приведения по тем же 7-ми горизонтам.

На вход глубинной миграции (КИМР) были поданы обработанные по полному графу (исключая коррекцию остаточных сдвигов) сейсмограммы ОГТ без статических поправок за ВЧР, а на выходе получены мигрированные сейсмограммы в глубинном масштабе, которые затем были “возвращены” во временную область со скоростным законом модели приведения.

После повторного скоростного анализа и соответствующих постстекловых процедур была получена альтернативная версия временного куба глубинной миграцией до суммирования.

Наряду с глубинной миграцией “под ВЧР” была получена соответствующая версия обработки с временной миграцией до суммирования (ТКИМ). Для соблюдения полной аналогии, скоростной закон миграции был принят соответствующим глубинно-скоростной модели приведения в предыдущем эксперименте.

На рисунке 1.17.а-в для демонстрации результата 3-х видов миграций (а - временной по сумме, б - временной до суммирования, в - глубинной до суммирования) в сравнении показаны соответствующие горизонтальные и вертикальные срезы временного куба в целевом интервале.

Как видим, качество суммарных кубов вполне сопоставимое и соизмеримое, это свидетельствует о корректности и устойчивости выполненных миграционных преобразований.

На рисунке 1.18 по одной из линии показаны временные разрезы скоростей суммирования Vogt, соответствующие двум подходам к учету неоднородностей ВЧР – статическими поправками (а) и аппаратом глубинной миграции до суммирования (б).

Хорошо заметна стабилизация скоростей Vogt на относительно небольших (400 – 800 мс) временах, что свидетельствует о минимизации остаточных погрешностей, обусловленных преломлением сейсмического луча в ВЧР. О том же свидетельствуют и приведенные на рисунке 1.19 карты скоростей суммирования Vogt по горизонтам С и Г после учета ВЧР - разброс скоростей уменьшился в 2 раза по ОГ С и примерно в 1,5 раза по ОГ Г (за счет альтернативного статическим поправкам подхода).

Это можно считать удачным результатом эксперимента.

Поскольку миграция до суммирования как методический прием и неотъемлемая часть графа обработки и так имеет широкое практическое применение, использование ее в несколько измененном виде в качестве альтернативы статическим поправкам за ВЧР - представляется совершенно рациональным, в особенности для учета неоднородностей мерзлоты и рельефа.

Помимо решения задач миграции как таковых, будет достигнут важный положительный эффект, а именно минимизация остаточных погрешностей скоростей суммирования, обусловленных преломлением сейсмического луча в ВЧР, что имеет важное значения для окончательной глубинно-скоростной модели.

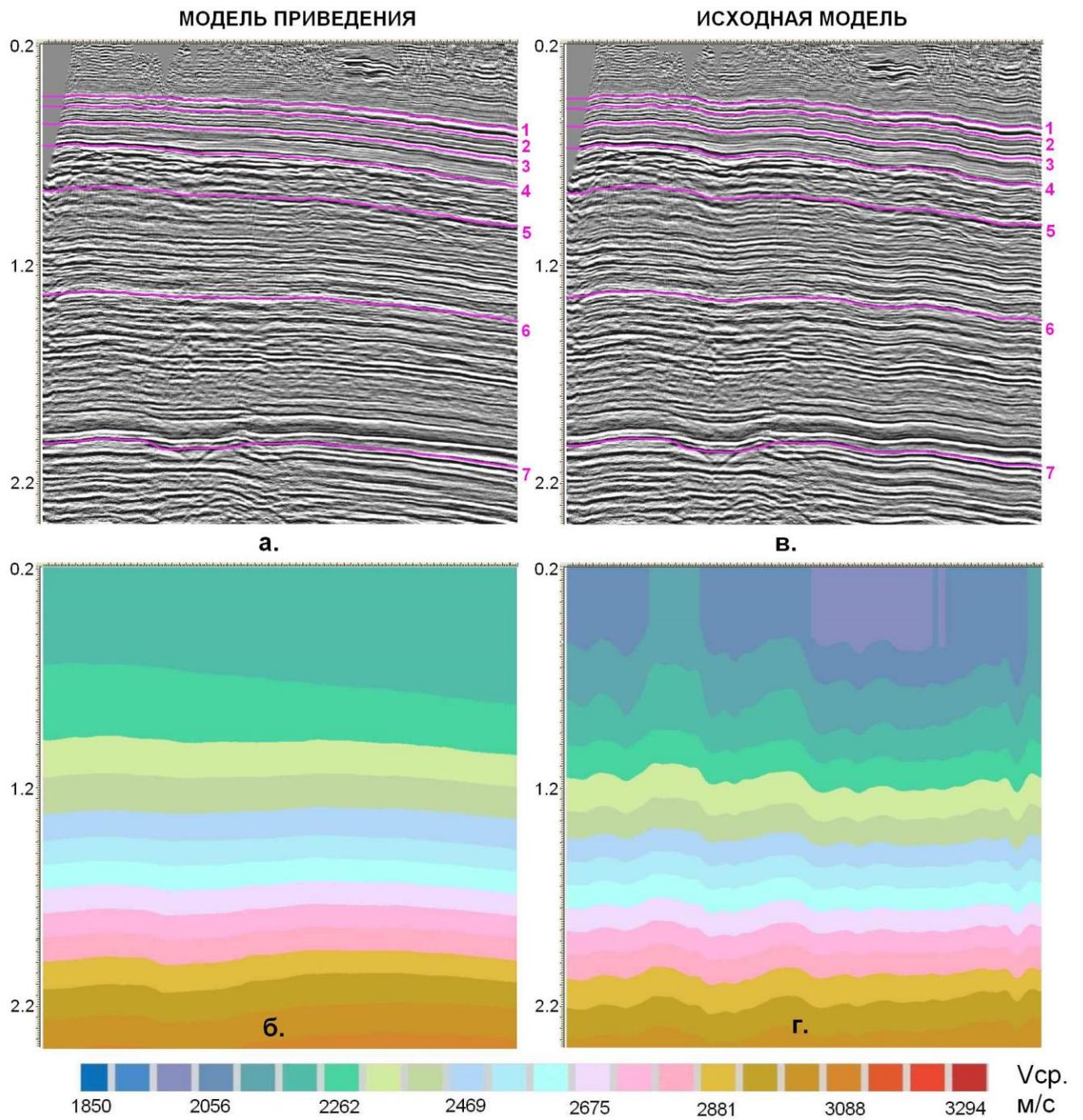


Рисунок 1.16. Сейсмические модели, использованные в эксперименте с глубинной миграцией до суммирования “под ВЧР”

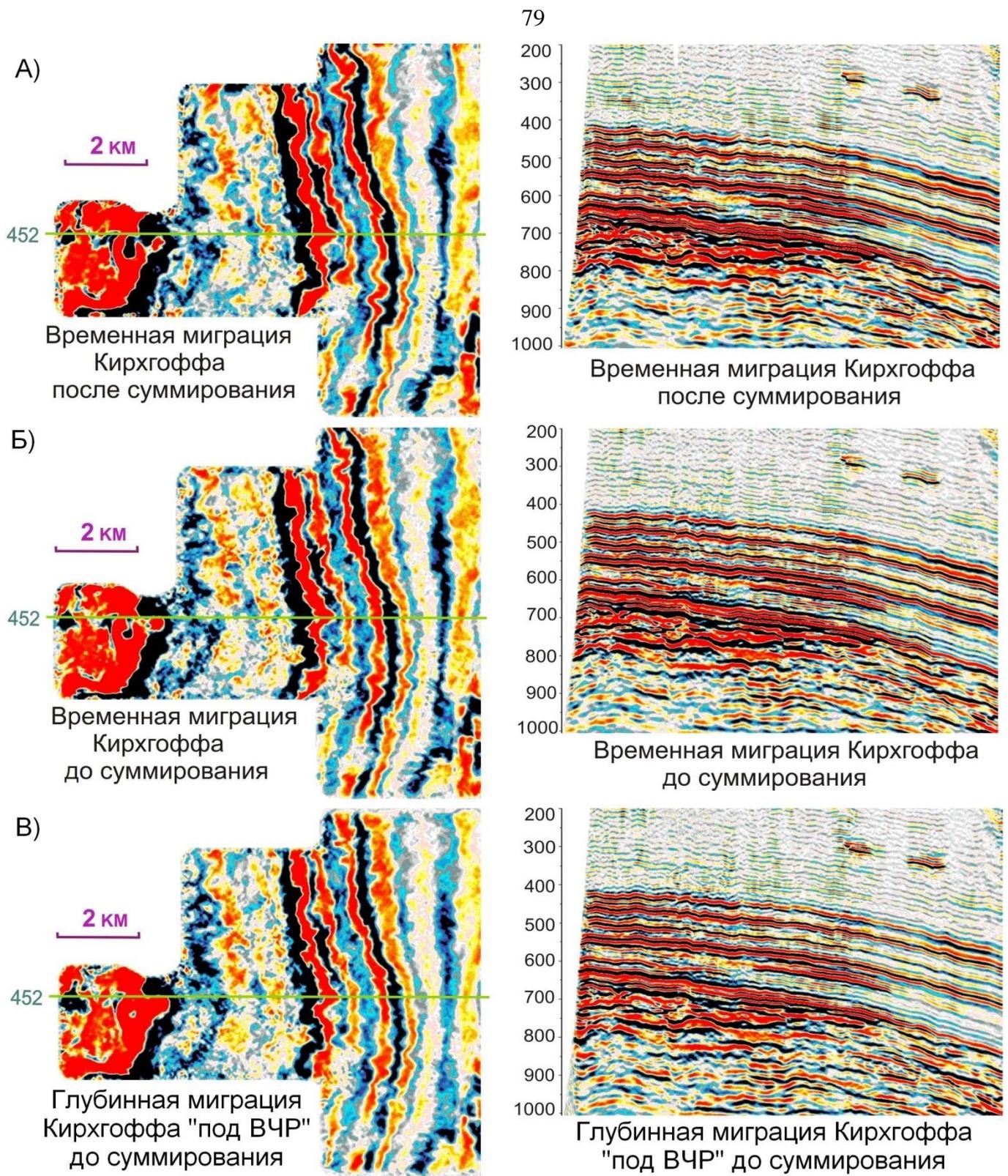


Рисунок 1.17. Горизонтальные (левый ряд, $t_0=650$ мс) и вертикальные (правый ряд, line 452) срезы окончательного куба при различных видах миграции

Разрезы Voгт после учета ВЧР статическими поправками (а) и глубиной миграцией "под ВЧР" (б). Line 468

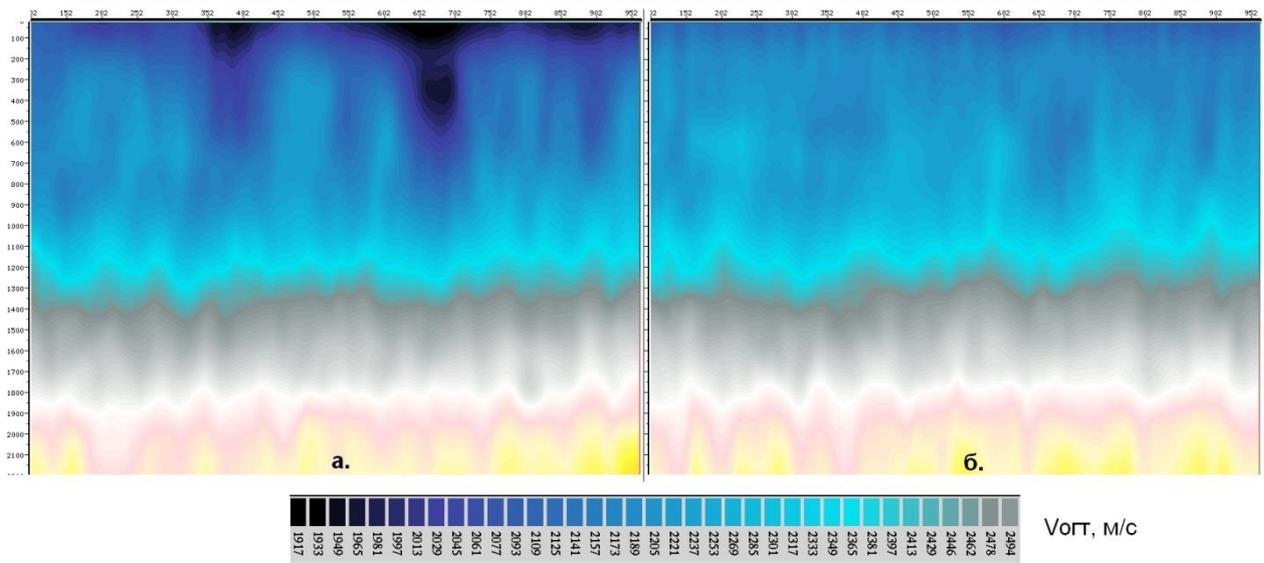


Рисунок 1.18. Разрезы $V_{огт}$ после учета ВЧР статическими поправками (а) и глубиной миграцией "под ВЧР". Line 468

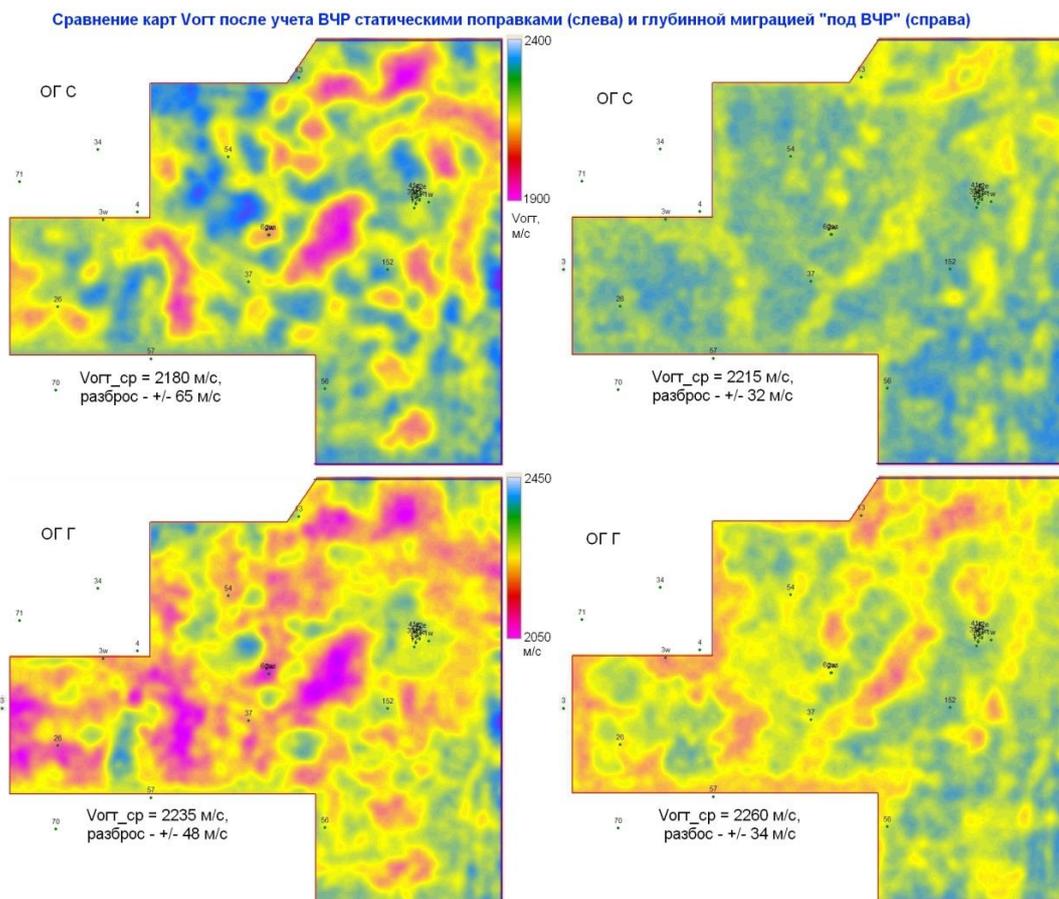


Рисунок 1.19. Сравнение карт скоростей $V_{огт}$ после учета ВЧР статическими поправками (слева) и глубиной миграцией до суммирования (справа) по горизонтам С (верхний ряд) и Г (нижний ряд)

1.8. О некоторых аспектах проблемы эффективности группирования приемников (источников)

Как уже упоминалось выше, актуальным вопросом при проектировании методики полевых работ является выбор параметров системы группирования приемников и (или) источников.

Эффективная система группирования особенно важна в ситуациях, когда в силу объективных причин возбуждение колебаний производится в неоптимальных условиях, например в ЗМС или на поверхности при использовании импульсных или вибрационных источников колебаний.

В неоптимальных условиях возбуждения возникает набор интенсивных волн-помех, наиболее значимые из которых - волны Релея и волны-реверберации [57, 172].

Относительно высокоскоростные волны реверберации могут быть достаточно успешно ослаблены на этапе обработки путем двумерной фильтрации и деконволюции в широком частотном диапазоне, однако волны Релея таким же образом ослаблены быть не могут в силу слишком большого (150-200 мс) кинематического приращения времени годографа при обычно применяющихся (25-30-50-60 м) расстояниях между каналами.

При фиксированных условиях возбуждения эффективного подавления волн Релея можно добиться только путем группирования, включая как группирование приемников и (или) источников, так и объединение каналов на этапе обработки [138]. Также известны рекомендации применения неоднородных групп, в частности, групп с неравномерным шагом между приборами [4, 200].

При недостаточной эффективности системы группирования существенно снижается информативность сейсмических данных в зоне распространения низкоскоростных волн-помех.

При теоретической оценке эффективности систем группирования принципиальным является вопрос допущения о характере колебаний, т.е. о форме колебания волны-помехи.

Наиболее простой моделью, используемой для описания реальных сигналов, является синусоида (косинусоида). Кроме того, известны импульсы Пузырева, Берлаге и Риккера [57].

При расчете характеристик направленности систем группирования весьма распространенным является допущение о монохроматическом характере колебаний, либо представление сейсмического импульса в виде некоторой симметричной функции, например функции с колокольной огибающей [57].

Для колебаний упомянутых типов вопрос теоретической оценки эффективности группирования приемников (источников) проработан достаточно детально, например, в исследованиях Б.И. Беспятова [30].

В отношении несимметричных импульсов, по мнению автора, вопрос теоретической оценки эффективности группирования проработан недостаточно.

В то же время, в теории обработки сейсмических данных базовой моделью является минимально-фазовый сигнал [187, 188], т.е. сигнал, у которого основная доля энергии сосредоточена в начальной части колебания, что для взрывного способа возбуждения является адекватным.

При выборе формы сигнала от импульсного источника для расчета характеристик направленности интерференционных систем, по мнению автора, нужно отдать предпочтение несимметричным сигналам [18].

При использовании в качестве модели помехи затухающей синусоиды, результаты сравнительной оценки эффективности различных систем группирования будут существенно отличаться от тех же данных, полученных с использованием в качестве модели симметричного импульса.

Существует общепринятое представление о большей эффективности неоднородных, в частности треугольных групп по сравнению с равномерными однородными [57] с точки зрения уровня подавления помех в полосе гашения.

При расчете $\sqrt{\text{КНД}}$ [57] групп с использованием в качестве модели помехи симметричного сигнала (симметричной затухающей косинусоиды), треугольная группа существенно превосходит по степени подавления помех равномерную группу с одинаковым числом приборов и полосой пропускания (рисунок 1.20).

Анализируя информацию на рисунке 1.20, можно сделать вывод о примерно 2,5 кратном преимуществе треугольной группы из 12 приемников над равномерной однородной группой из 12 приемников по уровню подавления помех в полосе гашения в диапазоне кажущихся скоростей 200-400 м/с.

Если в качестве модели используется затухающая синусоида, то при прочих равных условиях, различия $\sqrt{\text{КНД}}$ треугольной и равномерной однородной групп по степени подавления помех становятся несущественными (рисунок 1.21), кроме того, общий уровень подавления помех в полосе гашения становится гораздо более низким.

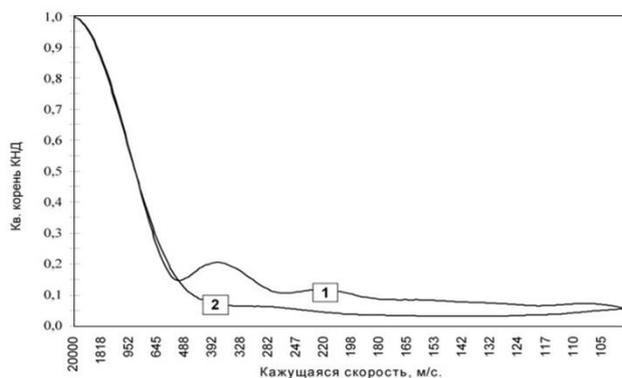


Рисунок 1.20. $\sqrt{\text{КНД}}$ равномерной однородной группы из 12 сп базе 33 м (1) и треугольной группы из 12 сп на базе 45 м (2) Модель помехи – симметричная затухающая косинусоида

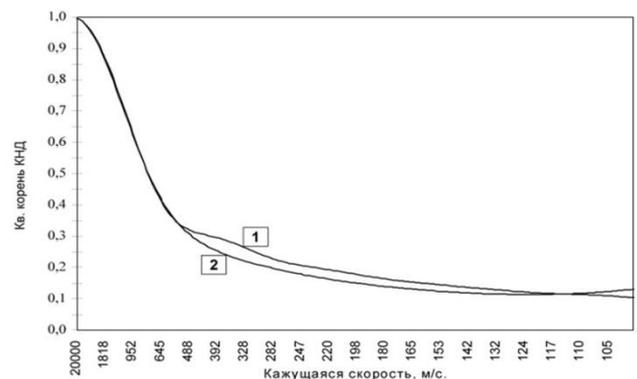


Рисунок 1.21. $\sqrt{\text{КНД}}$ равномерной однородной группы из 12 сп базе 33 м (1) и треугольной группы из 12 сп на базе 45 м (2) Модель помехи –затухающая синусоида

Так, по данным рисунка 1.21, треугольная группа имеет отношение сигнал/помеха в полосе гашения только в 1,1 раза больше, чем у равномерной однородной группы, а общий уровень подавления помех - примерно в 3 раза меньше, чем на рисунке 1.20.

Если исходить из того, что описание волны-помехи затухающей синусоидой адекватно реальности при импульсном способе возбуждения, то нет оснований рассчитывать на существенное повышение эффективности

группирования за счет замены равномерных групп на треугольные или неравномерные.

На рисунке 1.22 показана использованная нами при расчетах КНД форма моделей помех в условных временных координатах (импульс 1 - симметричная затухающая косинусоида, импульс 2 - затухающая синусоида).

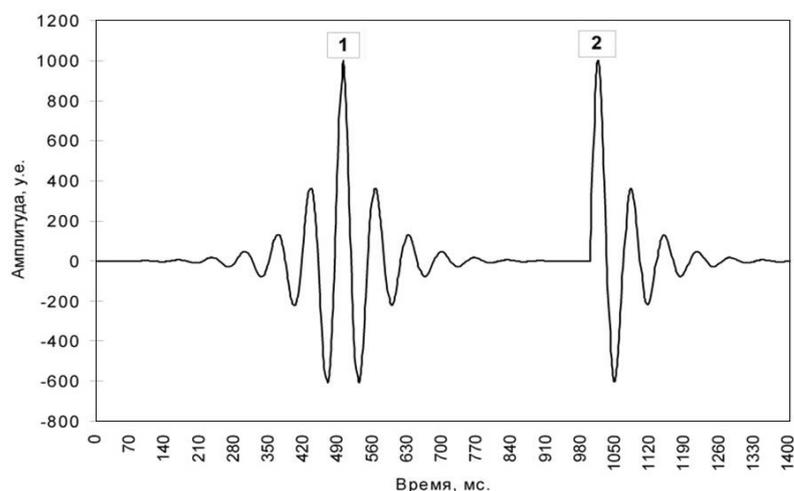


Рисунок 1.22. Форма моделей помех для расчета КНД:
1 – симметричная затухающая косинусоида, $F_0 = 15$ Гц,
2 – затухающая синусоида, $F_0 = 15$ Гц.

Вышесказанное в полной мере относится и к ситуации использования совместного группирования источников и приемников. Увеличение общего отношения сигнал/помеха в 1,4 – 1,5 раза вряд ли стоит резкого увеличения затрат на проведение буровзрывных работ.

На рисунке 1.23 и 1.24 показаны в сравнении графики $\sqrt{\text{КНД}}$ равномерной однородной группы из 12 приемников на базе 33 м (1) и ситуации совместного группирования 5 взрывов на базе 24 м и 12 приемников на базе 33 м (2) для моделей помех, форма которых показана на рисунке 1.22.

Анализируя рисунок 1.23 (модель помехи - симметричная косинусоида) можно сделать вывод о примерно 2,5 - 3 кратном преимуществе совместного группирования источников и приемников над равномерной однородной группой из 12 приборов по уровню подавления помех в полосе гашения в диапазоне кажущихся скоростей 200-400 м/с.

Когда расчет КНД происходит с использованием в качестве модели помехи затухающей синусоиды (рисунок 1.24), совместное группирование источников и приемников дает только 1,4 – 1,5 кратное преимущество по уровню подавления помех над равномерной однородной группой, кроме того, общий уровень подавления помех в полосе гашения становится гораздо более низким.

Так, совместное группирование взрывов и приемников по данным рисунка 1.23 обеспечивает 16 - 24 кратное подавление помех в диапазоне кажущихся скоростей 200 - 400 м/с, а по данным рисунка 1.24 - только 5 - 7 кратное.

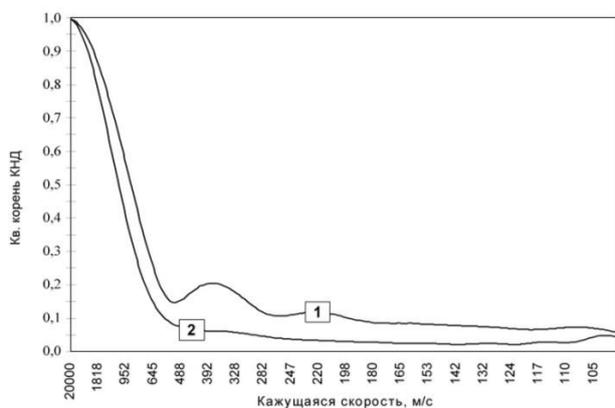


Рисунок 1.23. $\sqrt{\text{КНД}}$ равномерной однородной группы из 12 сп базе 33 м (1) и совместного группирования 5 скважин на базе 24 м и 12 сп на базе 33 м (2)
Модель помехи – симметричная затухающая косинусоида

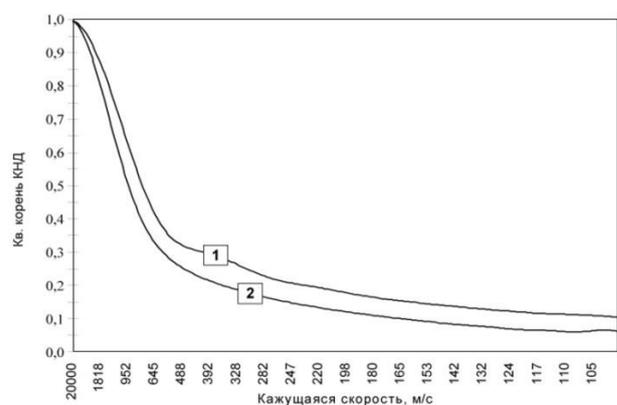


Рисунок 1.24. $\sqrt{\text{КНД}}$ равномерной однородной группы из 12 сп базе 33 м (1) и совместного группирования 5 скважин на базе 24 м и 12 сп на базе 33 м (2)
Модель помехи –затухающая синусоида

Таким образом, налицо существенное различие как в количественных, так и в качественных оценках эффективности различных систем группирования, в зависимости от того, симметричный или несимметричный импульс используется для определения формы волны-помехи.

Кроме того, оценки, сделанные в допущении синусоидальной формы волны-помехи, дают гораздо менее оптимистическую оценку эффективности группирования, чем аналогичные оценки для симметричных сигналов.

Тем не менее, возможность для реальных импульсных сигналов принципиального 3-4 кратного увеличения отношения сигнал/помеха, по сравнению с традиционными системами группирования, существует.

Такой возможностью является увеличение базы группирования за счет объединения на этапе обработки нескольких каналов сейсмограмм ОПВ после ввода корректирующих статических и кинематических поправок [138].

При условии примерного равенства базы группирования шагу пунктов приема такое объединение информации с точки зрения подавления помех равносильно применению группы с несколько раз большей базой, а уровень частотных искажений полезного сигнала (разумеется, при условии высокоточного определения статических и кинематических поправок) при этом останется равным исходному.

Особо эффективно этот прием может быть использован в случае уменьшения шага между ПП с традиционного 50 м до 20-25 м и баз группирования с 33-50 м до 18-22 м, т.к. при относительно малых базах будет гарантия сохранения высокочастотных компонент спектра полезного сигнала.

Следует заметить, что при существующей тенденции совершенствования приемно - регистрирующей аппаратуры, роста числа каналов, на определенном этапе вообще исчезнет необходимость применения группирования в поле [181] (или существенно уменьшаться базы “первичных” групп), и эффективная система группирования будет синтезироваться на этапе камеральной обработки данных (UNIQ / Q – технология). По сути, это и есть многоуровневая сейсморазведка в чистом виде, без разделения системы наблюдений на основную и дополнительную.

На рисунке 1.25 показаны графики $\sqrt{kнд}$, демонстрирующие эффективность подавления низкоскоростных волн-помех (модель помехи - затухающая синусоида, рисунок 1.22, импульс - 2) при использовании описанного выше методического приема объединения сейсмической информации на сейсмограммах ОПВ. При шаге ПП = 25 м промоделировано объединение 5 каналов при группировании 12 приемников на канал при базе 22 м (график 3) и 6 приемников на канал при базе 20 м (график 2). Для возможности сравнения эффективности подавления помех был также рассчитан график (1) $\sqrt{kнд}$ равномерной однородной группы из 12 приборов на базе 33 м.

Как видим, объединение сейсмической информации на 5 каналах приводит не менее чем к 2.5 - 3 кратному увеличению отношения сигнал/помеха, что существенно.

Пропорциональное уменьшение шага между ПП и баз группирования может сопровождаться соответствующим уменьшением количества приборов в группе практически без ухудшения характеристики направленности в отношении низкоскоростных волн-помех (см. поведение графиков 2 и 3 на рисунок 1.25).

В вибросейсмическом методе исследований дело обстоит иначе.

Здесь, в отличие от взрывного (импульсного) способа возбуждения, сигнал представляет собой не короткий во времени импульс, а достаточно длительный (12-20 сек) плавно меняющейся частоты.

В этом случае есть возможность добиться существенного подавления низкоскоростных волн-помех за счет применения оптимальных схем совместного группирования источников и (или) приемников.

На рисунке 1.26 показаны графики $\sqrt{\text{кнд}}$, демонстрирующие эффективность подавления волн-помех при совместном группировании 4 вибраторов на базе 12 м и 6 приемников на базе 20 м (график 2), и 4 вибраторов на базе 12 м и 12 приемников на базе 22 м (график 3).

В качестве модели колебаний при расчетах использован свип-сигнал постоянной амплитуды длительностью 16 с, $F_n=10$ Гц, $F_k=70$ Гц.

Для возможности сравнительной оценки эффективности подавления волн-помех на рисунке 1.27 приведен график $\sqrt{\text{кнд}}$ (1) равномерной однородной группы из 12 приемников на базе 33 м, рассчитанный для затухающей синусоиды (рисунок 1.22, импульс 2).

Следует заметить, что база группирования приемников 33 м примерно равна сумме баз группирования (12 + 22 м или 12 + 20 м) источников и приемников, а значит, обеспечивается примерно одинаковый уровень частотных искажений полезного сигнала. Поэтому оценка относительной

эффективности различных схем группирования по величине $\sqrt{\text{КНД}}$ в полосе гашения является корректной.

Как видим, совместное группирование 4 вибраторов и 12 приемников (график 3) обеспечивает примерно 25 кратное подавление помех с кажущимися скоростями 180 - 330 м/с против 3,5 - 5 кратного при взрывном способе возбуждения (график 1).

Это означает, что при вибрационных сейсмических исследованиях можно добиться 5 - 7 кратного преимущества в уровне подавления низкоскоростных волн-помех по сравнению с работами взрывными (импульсными) источниками колебаний.

Кроме того, из анализа графиков 2 и 3 на рисунке 1.26 следует вывод о нецелесообразности уменьшения числа приемников в группе (например, с 12 до 6) при вибросейсмических работах, даже при таких относительно небольших базах группирования, как 20-22 м (для сохранения уровня подавления относительно коротковолновой составляющей частотного и скоростного спектра помех).

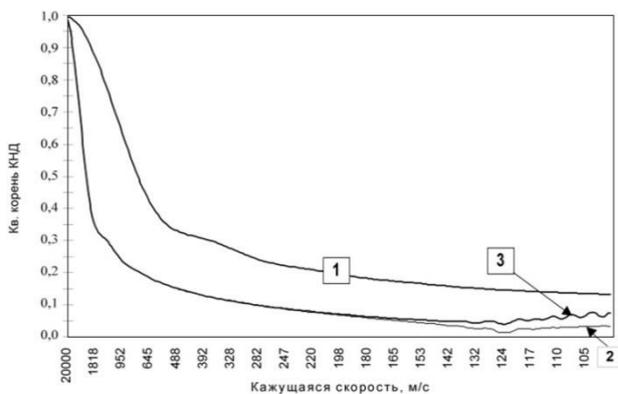


Рисунок 1.25. Сопоставление графиков $\sqrt{\text{КНД}}$ при импульсном способе возбуждения:

- 1 - равномерная однородная группа из 12 сп базе 33 м,
 - 2 – объединение 5 каналов, шаг ПП 25 м, группирование 12 сп на канал, база группы 22 м,
 - 3 - объединение 5 каналов, шаг ПП 25 м, группирование 6 сп на канал, база группы 20 м
- Модель помехи – затухающая синусоида

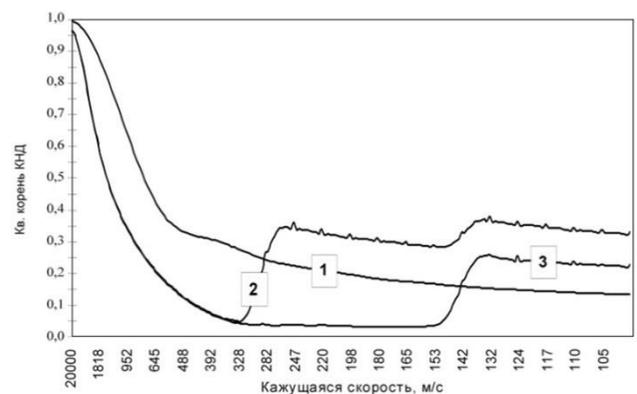


Рисунок 1.26. Сопоставление графиков $\sqrt{\text{КНД}}$:

- 1 - равномерная однородная группа из 12 сп базе 33 м (модель помехи – затухающая синусоида),
 - 2 – группирование 4 вибраторов на базе 12 м и 6 сп на базе 20 м,
 - 3 – группирование 4 вибраторов на базе 12 м и 12 сп на базе 22 м.
- Модель сигнала для графиков 2 и 3 - линейный свип 10-70 Гц постоянной амплитуды, длина 16 с.

В заключении хотелось привести еще один пример, демонстрирующий существенность отличий оценок подавления волн-помех в зависимости от того, симметричный или несимметричный импульс используется для описания формы волны-помехи.

Для этого во временной области было проведено моделирование сигналов на выходе равномерной однородной и треугольной групп из 12 приемников, (графики $\sqrt{\text{кнд}}$ которых приведены на рисунках 1.20, 1.21) для кажущейся скорости 250 м/с.

В качестве моделей помех использовались импульсы, форма которых показана на рисунке 1.22.

Результирующие выходные сигналы показаны на рисунках 1.27, 1.28. Амплитудные и временные шкалы здесь условные, но значения выходных амплитуд нормированы так, чтобы была возможность делать относительные оценки степени подавления помех на выходе равномерной однородной и треугольной групп из 12 приемников для 2 различных моделей колебаний (симметричного или несимметричного импульса).

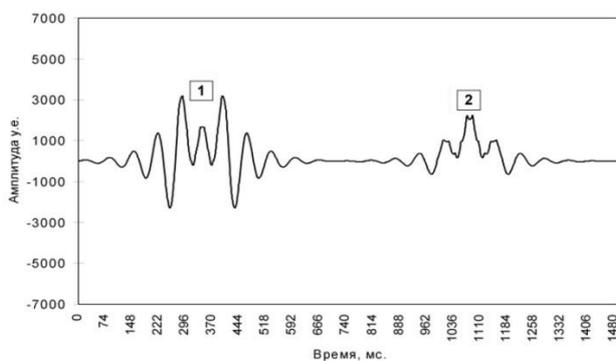


Рисунок 1.27. Форма помехи с $V^*=250$ м/с на выходе равномерной однородной группы из 12 сп на базе 33 м (1) и треугольной группы из 12 сп на базе 45 м (2). Модель помехи – симметричная затухающая косиноида.

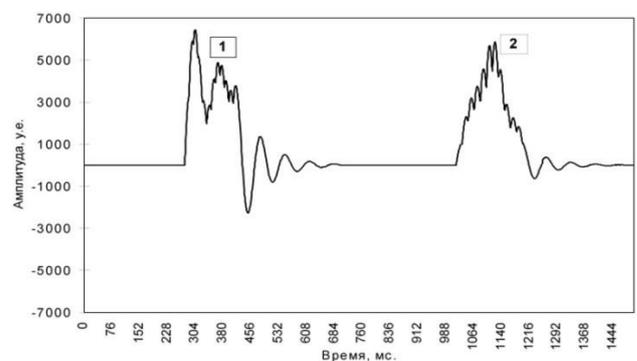


Рисунок 1.28. Форма помехи с $V^*=250$ м/с на выходе равномерной однородной группы из 12 сп на базе 33 м (1) и треугольной группы из 12 сп на базе 45 м (2). Модель помехи – затухающая синусоида.

Обобщая вышеизложенное, можно констатировать:

1. При работе с взрывными (импульсными) источниками нельзя существенно увеличить эффективность систем группирования за счет замены

равномерных однородных групп на треугольные или неравномерные, или за счет совместного использования группирования источников и приемников.

2. Значимого повышения отношения сигнал/помеха при использовании взрывных (импульсных) источников можно добиться за счет увеличения базы группирования путем объединения информации на нескольких каналах сейсмограмм ОПВ, но при этом произойдет закономерное снижение латеральной разрешенности.

3. Переход на меньшие базы полевого группирования при одновременном сокращении шага между пунктами приема при прочих равных условиях создает благоприятные предпосылки для повышения эффективности группирования на этапе обработки – как для импульсных, так и для вибросейсмических источников колебаний.

4. При применении относительно небольших (12-22 м) баз группирования источников и приемников в вибросейсмическом способе возбуждения есть возможность синтеза схем группирования, существенно превосходящих по эффективности подавления низкоскоростных волн-помех аналогичные схемы при взрывном (импульсном) способе возбуждения, даже в случае использования там приема объединения информации на нескольких каналах сейсмограмм ОПВ.

Основные выводы по главе:

При наличии в верхней части разреза изменчивой ЗМС и мерзлоты, следует предварительно учесть ЗМС, а лишь затем строить глубинно-скоростную модель среды, включающую слой мерзлоты. При значительном перепаде альтитуд рельефа для повышения точности определения средних скоростей следует пользоваться переменным, “облегающим” рельеф, уровнем приведения. Иначе первичная глубинно-скоростная модель (например, верхнего опорного горизонта) будет заведомо ошибочной.

Необходимым, хотя и не достаточным условием успешного поиска малоамплитудных и малоразмерных объектов, является точность расчета

априорных временных поправок за рельеф и ЗМС порядка 1.5 мс (среднеквадратически). Этот уровень точности могут гарантировать только специализированные работы по изучению параметров самого верхнего слоя (многоуровневая сейморазведка, МСК, UNIQ / Q-технология).

Для построения адекватных глубинно-скоростных моделей, помимо учета ВЧР, критическое значение имеет соотношение длины годографа и глубины горизонта. В реальных условиях наиболее оптимально соотношение 1.5.

Традиционные подходы к обработке – интерпретации данных МОВ-ОГТ, основанные на аппарате статических поправок и гиперболических аппроксимациях годографов, в северных районах Западной Сибири применимы с оговорками и требуют использования дополнительных методических приемов для минимизации возникающих погрешностей.

Анализ доступных источников свидетельствует, что помимо традиционной глубинной миграции до суммирования, эффективными подходами к решению проблем, связанных с ограничениями стандартного аппарата обработки, являются основанные на миграционных принципах способы обработки и трансформации волновых полей - Prime, GeoLab, Geodepth, FWI – технология (полноволновая мультипараметрическая акустическая инверсия).

Однако применение самых совершенных технологий обработки при дефиците информации о самом искажающем объекте (перекрывающей толще, ВЧР) в принципе не может обеспечить точности, необходимой для надежного обнаружения малоамплитудных и малоразмерных объектов, а также выявления глубинных скоростных аномалий, сопоставимых с погрешностью учета влияния ВЧР.

Повышение точности ГСМ может быть достигнуто только в рамках комплексного адаптивного подхода к проектированию, выполнению, а также обработке и интерпретации сейсмических исследований.

2. КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ИНВЕРСИЯ ДАННЫХ МОВ-ОГТ В СЕВЕРНЫХ РАЙОНАХ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

2.1. Сущность и свойства кинематической инверсии

Целью кинематической обработки и интерпретации данных МОВ-ОГТ является построение и уточнение глубинно-скоростной модели разреза на основе совместного использования кинематических параметров отражающих горизонтов, скважинной и иной априорной информации.

Применительно к определенным сейсмогеологическим условиям (например, для северных районов Западной Сибири) данный процесс не является жестко формализованным вследствие особенностей методики, конкретики ландшафтных и поверхностных условий, различий в уровне метрологического обеспечения работ, качестве полевого материала, и, конечно, по причине общей некорректности обратной кинематической задачи сейсморазведки – кинематической инверсии [190].

Как типичная некорректно поставленная задача, кинематическая инверсия обладает свойствами неединственности и неустойчивости решения, что применительно к проблеме ВЧР приводит к зависимости результата инверсии от принимаемого набора допущений о свойствах модели перекрывающей толщи, адекватности априорной информации о ВЧР, методики полевых работ, технологии кинематической обработки и интерпретации [76-79].

Некорректность обратной кинематической задачи является основной причиной сложности формализации процесса кинематической обработки и интерпретации сейсмических данных, прочие факторы и обстоятельства могут либо усугубить, либо, наоборот, в той или иной степени “сгладить” эту данность (если можно так выразиться).

Кинематическая инверсия обеспечивает, в теории, разделение структурного фактора и аномалий, обусловленных разного рода

неоднородностями ВЧР, однако существует целый ряд факторов и обстоятельств, приводящих к неоднозначности получаемых результатов.

Существует вполне обоснованное мнение, что при относительно простых поверхностных и благоприятных глубинных условиях, плавных латеральных изменениях свойств изучаемой среды, сейсмическая и фактическая глубинно-скоростные модели разреза находятся в хорошем соответствии друг с другом.

Проблемы появляются при наличии неоднородностей в толще, “контрастных” по отношению к общему глубинно-скоростному “фону”, при этом не имеет значения, изменяется скорость или толщина.

Наиболее ярко проявляется искажающее влияние неоднородностей ВЧР, которые, как правило (но вовсе не обязательно), имеют более локальный в плане и выраженный по амплитуде (во временной области) характер по отношению к аномалиям структурного характера.

Применительно к проблеме учета влияния ВЧР целью кинематической и обработки и интерпретации данных МОВ-ОГТ является исключение (минимизация) кинематических аномалий, обусловленных разнопериодными и разнофакторными неоднородностями ВЧР, в результате чего происходит естественное повышение точности сейсмической глубинно-скоростной модели и появляются предпосылки для более корректной интерпретации аномалий, обусловленных особенностями глубинного строения.

Необходимо отметить, что точность в МОВ-ОГТ можно понимать как точность *определения* параметра $\text{Ногт} = t_0 * V_{\text{огт}}/2$, т.е. как точность параметризации годографа ОГТ, исходя из известных формул, связывающих разброс наблюденного времени, длину годографа, кратность, среднее время и скорость, а можно вкладывать в понятие точности *соответствие* сейсмических и фактических глубин, сейсмической и фактической глубинно-скоростной модели.

Вопросу точности *определения* сейсмических скоростей в прошлые годы уделялось значительное внимание в самых различных аспектах [129, 133-137, 139, 174, 176].

Если рассматривать проблему точности сейсмического метода в рамках темы изучения и учета неоднородностей ВЧР, являющейся главной составляющей процесса кинематической обработки и интерпретации, то можно сказать, что ввод поправок за ВЧР приводит к повышению точности соответствия сейсмических и фактических глубин, а точность самих поправок за ВЧР напрямую зависит от точности определения кинематических параметров, необходимых для их расчета.

Именно поэтому для удовлетворения современных требований к точности сейсмического метода необходимо увеличение точности определения кинематических параметров отраженных и/или преломленных волн, регистрируемых в процессе полевых сейсморазведочных работ, привлечение данных специализированных сейсморазведочных работ, ориентированных на объекты ВЧР, использование более адекватных моделей ВЧР и схем ввода корректирующих поправок.

Понятно, что все вышеупомянутое недостижимо без совершенствования методики полевых сейсморазведочных работ, причем, главным образом, именно в направлении получения дополнительной сейсмической информации об объектах ВЧР за счет некоторого усложнения и удорожания работ.

Возвращаясь к теме точности сейсмического метода, нужно уточнить, что между погрешностью определения сейсмической глубины Нога (назовем ее **Sh**) и погрешностью соответствия сейсмических и фактических глубин (назовем ее **Smod**, погрешностью модели) сложно установить четкую границу.

Для размеров неоднородностей ВЧР меньших длины расстановки, близких к области, в которой “работают” процедуры автоматической коррекции статики, можно в первом приближении считать, что связанные с ними остаточные ошибки времен имеют близкий к случайному характер, поэтому “участвуют” в формировании общей погрешности определения сейсмических глубин **Sh**. Кроме того, относительно короткопериодная случайная составляющая присутствует и в погрешности определения поправок за ВЧР, поскольку модель ВЧР (особенно для учета неоднородностей рельефа и ЗМС)

строится (по крайней мере, должна строиться) на основе целого ряда кинематических параметров, определяемых с естественной погрешностью (например: вертикальное время, скорость прямой волны в ЗМС, скорость волны, преломленной на подошве ЗМС, время t_0 головной волны, преломленной на подошве ЗМС).

В чистом виде источником погрешности соответствия (**Smod**) сейсмических и фактических глубин являются неоднородности ВЧР длиннопериодного характера, большие либо соизмеримые с размерами расстановки.

Расхождения длиннопериодного характера, обусловленные изменениями эффективной мощности (толщина-скорость) неоднородного слоя ВЧР, при необходимости могут быть уточнены на этапе интерпретации [75]. Соответствующая методика коррекции будет рассмотрена в 3 главе.

Количественно погрешность **Smod** можно оценить при помощи инструмента прямого кинематического (имитационного) моделирования по расхождениям исходной глубинно-скоростной модели и соответствующего сейсмического отображения, **Sh** – путем анализа внутренней сходимости сейсмических глубин $H=t_0*V_{огт}/2$.

Вернемся к факторам и обстоятельствам некорректности обратной задачи.

Если кинематические параметры отраженных и (или) преломленных волн от границ ВЧР и неглубоких (400 - 600 м, максимум 800 м) горизонтов напрямую используются для построения модели ВЧР, расчета поправок за неоднородности ВЧР, расчета сейсмических глубин, т.е. если изучается объект (ВЧР), а не искажающее влияние объекта на кинематические параметры относительно глубоко залегающих горизонтов, то некорректность обратной кинематической задачи, по крайней мере, в отношении ВЧР и относительно неглубоких (400 - 800 м) горизонтов будет определяться, главным образом, факторами вполне объективными, связанными, например, с адекватностью методики, качеством полевого материала, точностью определения

кинематических параметров волн, используемых для построения глубинно-скоростной модели. Иначе говоря, некорректность обратной задачи в этом случае будет определяться обстоятельствами, которые всегда можно изменить в лучшую сторону.

Если вышеупомянутая модель не строится и не используется, а изучение и учет влияния ВЧР, построение толстослойной модели толщи, включающей ВЧР, производится исключительно на основе кинематических параметров относительно глубоко (более 800-1000 м) залегающих отражающих горизонтов, то определяющими для некорректности обратной задачи становятся совершенно иные, в общем, достаточно субъективные обстоятельства и критерии, связанные с принимаемым набором допущений о свойствах модели вышележащей толщи.

2.2. Структура погрешности кинематической инверсии

Погрешность глубинно-скоростной модели, построенной в результате кинематической инверсии, равнозначна погрешности сейсмического метода (МОВ-ОГТ), определяющейся, в свою очередь, погрешностью сейсмоструктурных построений (S).

Поэтому если глубинно-скоростная модель МОВ-ОГТ формируется на основе кинематических (t_0 и $V_{огт}$) параметров отражающих горизонтов, то погрешность сейсмоструктурных построений (S) будет иметь 2-е главных составляющих:

- обусловленную совокупностью влияния случайных факторов погрешность *определения* сейсмической глубины $H = t_0 * V_{огт} / 2$ на основе параметризации (t_0 , $V_{огт}$) годографа ОГТ - **Sh** (исходя из известных формул, связывающих разброс наблюдаемого времени, длину годографа, кратность, среднее время и скорость);
- обусловленную совокупностью влияния системных факторов погрешность *соответствия* сейсмической и фактической глубины (**Smod**).

Отсюда, при условии статистической независимости этих составляющих:

$$S = \sqrt{S_{\mathbf{h}}^2 + S_{\mathbf{mod}}^2} \quad (2.1)$$

Погрешность *определения* сейсмической глубины **Sh** обусловлена, главным образом, факторами вполне объективными, связанными с адекватностью методики и качеством полевого материала. Погрешность определения сейсмической глубины - это данность, которая может быть улучшена путем оптимизации упомянутых факторов и в значительно меньшей степени - средствами обработки.

Именно на такие погрешности главным образом нацелены вероятностные методы оценивания, а также статистические алгоритмы обработки и интерпретации сейсмических данных [56, 98, 122, 173].

В отличие **Sh**, погрешность соответствия сейсмических и фактических глубин **Smod** поддается корректировке средствами обработки в неизмеримо большей степени [75], поскольку сильно зависит от субъективных факторов и обстоятельств, связанных с адекватностью применяемой технологии кинематической обработки и интерпретации.

Если допустить, что названные составляющие общей погрешности статистически независимы и имеют равный вес, то принципиального повышения точности сейсмоструктурных построений (читай, кинематической инверсии) можно добиться только за счет одновременной и равноценной минимизации погрешности *определения* и *соответствия* сейсмических глубин **Sh** и **Smod**.

Таким образом, задачу кинематической инверсии окончательно можно сформулировать так – необходимо обеспечить наилучшее соответствие сейсмического отображения и реальной модели, помня, что полной тождественности модели “Н – V_{ср}” и сейсмического отображения “Ногт – Vогт” в реальности все равно не будет.

Под сейсмическим отображением в данном случае следует понимать пересчитанную определенным образом (при необходимости) сейсмическую

глубинно-скоростную модель, изначально построенную на основе кинематических (t_0 , $V_{огт}$) параметров, или результат томографической обработки упомянутых кинематических параметров в рамках некоторой базовой модели перекрывающей толщи.

В любом случае, ошибки кинематической инверсии есть погрешности соответствия сейсмических и фактических глубин и моделей.

2.3. Основные факторы неоднозначности кинематической инверсии в условиях Западной Сибири

Поскольку методические приемы изучения и учета неоднородностей ВЧР являются ключевым элементом рациональной методики кинематической инверсии, основные факторы ее неоднозначности целесообразно рассматривать именно в контексте проблемы ВЧР.

Как уже неоднократно говорилось, для значительной части территории Западной Сибири характерно присутствие в ВЧР двух главных аномалиеобразующих объектов – зоны малых скоростей (ЗМС) и зоны многолетнемерзлых пород (ЗММП).

Особенности строения ЗМС и мерзлой толщи могут существенно меняться, но сам принцип наличия скоростных неоднородностей двух типов (низкоскоростных и высокоскоростных по отношению вмещающим породам) остается неизменным, причем как для Западной Сибири, так и для многих других регионов России и мира.

Поэтому логичным и теоретически обоснованным является использование последовательного (сверху вниз) подхода к изучению и учету неоднородностей ВЧР, который нашел широкое практическое применение в технологии многоуровневой сейсморазведки.

Напомним, что применительно к реальной практике обработки это означает, что первоначально необходимо выполнить коррекцию за рельеф и

ЗМС, и лишь затем строить глубинно-скоростную модель среды по более глубоким горизонтам, включающую высокоскоростную толщу.

Именно на данном этапе проявляется ряд системных факторов и обстоятельств неоднозначности кинематической инверсии сейсмических данных, перечень, негативные эффекты и рекомендации по способам устранения (минимизации) которых изложены в нижеследующей таблице.

Таблица 2.1. - Факторы неоднозначности кинематической инверсии.

	Действующий фактор.	Основной негативный эффект.	Варианты устранения.
1.	Неточности модели априорных статических поправок за рельеф, обусловленные ошибкой скорости приведения и “эффектом преломления” сейсмического луча.	Смещение фактического уровня приведения t_0 и $V_{огт}$ относительно расчетного уровня приведения.	Определение $V_{пр.}$ по волнам первых вступлений (по схеме $V_{пр.} = V_{гр.} = V_{огт}$), использование “плавающего” уровня приведения, учет ошибки приведения к постоянному уровню на этапе сейсмоструктурных построений в процессе интерпретации [75].
2.	Отсутствие учета ЗМС либо неточный учет ЗМС.	Возрастание несоответствия $V_{ср.}$ и $V_{огт}$ по неглубоким (400 -800 м) горизонтам.	Построение модели ЗМС на основе обработки волн первых вступлений, а лучше по данным специализированных работ по изучению ЗМС (ВЧР).
3.	Недостаточная точность определения кинематических параметров отражающих горизонтов.	Низкая точность и детальность сейсмических моделей и сейсмоструктурных построений.	Повышение кратности, увеличение максимального удаления, оптимизация условий возбуждения.
4.	Влияние региональной составляющей изменения свойств (мощности и/или скорости) высокоскоростной толщи в ВЧР.	Возрастание несоответствия $V_{ср.}$ и $V_{огт}$ по глубоким (более 2000 м) горизонтам.	Устранение на этапе интерпретации с использованием соответствующей методики коррекции сейсмоструктурных построений [75].
5.	Допущения о свойствах модели неоднородной перекрывающей толщи (ВЧР).	Существование множества “правильных” решений обратной кинематической задачи.	Использование объективной информации о строении ВЧР с целью упрощения и уточнения модели [79], пересчета волнового поля.

Практические примеры.

Рассмотрим некоторые примеры, имеющие отношение к практическим аспектам изучения и учета нескольких упомянутых выше значимых факторов.

На рисунках 2.1-2.3 приведена серия карт, кроссплотов, поясняющая схема, демонстрирующие значимость проблемы учета погрешностей, обусловленных использованием постоянного уровня приведения для расчета статических поправок за рельеф при наличии значительных перепадов высот рельефа в пределах площади работ (в нашем случае – порядка 150 м на участке работ 3D в средней полосе России).

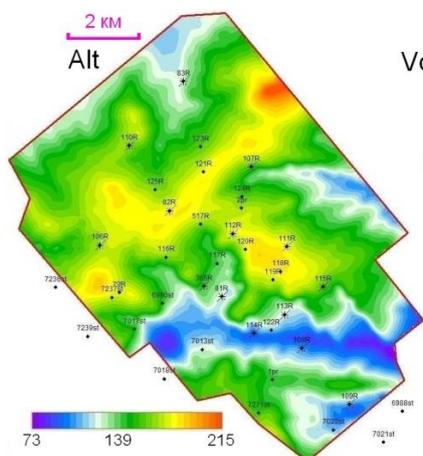


Рисунок 2.1.а. Карта высот рельефа, м

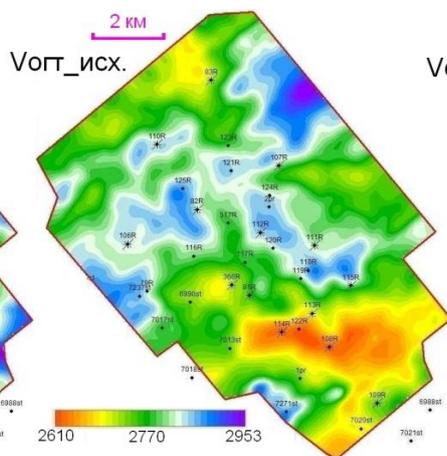


Рисунок 2.1.б Карта исходных Vogt ОГ 1 (статика рельеф + ЗМС), м/с

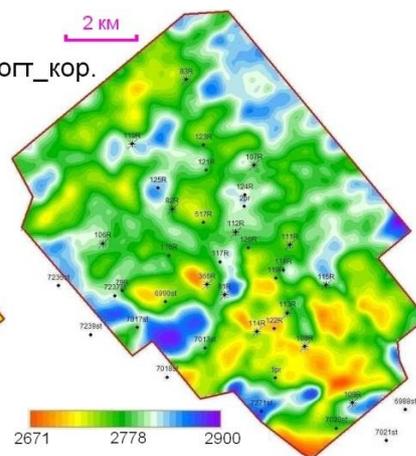


Рисунок 2.1.в. Карта Vogt ОГ 1 после коррекции за ошибку приведения, м/с

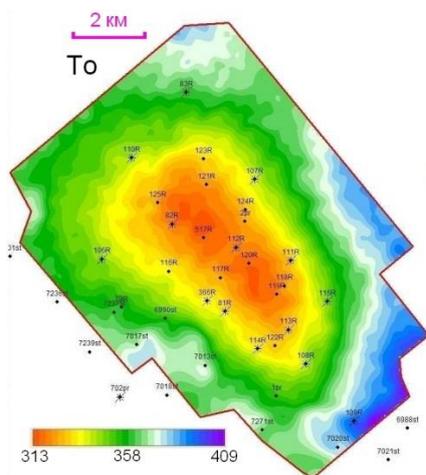


Рисунок 2.1.г. Карта изохрон ОГ 1 (статика рельеф+ЗМС), мс

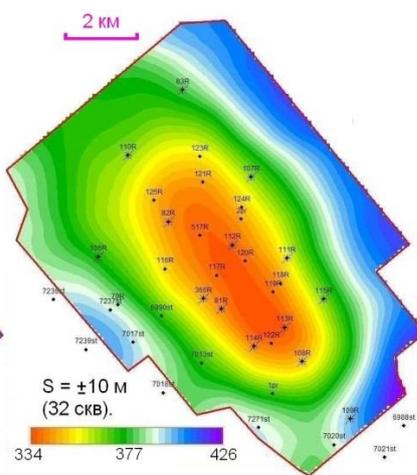


Рисунок 2.1.д Карта $H=to*Vogt_исх./2$, осредненная на баз 2 км, м

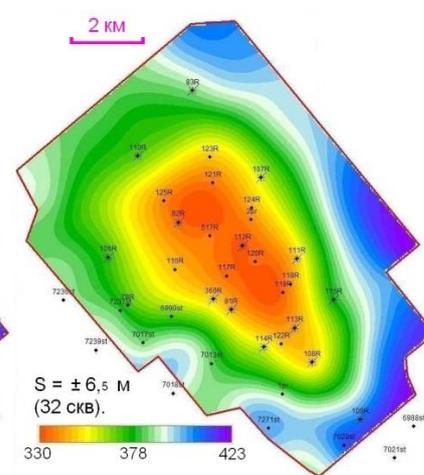


Рисунок 2.1.е. Карта $H=to*Vogt_кор./2$, осредненная на баз 2 км, м

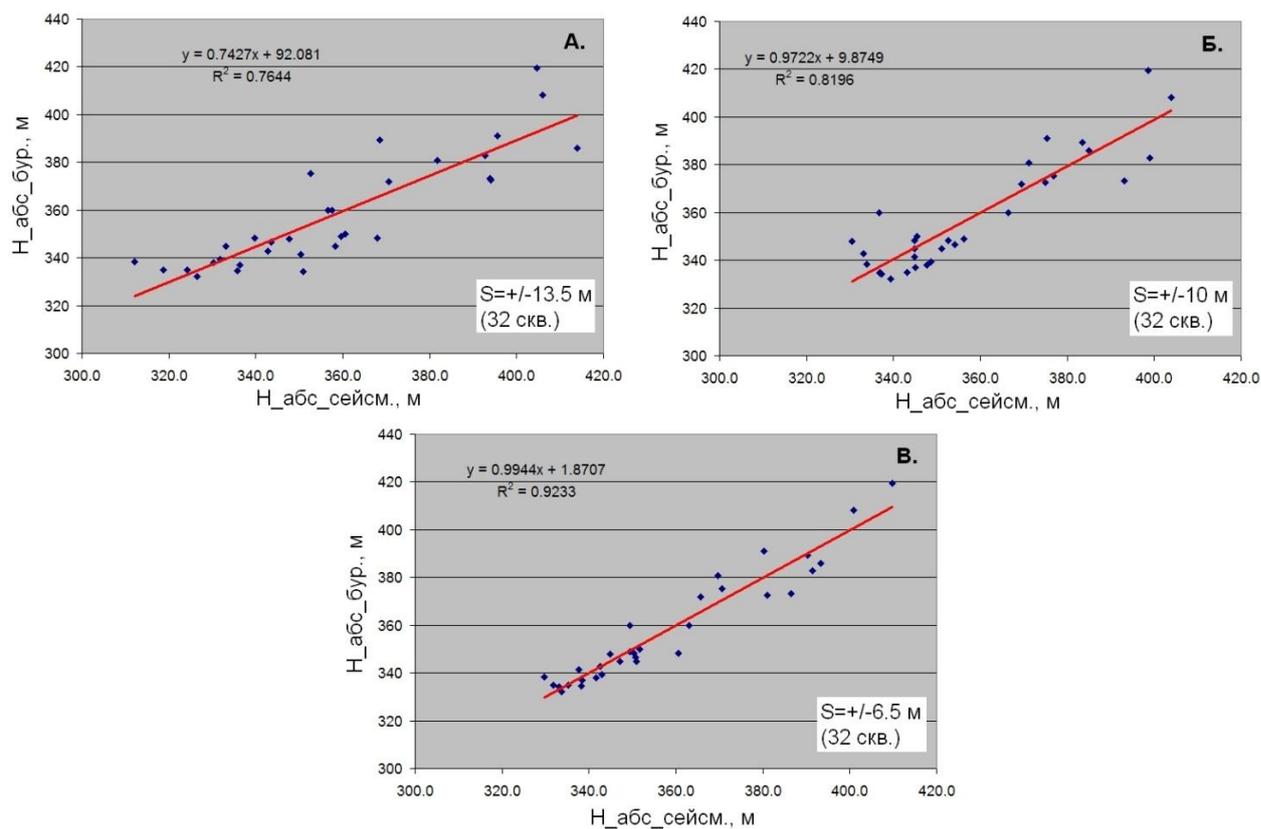
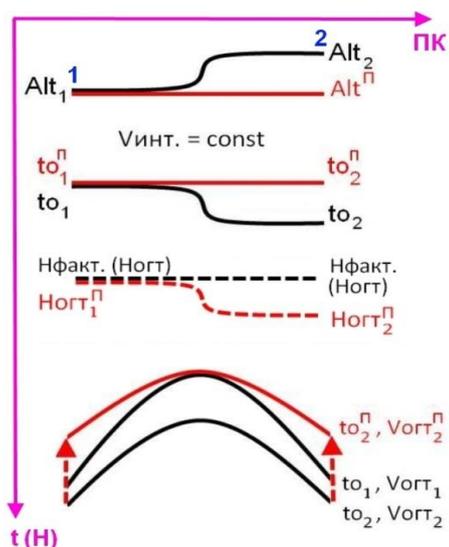


Рисунок 2.2. Кроссплоты сейсмических глубин и отметок бурения для различных вариантов структурных карт верхнего опорного горизонта (ОГ 1).

А – до учета ВЧР с постоянным скоростным законом,

Б – после учета ВЧР с использованием осредненных $Vo_{гТ}$ _ОГ1,

В – после учета ВЧР с использованием осредненных $Vo_{гТ}$ _ОГ1 с коррекцией за ошибки редукции к постоянному уровню.



"Параллельный перенос" годографа "снизу вверх" приводит к завышению оценки эффективной скорости $Vo_{гТ}$

Если изначально $Vo_{гТ1} = Vo_{гТ2} = \text{Винт.}$, т.е. $(\text{Ногт}_1 - \text{Alt}_1) = (\text{Ногт}_2 - \text{Alt}_2)$, то после пересчета времен на уровень приведения Alt^n : $Vo_{гТ2}^n > Vo_{гТ2}$, $\text{Ногт}_2^n > \text{Ногт}_1^n$, при том, что $to_2^n = to_1^n$

Рисунок 2.3. Схема, поясняющая формирование погрешности сейсмической глубины, связанной с использованием постоянного уровня приведения.

Видно, что после коррекции скоростей Vogt по ОГ I за ошибку приведения (см. рисунок 2.1.б и 2.1.в) существенно меняется, приближаясь к карте изохрон (рисунок 2.1.г), конфигурация изогипс соответствующей структурной карты (рисунок 2.1.е), значительно улучшается сходимость с данными бурения (рисунок 2.2).

Серия карт и кросс-плотов на рисунке 2.4 демонстрирует последовательную трансформацию структурных планов по опорным горизонтам Г и Б, изменение сходимости сейсмических времен и глубин с данными бурения на различных этапах (1-3) построения глубинно-скоростной модели (площадь работ 2D находится в переходе от центральной к северной геокриологической зоне Западной Сибири и характеризуется весьма сложными поверхностными и изменчивыми глубинными условиями).

Наилучший результат обеспечивается на основе использования поправок за ВЧР и интерпретационной методики [75] сейсмоструктурных построений.

Рисунок 2.5 позволяет оценить изменение качества и детальности сейсмических данных 3D (опытно-методические 3D работы на одном из газовых месторождений Западной Сибири) в процессе прореживания сети линий возбуждений (приема) и шага ПВ (ПП) при обработке по идентичному графу.

Видно, как последовательно понижается качество временных вертикальных и горизонтальных срезов, теряются особенности отображения разломов, палеорусел, других “тонких” деталей, т.е. тех важных элементов, без которых маловероятно построение действительно достоверной и детальной геологической 3D-модели месторождения.

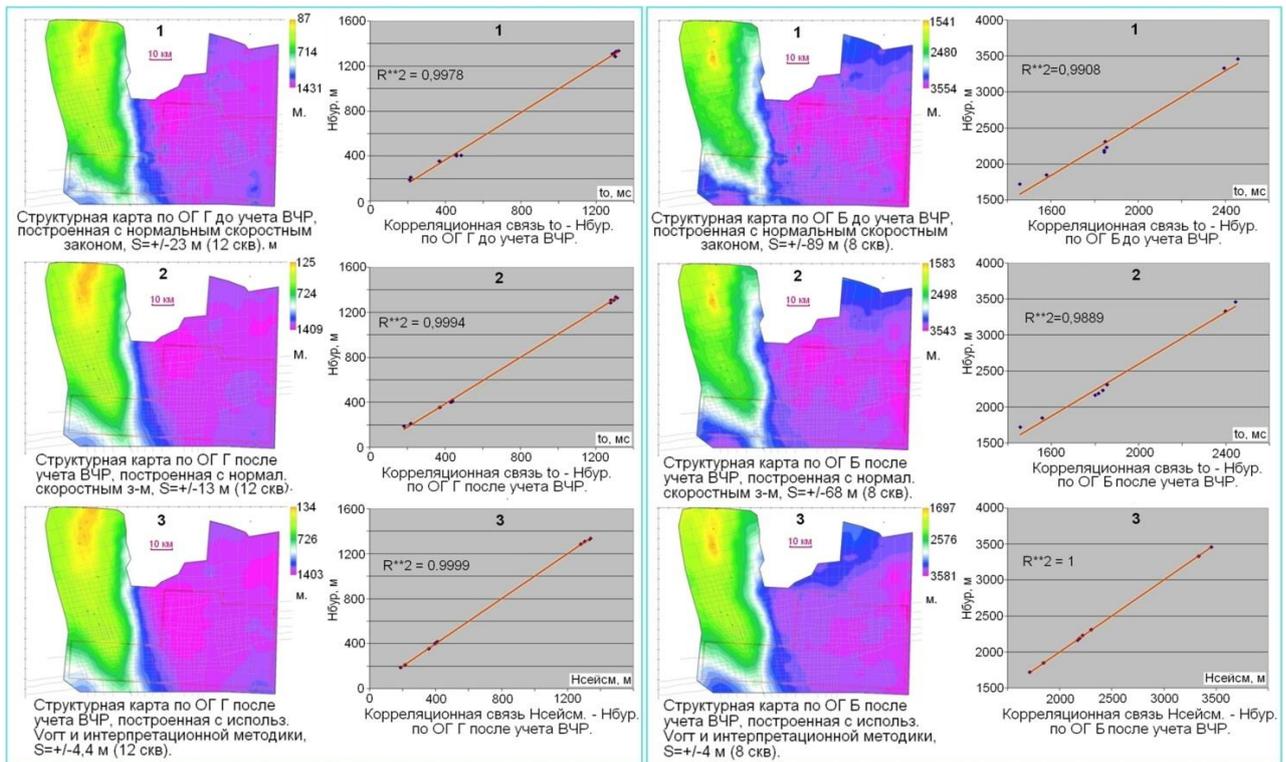


Рисунок 2.4.а. Структурные карты и кроссплоты по ОГ Г на различных этапах построения глубинно-скоростной модели (р-н поселка Куто).

Рисунок 2.4.б. Структурные карты и кроссплоты по ОГ Б на различных этапах построения глубинно-скоростной модели (р-н поселка Куто).

2.4. Проблема неединственности решения задачи кинематической инверсии

В настоящее время в мире не существует общепризнанной и формализованной технологии кинематической инверсии, гарантирующей корректный учет всех поверхностных и глубинных факторов и получение полностью однозначного и адекватного отображения геометрии и скоростной модели целевых объектов.

Проблема неоднозначности, неединственности обратных решений - очень актуальная тема, которой уделяется значительное внимание в крупных западных компаниях. Это, например, исследования Рене-Эдуарда Плесси, (Shell), Чао Вана, Дэвида Инста и др. (ION Geophysical) [180, 196-198].

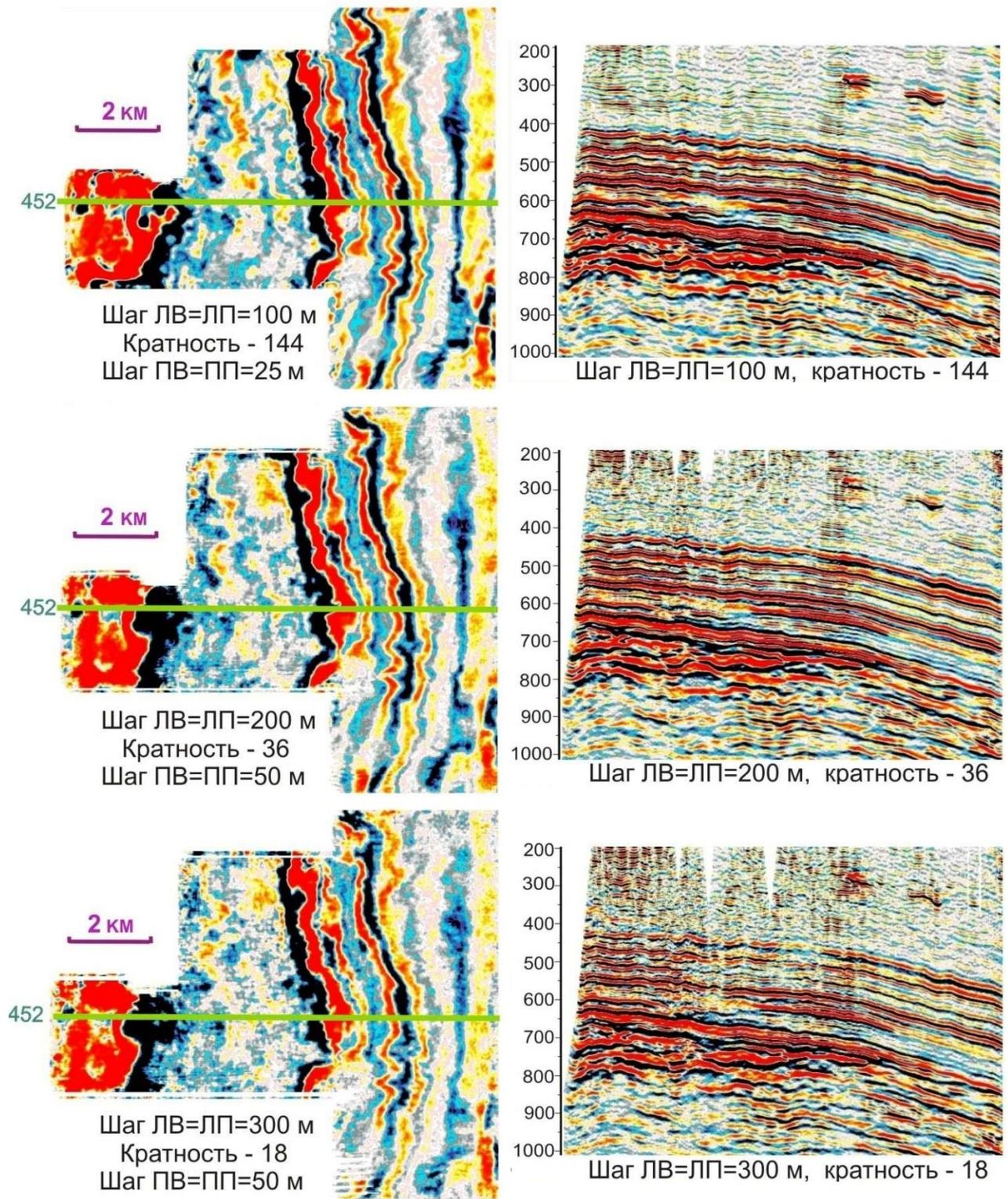


Рисунок 2.5. Горизонтальные ($t_0=650$ мс, левый ряд) и вертикальные (LINE 452, правый ряд) срезы временного куба при различной плотности полевой съемки (материалы опытно-методических работ на одном из газовых месторождений севера Западной Сибири)

Из российских ученых-геофизиков очень большой вклад в исследование, можно даже сказать, популяризацию данного вопроса [50, 105, 190] внес В.М. Глоговский, не так давно ушедший, к сожалению, из жизни.

В посвященной его памяти статье “Оценка скоростной модели. Гамбургский счет” [190] был поднят ряд “неудобных” для многих специалистов вопросов о неустойчивости и неединственности решения обратной кинематической задачи сейсморазведки.

Здесь будет уместна осмысленная компиляция [50], т.к. это поможет понять суть проблемы (источник – В.М. Глоговский, С.Л. Лангман “Свойства решения обратной кинематической задачи сейсморазведки”, журнал Технологии сейсморазведки, № 1, 2009 г.)

Ключевые моменты статьи

Суть проблемы

....решение имеет практический смысл, только если оно корректно. Последнее означает выполнение трех условий: решение существует, единственно и устойчиво, т.е. малые изменения в исходных данных приводят к допустимым изменениям решения. Проверка этих условий часто оказывается весьма не банальным делом, поскольку предлагаемые алгоритмы решения могут не приводить к заведомо абсурдному результату... «правдоподобие» результата порой дает иллюзию того, что задача решена. Все это в полной мере касается обратной кинематической задачи сейсморазведки. Существует множество алгоритмов ее решения. Большой опыт их применения показывает, что при одних и тех же наблюдениях (сейсмограммах) результаты решения могут заметно отличаться друг от друга. Обсуждается обычно, какой из методов лучше, хотя в действительности нужно понять, как это вообще может быть. Какие свойства обратной кинематической задачи приводят к такому результату?

Выбор модели

Все современные способы решения обратной задачи используют так называемую пластовую модель.... Решить обратную задачу означает так подобрать параметры, чтобы результат решения прямой кинематической задачи совпадал с временами прихода отражений от глубинных границ....нужно констатировать,

что задача определения глубинно-скоростных параметров пласта из критерия попадания в наблюдаемые времена отражений с приемлемой точностью (которая заведомо выше точности измерения реальных времен) является неустойчивой...неустойчивость обратной кинематической задачи сейсморазведки приводит к двум важным последствиям:

- среди границ, удовлетворяющих условию совпадения времен прихода отраженных от них волн с наблюдаемыми временами с приемлемой точностью, могут быть значимо отличающиеся друг от друга с геологической точки зрения,
- не всякая глубинно-скоростная модель, параметры каждого слоя которой найдены из критерия совпадения времен отражений от всех, включенных в модель границ с наблюдаемыми временами с приемлемой точностью, позволяет правильно определить параметры нижележащих слоев.

Что делать?

Ответ на этот вопрос – попытаться построить теорию решения обратной кинематической задачи сейсморазведки.

В настоящее время существует огромное количество полуэвристических алгоритмов построения глубинно-скоростной модели среды, которые содержат массу рецептов, но не содержат даже намека на то, какая задача решается...утверждение: «достаточно в рамках выбранной модели попасть в наблюдение с приемлемой точностью, чтобы восстановить строение разведваемой толщи» - не справедливо...ясно, что без определения основных понятий, доказательства основополагающих утверждений и устранения целого ряда внутренних противоречий невозможно продвижение в проблеме определения глубинно-скоростного строения реальной среды. Если не разработать теорию обратной кинематической задачи в общепринятом смысле, то этот раздел сейсморазведки так и останется набором интуитивных алгоритмов, про которые никогда не известно какова область их применимости и степень достоверности результата.

Есть ли резервы?

....в обратной кинематической задаче сначала необходимо определить модель, в рамках которой вычисляются параметры среды. Решение тем будет лучше соответствовать реальному разрезу, чем более однородные слои включены в модель...априорная информация может играть важную (иногда решающую) роль не только при «создании» модели, но и при решении обратной задачи...знание подошвы неоднородного слоя является очень «мощной» априорной информацией,

позволяющей так восстановить неоднородный слой выше этой границы, что становится определенной моделью ниже нее.

Выводы

По-видимому, уже пора разобраться в том, что именно можно сделать в этой проблеме сейсморазведки (и, тогда, как это сделать наилучшим образом), а на какие вопросы ответить нельзя и доступно и нежно объяснить это заказчикам сейсмических работ. Что касается сейсморазведчиков, то их стенания: «никто не должен знать, что написано в этой статье – нам за это большие деньги платят» тоже неправомерны. Деньги им платят как раз потому, что задача не имеет решения – иначе бы давно уволили.

В работе [190] приводятся “контр-примеры” вполне осмысленных в геологическом отношении, но совершенно отличающихся друг от друга глубинно-скоростных моделей (рисунок 2.6), имеющих идентичные (отличающиеся на погрешность, заведомо меньшую погрешности измерений) кинематические параметры отражающих горизонтов, при этом факторами неединственности являются неоднородности глубинного строения, не связанные с влиянием ВЧР.

Между тем, в основе многих методических (главным образом, томографических) подходов к решению обратной кинематической задачи (кинематической инверсии) в условиях наличия неоднородностей в ВЧР лежит критерий, согласно которому предпочтение отдается решению, имеющему минимальные расхождения t_0 и $V_{огт}$ принятой модели с исходными данными.

При отсутствии объективной априорной информации, ВЧР в рамках упомянутых подходов обычно описывается некоторой базовой моделью, неким неоднородным слоем – с постоянной скоростью и переменной мощностью, либо, наоборот, с постоянной мощностью и переменной скоростью, иногда за подошву ВЧР принимают верхний опорный горизонт, а влияние ВЧР моделируют переменной средней скоростью в первом слое.

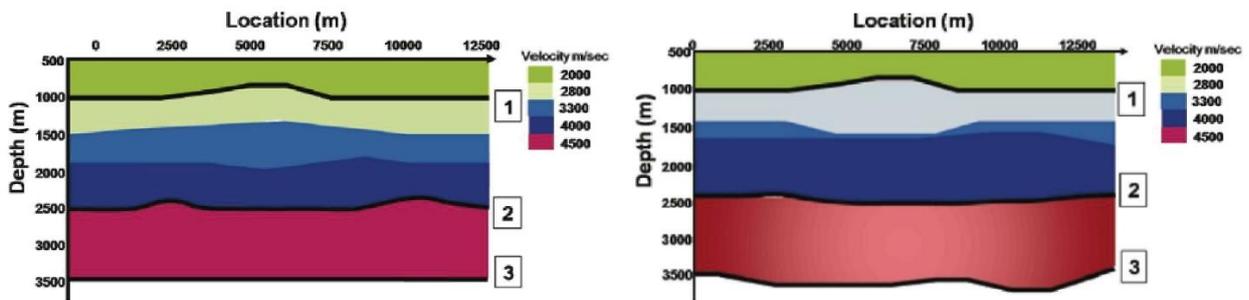


Рисунок 2.6. Примеры глубинно-скоростных моделей, имеющих идентичные времена прихода (соответственно, одинаковые t_0 и $V_{огт}$) отраженных волн для горизонтов 1, 2 и 3.

Источник: **Glogovsky V, Landa E., Langman S., Tijmen J. M.** Validating the velocity model: the Hamburg Score. FIRST BREAK, № 3, 2009.

Поскольку реальное распределение толщин и скоростей в ВЧР заведомо не известно, логично предположить, что использование (в рамках пластовой модели) различных базовых моделей верхнего слоя, при прочих равных условиях, даст несколько “правильных” решений обратной кинематической задачи, различающихся как с точки зрения геологической осмысленности, так и в отношении друг друга, однако полностью отвечающих критерию минимальности расхождения t_0 и $V_{огт}$ с исходными данными.

Далее будут рассмотрены некоторые факторы неединственности решения обратной кинематической задачи, связанные с проблемой ВЧР, на основе ряда простых и вполне осмысленных в геологическом отношении базовых моделей ВЧР.

Общей целью проведенных экспериментов является анализ последствий использования неадекватной модели слоя, моделирующего ВЧР, в случае подбора решения обратной задачи по критерию минимизации расхождений кинематических параметров (t_0 и $V_{огт}$) модели с исходными данными, а также поиск возможных (пусть и косвенных) критериев, позволяющих исключить сомнительные “правильные” решения.

На рисунке 2.7.а-в показаны три принятые за основу четырехслойные базовые глубинно-скоростные модели (модели 1, 2 и 3, верхний ряд) и их сейсмические отображения $\text{Ногт} = t_0 * V_{огт} / 2$ с наложением интервальных скоростей (нижний ряд).

Серия графических иллюстраций на рисунке 2.8 дает возможность количественно оценить параметры моделей (глубины, интервальные скорости, t_0 и $V_{огт}$).

Как видим, неоднородность полупериодом (размером) 5 км. моделируется изменением параметров, а именно толщины и (или) интервальной скорости верхнего слоя, при этом за основу принято три “крайних” варианта:

- постоянная скорость при переменной мощности (модель-1),
- переменная скорость при постоянной мощности (модель-2),
- переменная скорость при обратно-переменной мощности (модель-3).

Времена (t_0) трех нижележащих горизонтов идентичны, скорости $V_{огт}$ ведут себя сходным образом, но не идентичны, это хорошо заметно по первым двум горизонтам.

На рисунке 2.9.а-в показаны варианты глубинно-скоростных моделей (верхний ряд), параметры которых были преднамеренно подобраны таким образом, чтобы обеспечить “приведение” кинематических параметров (t_0 , $V_{огт}$) трех последних горизонтов моделей 2 и 3 к соответствующим параметрам базовой модели 1, в чем можно убедиться, сравнив сейсмические отображения вышеупомянутых моделей (нижний ряд).

На рисунке 2.10.а-в показаны варианты глубинно-скоростных моделей (верхний ряд), параметры которых были преднамеренно подобраны таким образом, чтобы обеспечить “приведение” кинематических параметров (t_0 , $V_{огт}$) трех последних горизонтов моделей 1 и 3 к соответствующим параметрам базовой модели 2, в чем можно убедиться, сравнив сейсмические отображения вышеупомянутых моделей (нижний ряд).

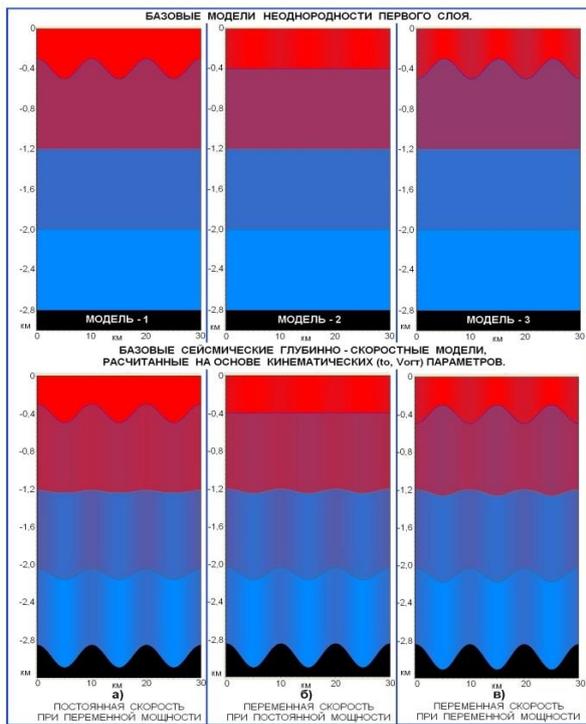


Рисунок 2.7. Базовые глубинно-скоростные модели, различающиеся характером неоднородности первого слоя

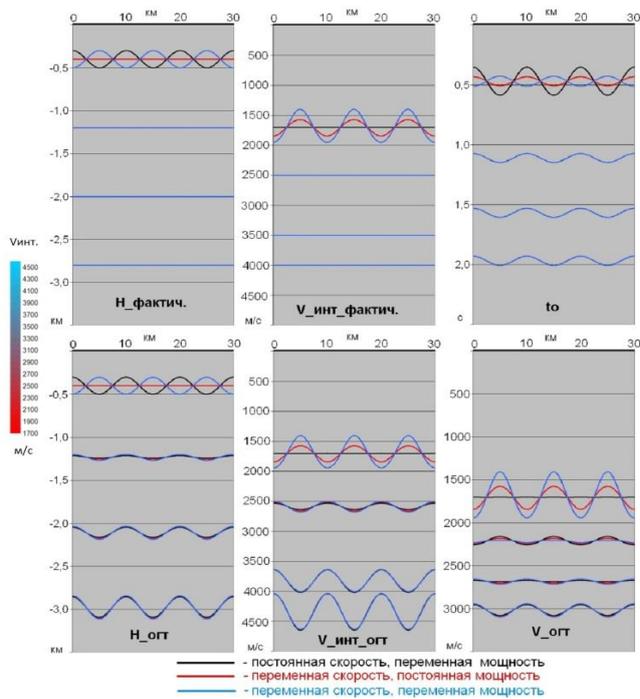


Рисунок 2.8. Параметры базовых глубинно-скоростных моделей, различающихся характером неоднородности первого слоя, моделирующего влияние ВЧР

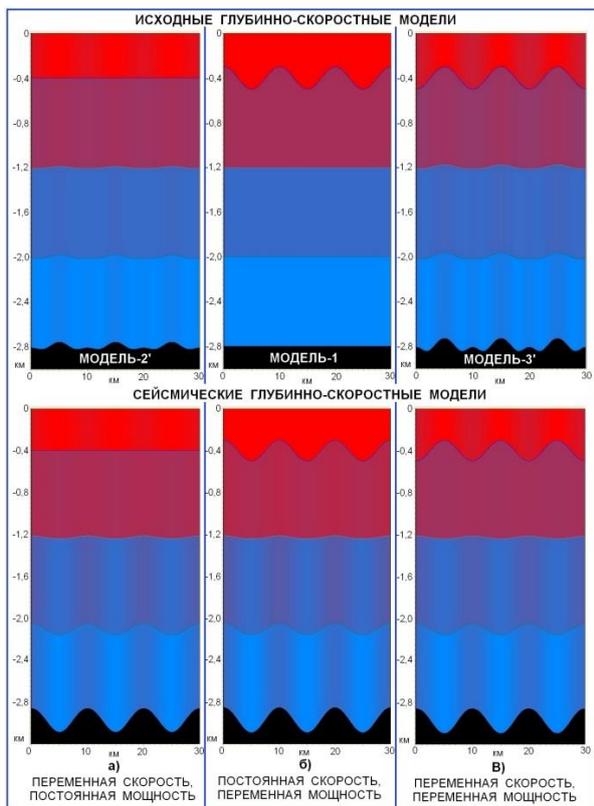


Рисунок 2.9. Приведение кинематических параметров ($t_{огт}$, $V_{огт}$) базовых моделей “2” и “3” к базовой модели “1”

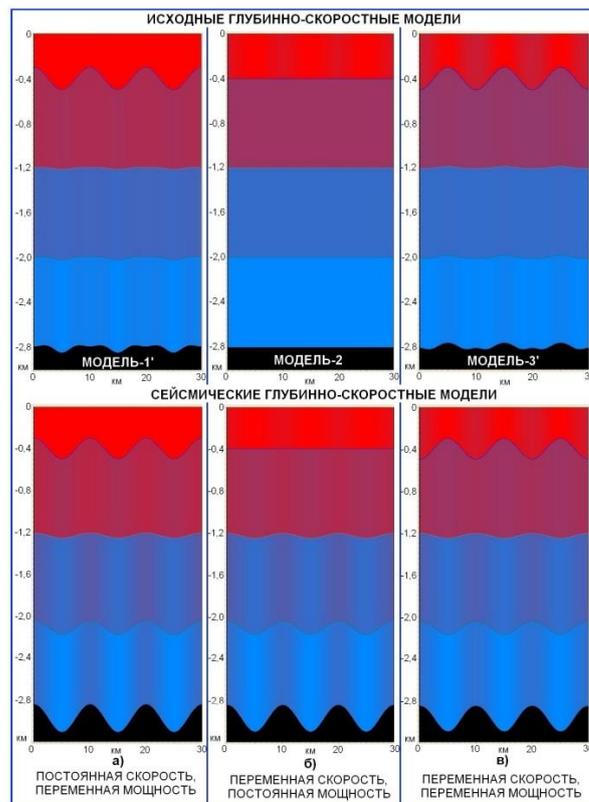


Рисунок 2.10. Приведение кинематических параметров ($t_{огт}$, $V_{огт}$) базовых моделей “1” и “3” к базовой модели “2”

Для варианта приведения к 3 базовой модели расчеты не производились, т.к. во-первых, результат вполне предсказуем, а во-вторых, аппроксимация ВЧР слоем переменной и мощности и скорости – явление более редкое.

Для всех расчетов использовался авторский программный продукт – пакет “REFRA+” (авт. Долгих Ю.Н.), сочетающий прямое кинематическое моделирование МОВ-ОГТ-2D для изменчивых слоистых сред с расчетом (путем гиперболической аппроксимации годографов) сейсмической глубинно-скоростной модели, с возможностью применения к данным поправок за ВЧР, как статических, так и переменных по удалению-времени (аналог процедуры пересчета волнового поля к однородной модели).

Итак, для однослойной ВЧР, использование ошибочной (упрощенной) базовой модели первого слоя (что практически неизбежно при отсутствии прямого изучения ВЧР) в кинематической инверсии по критерию минимизации расхождений времен модели и исходных данных приведет к заведомо ошибочному решению.

Следующий эксперимент был проведен с целью оценки практических последствий однослойной аппроксимации ВЧР в модели кинематической инверсии при наличии в перекрывающей толще двух типов неоднородностей – низкоскоростных (например, ЗМС) и высокоскоростных (например, мерзлота, известково-карбонатные породы, траппы) по отношению к вмещающим породам. Подобная модель ВЧР типична для огромных территорий России и других регионов мира.

Параметры двухслойной модели подобраны таким образом, чтобы низкоскоростная и высокоскоростная неоднородности частично (50 %) компенсировали друг друга, создавая на уровне t_0 остаточную знакопеременную аномалию ± 15 мс полупериодом (размером) 5 км.

Не стоит думать, что это какая-то экзотическая (фантастическая) модель ВЧР, для средней полосы России подобная взаимная корреляция низкоскоростных (ЗМС) и высокоскоростных (известково – карбонатные

породы) аномалий вполне типична (увеличение толщины ЗМС на возвышенностях рельефа и одновременное увеличение толщины высокоскоростной толщи в ВЧР).

Модель представляет собой совокупность четырех плоско-параллельных слоев с интервальными скоростями 1700, 2500, 3500, 4000 м/с, при этом в пределах 1-го слоя, моделирующего вмещающие породы, располагаются 2 упомянутых выше неоднородных слоя с интервальными скоростями 500 м/с (низкоскоростной) и 2500 м/с (высокоскоростной). Подошва высокоскоростного неоднородного слоя залегает на глубине 200 м, ниже на глубинах 400, 1200, 2000, 2800 м находятся отражающие горизонты, соответствующие подошвам последующих слоев модели.

В условиях Западной Сибири два вышеназванных неоднородных слоя соответствуют ЗМС и многолетнемерзлым породам (ММП).

На рисунке 2.11.а, б, в приведены три глубинно-скоростных модели и их сейсмические отображения для следующих вариантов решения обратной задачи:

- правильного (рисунок 2.11.а),
- в допущении, что $H = t_0 * V_{огт} / 2$ верхнего опорного горизонта (реально залегающего на глубине 400 м) соответствует фактической глубине залегания горизонта, т.е. что $V_{огт_вог} = V_{ср}$ (рисунок 2.11.б),
- в допущении, что фактическая глубина залегания верхнего опорного горизонта (400 м) известна априорно (рисунок 2.11.в).

Как видим, оба результата (б, в) сейсмической инверсии дают ошибочное решение, причем наибольшая погрешность (парадокс?) наблюдается у варианта с наилучшим соответствием t_0 и $V_{огт}$ исходных данных и модели (совпадают t_0 и $V_{огт}$ всех 4-х горизонтов ниже подошвы ВЧР).

При априорном знании глубины залегания верхнего опорного горизонта ошибка сейсмической инверсии заметно меньше, однако как раз этот более “правильный” вариант может быть отброшен, т.к. противоречит критерию,

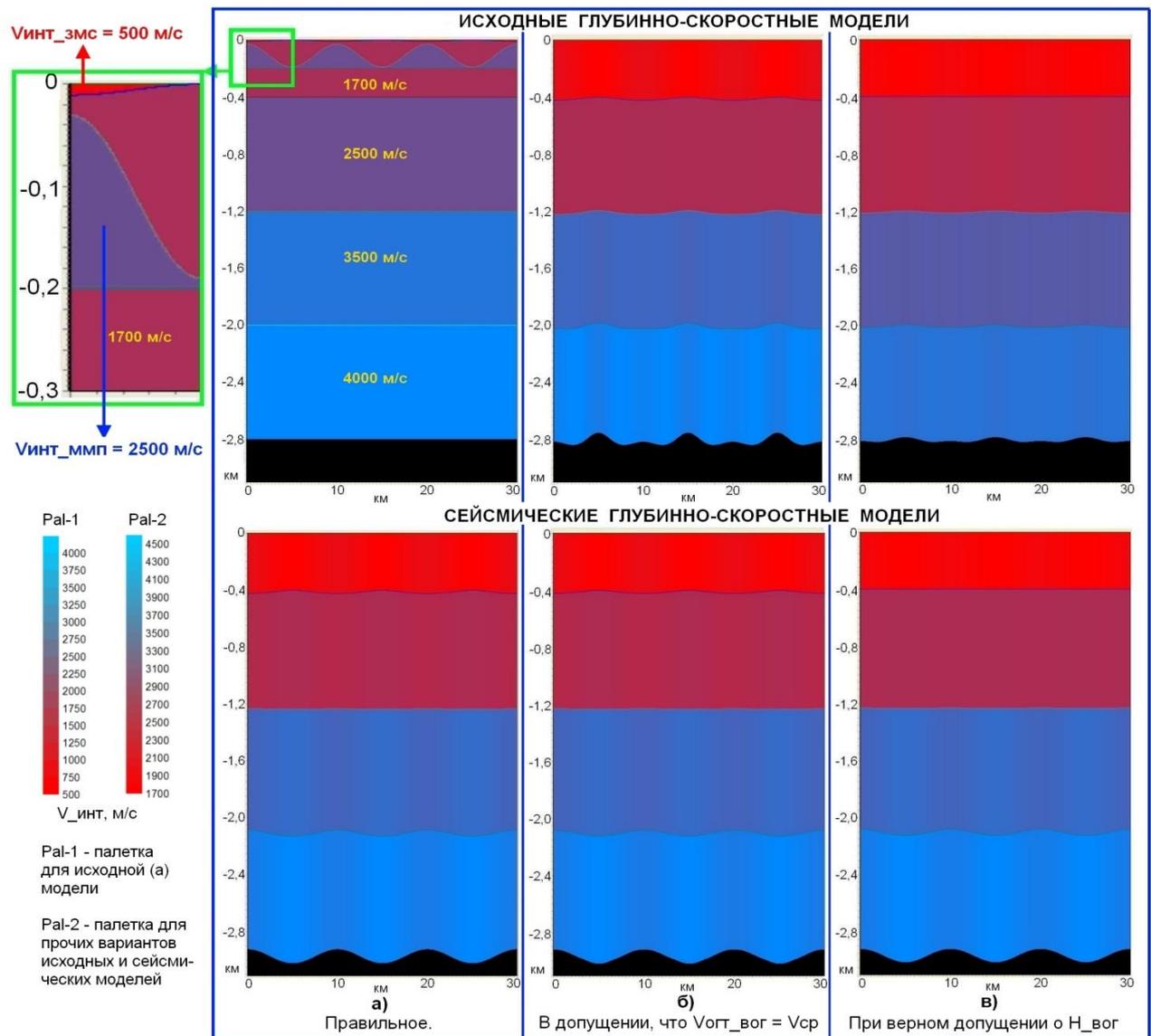


Рисунок 2.11. Варианты решения обратной кинематической задачи при наличии двухслойной ВЧР (ЗМС+ММП) с частичной (50 %) взаимной компенсацией аномалий.

к тому же оценкам скоростей по неглубоким отражающим горизонтам традиционно доверяют больше.

Какие могут быть рекомендации при подобной ситуации?

1. Упростить модель перекрывающей толщи до однослойной за счет ввода поправок за вышележащий низкоскоростной слой. Разумеется, чем более точная модель слоя и технология ввода поправок будет использоваться, тем лучше будут исходные условия для последующей кинематической инверсии.

2. Затем использовать в качестве априорной информации рассчитанную на основе t_0 и $V_{\text{огт}}$ структурную поверхность неглубокого горизонта,

залегающего ниже подошвы ВЧР. Разумеется, чем более точно определены кинематические параметры данного горизонта и чем ближе к подошве ВЧР горизонт залегает, тем лучше будет результат инверсии.

В противном случае, остается полагаться на адекватность базовой модели моделирующего влияние ВЧР слоя.

Еще несколько соображений относительно адекватности базовой модели и применявшихся в данных экспериментах подходах к расчету множественных моделей.

Принцип подбора глубинно-скоростных моделей за счет манипуляций с толщинами и интервальными скоростями, обеспечивающий возможность расчета множественных вариантов с одинаковыми временами и скоростями суммирования границ, залегающих ниже некоторого принятого за подошву ВЧР (толщи мерзлоты) слоя, будет более понятен, если рассмотреть его на примере простейших двухслойных моделей.

Примем за основу модель, состоящую из 2-х плоскопараллельных слоев с толщинами $dH1 = 400$ м, $dH2 = 400$ м, и интервальными скоростями $V1=2500$ м/с, $V2=2000$ м/с. Теперь рассчитаем “линейку” моделей таким образом, чтобы при неизменных временах пробега в каждом из слоев глубина подошвы 2 слоя ($H2$) оставалась неизменной, а скорости в первом более высокоскоростном слое (моделирующем влияние мерзлоты) менялась от 2250 до 3000 с шагом 250 м/с. Расчетные формулы опустим из-за очевидности подобных манипуляций “скорость-толщина”.

В результате получим 5 базовых моделей (см. рисунок 2.12, верхний ряд, модели 1-5) имеющих идентичные t_0 и средние скорости ($V_{ср}$) до подошвы 2 слоя и принципиально различные соотношения $k=V1/V2$, меняющиеся от 1.0227 (скорость $V1$ близка к $V2$ – “слабая” неоднородность) до 2.3214 (скорость $V1$ значительно выше $V2$ – “сильная” неоднородность).

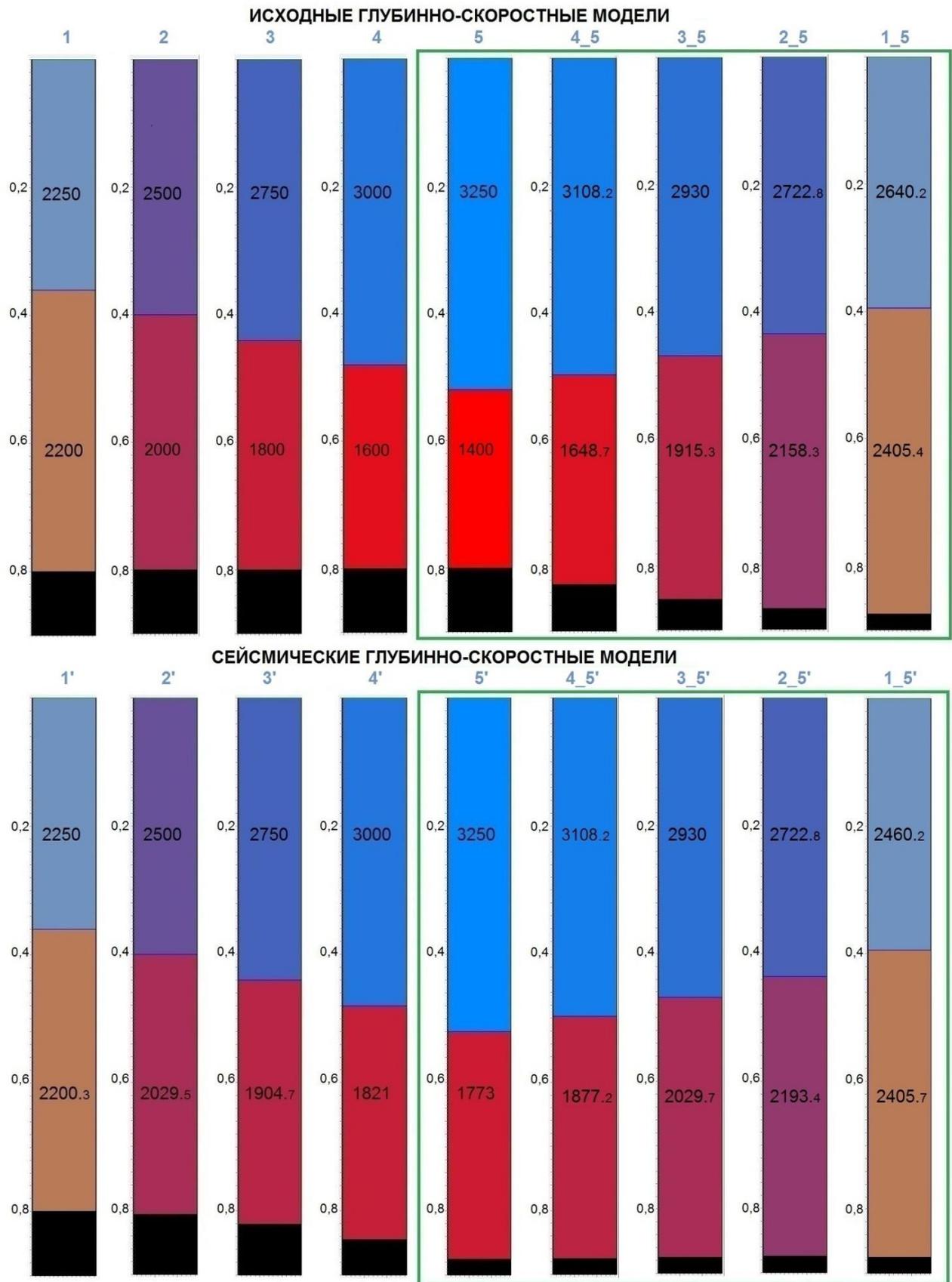


Рисунок 2.12. Линейки глубинно-скоростных моделей (верхний ряд) и их сейсмических отображений (нижний ряд) с приведением t_0 и $V_{огт}$ 2-й границы к 5-му варианту модели (внутри зеленой рамки)

Для севера Западной Сибири это вполне реалистичный диапазон изменений интервальных скоростей в мерзлоте и коренных подстилающих породах.

Из теории нам известно, что в многослойной среде скорость $V_{огт}$ всегда больше $V_{ср}$, а для $N=2$ степень завышения $V_{огт}$ относительно $V_{ср}$ будет прямо зависеть от характеризующего вертикальную неоднородность среды коэффициента $k=V1/V2$ (см. рисунок 2.13).

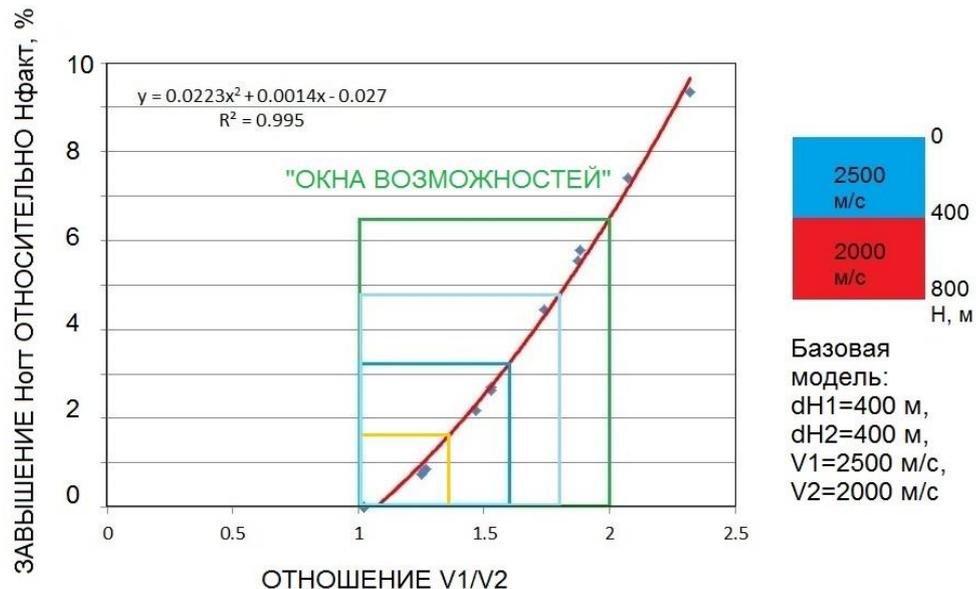


Рисунок 2.13. График зависимости между ошибкой определения глубины 2-й границы по параметру $N_{огт}=to*V_{огт}/2$ и параметром $V1/V2$ (для множества вариантов $V1$ и $V2$ от базовой модели)

Поэтому сейсмические отображения 5 базовых моделей (см. рисунок 2.12, нижний ряд, модели 1'-5') с идентичными to , $V_{ср}$, $H2$ имеют принципиально различные значения $N_{огт}$ ($V_{огт}$) подошвы 2 слоя, при этом чем больше k – тем больше завышение $N_{огт}$ ($V_{огт}$) относительно $N_{факт}$ ($V_{ср}$), что по теории и должно быть.

Можно продолжить “линейку” глубинно-скоростных моделей и их сейсмических отображений таким образом, чтобы привести $N_{огт}$ ($V_{огт}$) 2-й границы к любому из вариантов исходного множества в пределах существующего “окна возможностей” (рисунок 2.13) соотношения фактической ($H2$) и сейсмической глубины ($N_{огт}$).

Например, можно привести все модели к 5 варианту, получив, соответственно, “модификации” $4_5 - 1_5$ и сейсмические отображения $4_5' - 1_5'$, имеющие идентичные 5 варианту значения Ногт (Vогт) второй границы (см. рисунок 2.12, ряды исходных и сейсмических моделей в пределах зеленой рамки), а можно наоборот, привести все модели к 1 варианту (см. рисунок 2.14).

Принцип приведения моделей простой – чтобы изменить в нужную сторону Ногт второй границы при неизменном t_0 надо соответствующим образом пропорционально увеличить или уменьшить интервальную скорость и толщину. Манипулировать параметрами двух или одного из слоев – принципиального значения не имеет, потребуется не более 3-х итераций.

В чем состоит практический смысл подобных расчетов? Дело в том, что в реальных условиях из-за неопределенности строения вышележащей толщи тоже имеет место упомянутое “окно возможностей”, в пределах которого может существовать неограниченное количество обратных решений по глубине залегания верхнего опорного горизонта при разном коэффициенте вертикальной неоднородности среды. Хорошо, если данный коэффициент стабилен или обладает латеральной изменчивостью трендового характера, гораздо хуже, если k локально-неоднороден, а это вполне может быть, если брать во внимание все многообразие факторов, влияющих на скорость в толще мерзлоты.

Таким образом, даже при относительно небольших глубинах залегания ВОГ, изменчивость скорости в мерзлоте будет приводить к ошибкам определения структурного плана вне зависимости от того, рассчитывается глубина напрямую через Vогт или определяется по томографическим критериям.

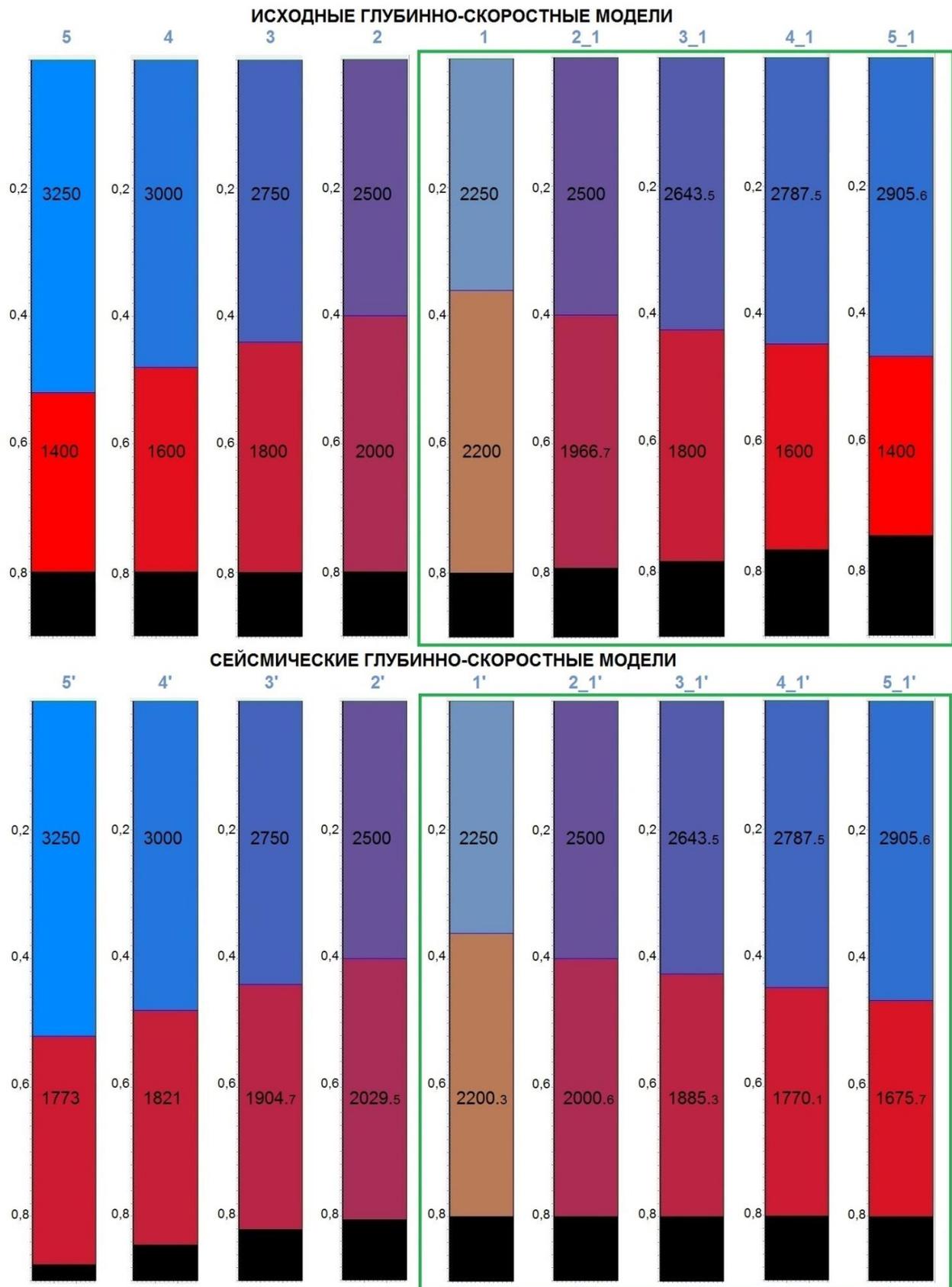


Рисунок 2.14. Линейки глубинно-скоростных моделей (верхний ряд) и их сейсмических отображений (нижний ряд) с приведением t_0 и $V_{огт}$ 2-й границы к 1-му варианту модели (внутри зеленой рамки)

Другое дело, что при локально-изменчивой скорости в мерзлоте томографическое решение (в допущении о фиксированном значении k или скорости в замещаемом слое) даст такую-же локальную флуктуацию и в глубинах (завышение глубины ВОГ при увеличении k , занижение глубины ВОГ при уменьшении k), т.е. устойчивость решения будет хуже, чем в способе ВОГ, предусматривающем сглаживание сейсмических глубин $H = t_0 * V_{огт} / 2$ на базе, значительно (в 4-6 раз) превышающей среднее значение фактической глубины залегания горизонта ВОГ.

Кроме того, значение имеет и диапазон изменчивости коэффициента вертикальной неоднородности среды. Если взять за основу приведенные выше расчеты, то при изменчивости $k \pm 10-15 \%$ относительно некоторого фонового значения, среднеквадратическая погрешность сейсмической глубины ВОГ, обусловленная данным фактором, не должна превышать 5-6 м (при среднем значении глубины порядка 800 м), что можно считать приемлемым.

2.5. Возможности и ограничения сейсморазведки МОВ-ОГТ при поиске скрытых неоднородностями ВЧР структур в условиях Западной Сибири

Общеизвестно, что структурный план отражающих горизонтов не связан, в общем случае, с пространственным распределением неоднородностей ВЧР, и что в процессе кинематической инверсии должна быть решена задача разделения структурного и ВЧР факторов во временной и глубинной области.

Вместе с тем для малоамплитудных и малоразмерных объектов, “аномальный эффект” от которых уже изначально меньше или соизмерим с обусловленными ВЧР неоднородностями, задача разделения структурного и ВЧР представляет существенную проблему.

Именно малоамплитудные и малоразмерные объекты, т.е. объекты с поперечными размерами 1 – 3 км и амплитудой 10 – 20 м являются в настоящее время предметом поиска в условиях Западной Сибири.

Сейсморазведка структур малого размера – непростая задача даже в относительно благоприятных поверхностных и глубинных условиях, в монографии В.В. Корягина [110] основные аспекты данной проблемы рассмотрены достаточно подробно.

Особенную сложность для МОВ-ОГТ представляет собой задача выявления относительно неглубоко залегающих (уровень горизонтов С – Г) структур, чье присутствие в волновом поле временных разрезов скрыто, или, можно сказать, нивелировано скоростными неоднородностями ВЧР - в условиях, когда фактор ВЧР преобладает, или, как минимум, соизмерим со структурным фактором.

Подобная ситуация является типичной для многих районов Западной Сибири.

Заметим, что аномалии ВЧР размером (полупериодом) 1 – 3 км являются, с одной стороны, весьма характерными, а с другой стороны – наиболее проблемными с точки зрения возможности корректного устранения их влияния для традиционных методик сейсморазведочных работ.

Многолетний опыт изучения ВЧР с применением специализированных систем наблюдений в рамках технологии многоуровневой сейсморазведки показывает, что среднеквадратическая величина локальных аномалий ВЧР, характерная для северных районов Западной Сибири, составляет ± 10 - ± 15 мс, что соответствует амплитуде (во временной области) объектов поиска в настоящее время.

Если структурные элементы глубоких горизонтов могут быть выявлены, и, по крайней мере, на качественном уровне, проинтерпретированы по временным разрезам с использованием палеорекострукции верхнего горизонта, то структурные элементы неглубоких горизонтов таким способом выявлены быть не могут, т.к. в этом случае необходимо знание не только параметра времени, но и параметра скорости.

Именно информация о средних скоростях, извлекаемая из сейсмических данных, является основой построения глубинно-скоростной моделей среды,

при этом достоверность такой глубинно-скоростной модели напрямую зависит от точности определения эффективных скоростей.

В свою очередь, точность определения эффективных скоростей, если под этим подразумевать определенное соответствие между эффективными и средними скоростями, зависит от корректности и точности учета неоднородностей ВЧР, главным образом, факторов рельефа, ЗМС и мерзлоты.

Для точного учета ВЧР необходимо применение специализированных систем наблюдений, ориентированных на объекты ВЧР, поскольку иные существующие подходы в принципе не могут обеспечить надежного обнаружения малых объектов в условиях преобладания фактора ВЧР над структурным.

Для демонстрации возможностей и ограничений МОВ-ОГТ с точки зрения обнаружения структур, скрытых неоднородностями ВЧР, было проведено моделирование, основанное на реалистичных для современных условий соотношениях размеров и амплитуд объектов поиска и аномалий ВЧР.

Серия моделей была рассчитана по принципу взаимной компенсации аномалий, т.е. промоделирована ситуация, когда присутствие антиклинальной структуры в поле центровых лучей не проявляется из-за наличия в верхней части разреза обратной (компенсирующей) аномалии, представленной либо утолщением ЗМС, либо уменьшением мощности слоя мерзлоты.

Для пояснения рассмотрим простейшую исходную модель – плоская горизонтальная граница раздела, скорость в слое между также горизонтальной дневной поверхностью и границей – 2000 м/с.

Линия t_0 в этом случае будет представлять собой прямую линию с постоянным значением времени.

Допустим, на границе имеется 10 - метровое антиклинальное поднятие. В этом случае на линии t_0 появится купол амплитудой 10 мс, t_0 на вершине купола уменьшится на 10 мс.

Чтобы исключить эту аномалию времен на уровне глубинного горизонта, необходимо “вставить” между границей и дневной поверхностью либо низкоскоростной слой с соответствующим увеличением толщины от периферии

к куполу структуры, либо высокоскоростной слой с соответствующим уменьшением мощности.

Формула расчета корректирующей статической поправки за неоднородность верхнего слоя для двухслойной модели имеет вид:

$$\Delta t_{o_2} = \frac{V_2 - V_1}{V_2} \cdot \Delta t_{o_1}, \quad (2.2)$$

Здесь Δt_{o_2} - поправка в t_o границы № 2 (подшвы 2-го слоя), компенсирующая изменение t_o границы № 1 (подшвы 1-го слоя) Δt_{o_1} , V_1 и V_2 - пластовые скорости, соответственно, в 1 и 2 слое.

Опуская промежуточные вычисления, приведем формулу для расчета величины изменения толщины 1 слоя (ΔH_1) для компенсации аномалии t_o границы № 2 (Δt_{o_2}):

$$\Delta H_1 = \frac{V_1 \cdot V_2}{2 \cdot (V_2 - V_1)} \cdot \Delta t_{o_2}, \quad (2.3)$$

Из расчетов по вышеприведенной формуле следует, например, что для того, чтобы скомпенсировать присутствие в волновом поле временного разреза антиклинального поднятия по границе № 2 амплитудой 10 м, при $V_1 = 800$ м/с и $V_2 = 2000$ м/с требуется увеличение мощности низкоскоростного слоя от периферии к куполу структуры на 6,66.. м (рисунок 2.15.а), а при $V_1 = 3000$ м/с и $V_2 = 2000$ м/с требуется уменьшение мощности высокоскоростного слоя на 30 м (рисунок 2.15.б).

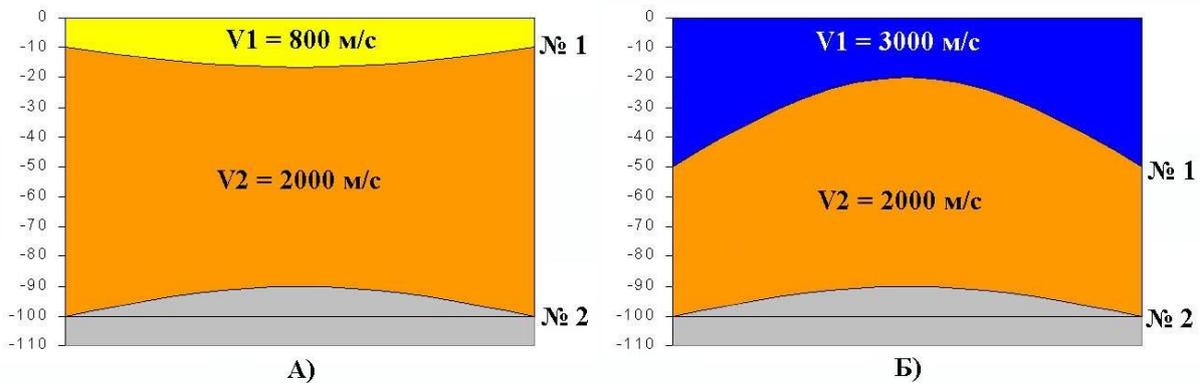


Рисунок 2.15. Примеры “скрывающих” антиклинальное поднятие глубинно-скоростных моделей ВЧР (шкала глубин – условная)

В ходе эксперимента рассматривались 2 группы моделей.

У моделей первой группы компенсирующая присутствие антиклинальной структуры неоднородность представляла собой высокоскоростной ($V_{пл.} = 2500$ м/с) по сравнению с подстилающими породами ($V_{пл.} = 1700$ м/с) слой (модель типа “мерзлота”), а у моделей второй группы компенсирующая неоднородность представляла собой более низкоскоростной ($V_{пл.} = 500$ м/с) по сравнению с подстилающими породами ($V_{пл.} = 1700$ м/с) слой (модель типа “зона малых скоростей”).

Поперечные размеры антиклинальных поднятий по горизонтам, залегающим ниже компенсирующей неоднородности, были приняты равными 1000, 2000 и 3000 м, амплитуды антиклинальных поднятий (A) – 10, 20 и 30 м. Таким образом, всего было сформировано 18 моделей, по 9 на каждую из групп компенсирующих неоднородностей.

Характеризующиеся наличием антиклинального поднятия слои располагались в интервале глубин 400 – 1800 м, толщина каждого слоя была принята равной 200 м, пластовая скорость принята возрастающей с глубиной от 1700 м/с с шагом 120 м/с.

Длина модельного профиля МОВ-ОГТ 2D составила 15 км, система наблюдений – фланговая, шаг ПП и ПВ принят равным 50 м, максимальное удаление – 2400 м, вершина антиклинального поднятия находилась на пикете 7500 м.

В результате детального скоростного анализа для каждой из 18 моделей были получены глубинные разрезы $\text{Ногт} = t_0 * V_{\text{огт}}/2$ в 2 версиях – без учета неоднородности верхнего слоя и с вводом теоретически верной компенсирующей статической поправки.

На рисунке 2.16 приведено схематическое изображение фрагментов вышеописанных глубинно-скоростных моделей типа “ЗМС” (а) и типа “мерзлота” (б) для $A=30$ м.

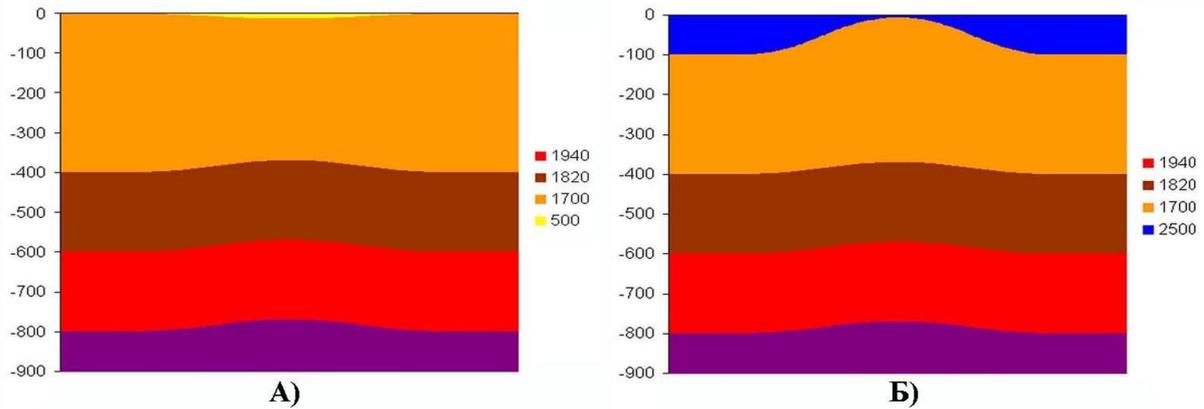


Рисунок 2.16. Фрагменты глубинно-скоростных моделей типа “ЗМС” (а) и типа “мерзлота” (б), использованных для моделирования ($A=30$ м)

На рисунках 2.17 – 2.19 в сжатом горизонтальном масштабе приведены фрагменты глубинных разрезов $\text{Ногт} = t_0 * V_{\text{огт}}/2$ для аномалий с поперечными размерами, соответственно, 1000, 2000 и 3000 м.

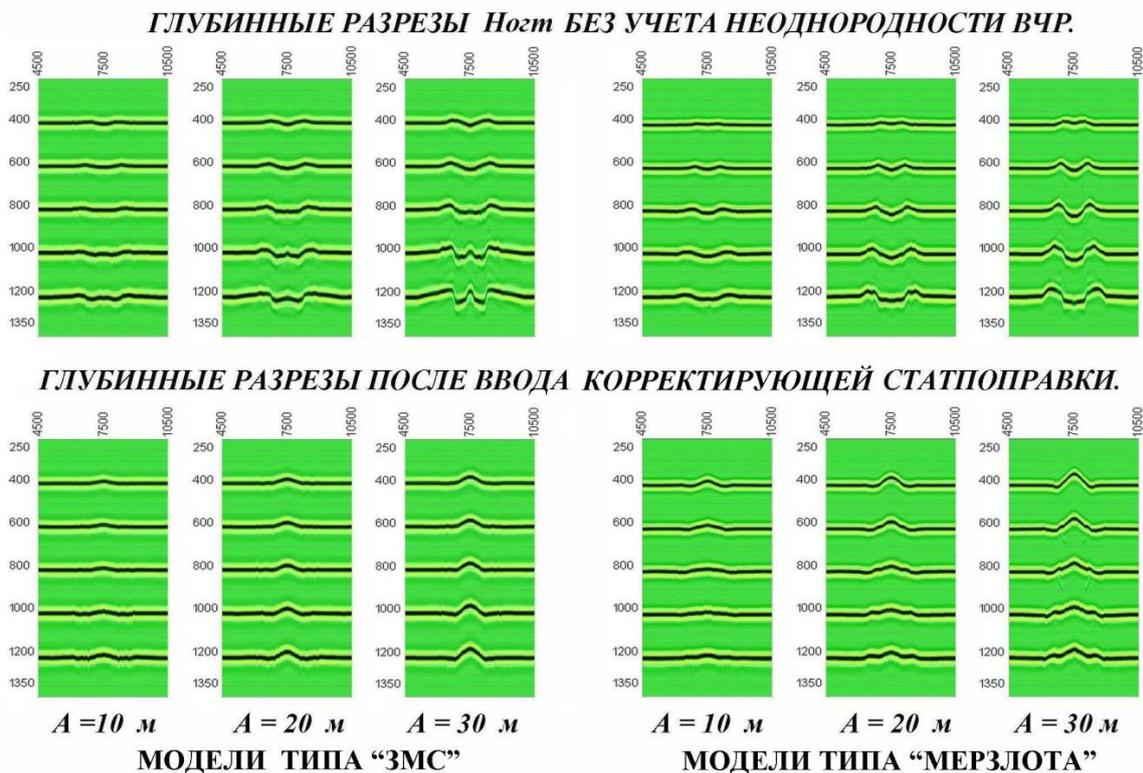
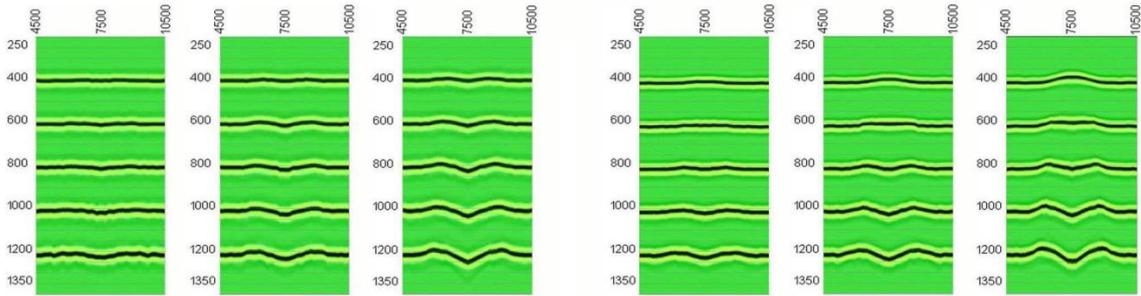


Рисунок 2.17. Результаты моделирования при поперечном размере “скрытой” антиклинальной структуры 1000 м

ГЛУБИННЫЕ РАЗРЕЗЫ *Ногт* БЕЗ УЧЕТА НЕОДНОРОДНОСТИ ВЧР.



ГЛУБИННЫЕ РАЗРЕЗЫ ПОСЛЕ ВВОДА КОРРЕКТИРУЮЩЕЙ СТАТПОПРАВКИ.

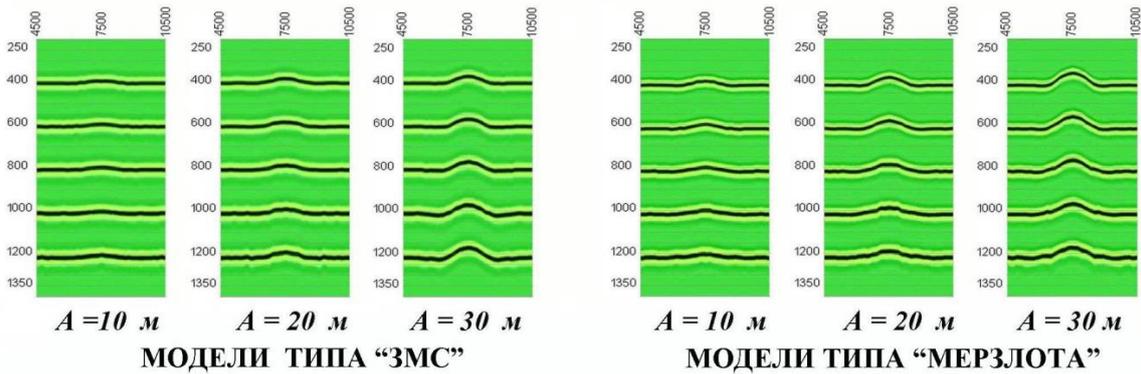
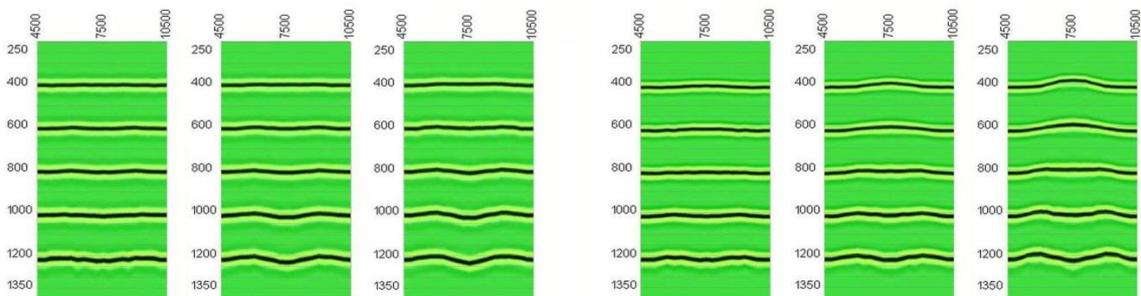


Рисунок 2.18. Результаты моделирования при поперечном размере “скрытой” антиклинальной структуры 2000 м

ГЛУБИННЫЕ РАЗРЕЗЫ *Ногт* БЕЗ УЧЕТА НЕОДНОРОДНОСТИ ВЧР.



ГЛУБИННЫЕ РАЗРЕЗЫ ПОСЛЕ ВВОДА КОРРЕКТИРУЮЩЕЙ СТАТПОПРАВКИ.

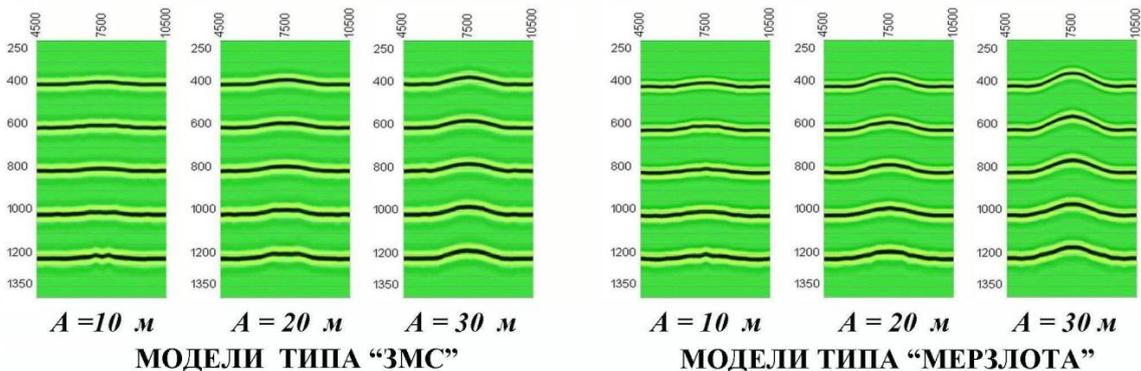


Рисунок 2.19. Результаты моделирования при поперечном размере “скрытой” антиклинальной структуры 3000 м

Каждый из рисунков делится на 2 части: левая часть – 3 модели типа “ЗМС” (амплитуды 10, 20 и 30 м), правая часть – 3 соответствующих модели типа “мерзлота”. Верхний ряд глубинных разрезов соответствует версии без учета неоднородности ВЧР, нижний ряд – версии после ввода теоретически верной статической поправки, учитывающей неоднородность верхнего слоя.

Визуальный сравнительный анализ глубинных разрезов позволяет сделать ряд наблюдений.

Если антиклинальное поднятие скрыто низкоскоростной компенсирующей неоднородностью (ситуация наличия ЗМС), то его выявление по параметру $\text{Ногт} = t_0 * V_{\text{огт}} / 2$ не представляется возможным, вне зависимости от амплитуды и поперечных размеров целевой аномалии.

Если антиклинальное поднятие скрыто высокоскоростной компенсирующей неоднородностью (ситуация наличия мерзлоты), то его выявление по параметру $\text{Ногт} = t_0 * V_{\text{огт}} / 2$ представляется возможным только для самых мелко залегающих (400 - 600 м) горизонтов, при поперечных размерах целевой аномалии 2000-3000 м. Для целевых аномалий меньшего поперечного размера (1000 м), с точки зрения возможности выявления по параметру $\text{Ногт} = t_0 * V_{\text{огт}} / 2$, глубина в 400 м уже является завышенной.

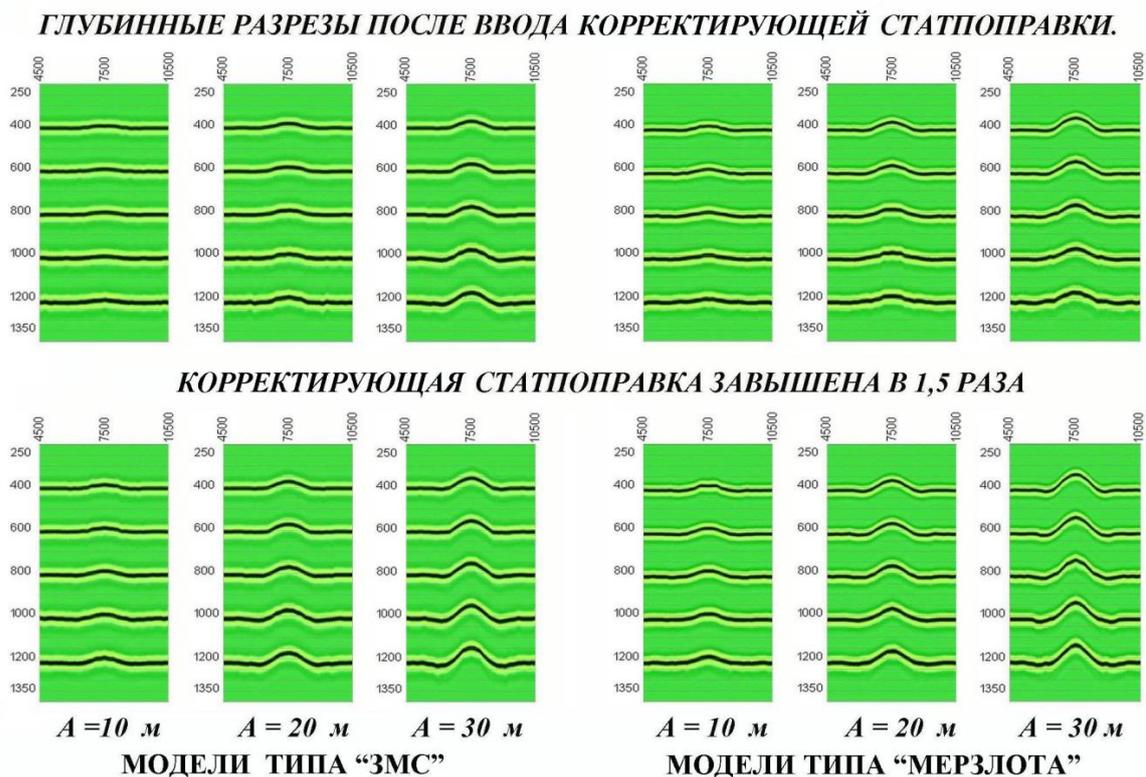
После ввода теоретически верной компенсирующей статической поправки за низкоскоростную неоднородность (ситуация наличия ЗМС), по параметру $\text{Ногт} = t_0 * V_{\text{огт}} / 2$ обеспечивается уверенное выявление антиклинального поднятия, вне зависимости от его амплитуды и поперечных размеров, при этом форма и амплитуда целевой аномалии искажаются в несущественной степени.

После ввода теоретически верной компенсирующей статической поправки за высокоскоростную неоднородность (ситуация наличия мерзлоты), по параметру $\text{Ногт} = t_0 * V_{\text{огт}} / 2$ выявление антиклинального поднятия обеспечивается, однако имеет место тенденция к искажению формы целевой аномалии (особенно для поперечного размера 1000 м) и завышению ее амплитуды (не менее, чем в 2 раза) - для всех поперечных размеров.

Для поперечного размера антиклинального поднятия 2000 м был проведен еще один эксперимент, а именно получена версия глубинных разрезов с завышенной в 1,5 раза компенсирующей статической поправкой. На рисунке 2.20 в сравнении показаны глубинные разрезы с теоретически верной и завышенной в 1,5 раза компенсирующей статикой.

Как видим, при вводе заведомо ошибочной (на 50 %) статической поправки, соответствующим образом увеличивается амплитуда целевых аномалий, однако их форма остается практически неизменной.

Последний пример демонстрирует, что при поиске малоамплитудных и малоразмерных объектов невозможно корректно разделить структурный фактор и фактор ВЧР (ЗМС), опираясь исключительно на эффективные параметры (t_0 и $V_{огт}$) глубинных горизонтов.



Рисунке 2.20. Сопоставление глубинных разрезов при использовании теоретически верной (верхний ряд) и завышенной компенсирующей статической поправки за неоднородность верхнего слоя (нижний ряд)

Анализируя результаты проведенных экспериментов, можно сделать следующие наблюдения и выводы:

- при поисках неглубоко залегающих малоамплитудных и малоразмерных объектов в районах распространения изменчивой ЗМС, изучение ЗМС с целью расчета компенсирующих временных поправок является обязательным, поскольку использование эффективных параметров (t_0 , $V_{огт}$) глубинных горизонтов не может обеспечить корректное разделение структурного фактора и фактора ВЧР (ЗМС),

- если неоднородности мерзлоты учитываются через эффективные параметры горизонтов, находящихся на глубинах более 600 м, нельзя рассчитывать на надежное выявление малоразмерных (1 - 3 км) поднятий по этим горизонтам,

- для надежного поиска малоамплитудных и малоразмерных объектов необходимо применение специализированных методик и систем наблюдений, ориентированных на границы ВЧР, например, технологии многоуровневой сейсморазведки.

2.6. Методическая схема реализации кинематической инверсии данных МОВ-ОГТ в северных районах Западной Сибири

В северных районах необходимо придерживаться рациональной методической схемы реализации кинематической инверсии (рисунок 2.21.а, б).

Из приведенных схем следует, что основой для выполнения кинематической инверсии данных сейсморазведки с целью построения глубинно-скоростной модели (ГСМ) являются принципы и дополнительная информация многоуровневых исследований.



Рисунок 2.21.а. Краткая методическая блок-схема реализации кинематической инверсии

КИНЕМАТИЧЕСКАЯ ИНВЕРСИЯ

Основные этапы выполнения кинематической инверсии	Подходы к выполнению кинематической инверсии и краткая характеристика способов реализации основных этапов выполнения кинематической инверсии	
	Оптимизированный традиционный (стандартный) - с применением аппарата статических поправок и гиперболической параметризации голографов	Современный (инновационный) - с применением миграционных алгоритмов трансформации волновых полей и томографических алгоритмов решения обратных кинематических задач для заданной модели среды (Prime, GeoLab, FWI)
Построение модели верхнего слоя (рельеф, ЗМС, ЗПС) от выбранного уровня наблюдения (поверхность или забой взрывных скважин)	На основе обработки первых вступлений в рамках однослойной модели в диапазоне близких (не более 500 м) удалений с применением всего комплекса доступной информации о ЗМС и ЗПС (тв, Неск., специализированные работы МПВ, МСК, статистической информации о параметрах ЗМС и ЗПС)	Пересчет волнового поля от исходной неоднородной модели к выбранной однородной
Пересчет волнового поля на выбранный уровень приведения (постоянный или "плавающий")	Ввод статических поправок за рельеф и ЗМС	Аналогично, или на основе решения обратной кинематической задачи для ВОГ в рамках выбранной модели вышележащей толщи (томография)
Построение структурной карты ВОГ и эффективной модели ЗММП	На основе карты $H=to*V_{огт}/2$, исходного to , прогнозного значения $V_{ср}$ до ВОГ, выбранных значений $V_{инт.}$ в ММП и подстилающих породах	Погружение волнового поля на ВОГ либо пересчет от исходной неоднородной модели к выбранной однородной
Пересчет волнового поля по выбранной схеме замещения неоднородного слоя	Ввод статических поправок за ММП, рассчитанных как разность между исходным и прогнозируемым to	Последовательное решение обратных кинематических задач в рамках выбранной модели изучаемого слоя (томография)
Построение ТГСМ нижележащих горизонтов	Использование усредненных $V_{огт}$ и интерпретационной методики коррекции сейсмических глубин за длиннопериодную составляющую влияния неоднородного слоя	

МНОГОУРОВНЕВАЯ СЕЙСМОРАЗВЕДКА

Принципы			
Последовательность	Раздельность	Этапность	Адаптивность
Построение ГСМ (включая ВЧР) и учет неоднородностей слоев модели осуществляется последовательно сверху вниз по разрезу, что позволяет построить наиболее адекватную модель во всем интервале глубин, поскольку любые неоднородности строения вышележащего глубинного уровня трансформируются в искажения "сейсмического образа" нижележащего уровня	Изучение неоднородностей каждого из слоев модели осуществляется раздельно на соответствующем глубинном уровне с соблюдением принципа этапности РЕЛЬЕФ ЗМС ЗММП ВОГ Глубинные горизонты	Поправки и коррекции за неоднородности вышележащих слоев являются априорными для изучения неоднородностей и построения модели нижележащего слоя на соответствующем глубинном уровне РЕЛЬЕФ РЕЛЬЕФ+ЗМС РЕЛЬЕФ+ЗМС+ЗММП РЕЛЬЕФ+ЗМС+ЗММП+ВОГ	Для построения достоверной сейсмической модели изучаемого объекта необходимо, чтобы параметры системы наблюдения и параметры обрабатываемых процедур были оптимальны с точки зрения решения задач данного глубинного уровня
Дополнительная информация			
Детерминистическая тв, скорость в ЗМС, ЗПС, подстилающих породах, глубина погружения заряда, толщина ЗМС(ЗПС), время пробега в ЗМС, градация ПВ по оптимальности условий возбуждения волн для взрывных работ (ниже подошвы ЗМС или в пределах ЗМС)		Статистическая Данные о средних значениях скорости в ЗМС, соотношении скоростей ЗМС/подстилающие породы, ожидаемые мощности ЗМС и эффективные толщины ЗММП, ожидаемые значения поправок за неоднородности ЗМС и ЗММП	

Рисунок 2.21.б. Подробная методическая блок-схема реализации кинематической инверсии

Принцип последовательности состоит в том, что построение ГСМ (включая ВЧР) и учет неоднородностей осуществляется последовательно сверху вниз по разрезу, что позволяет построить наиболее адекватную модель во всем интервале глубин, т.к. любые неоднородности строения вышележащего глубинного уровня трансформируются в искажения “сейсмического образа” нижележащего уровня.

Принцип раздельности подразумевает, что изучение неоднородностей каждого из слоев модели осуществляется раздельно (рельеф, ЗМС, ЗММП, ВОГ, глубинные горизонты) на соответствующем глубинном уровне.

При этом обязательно соблюдается **принцип этапности**, в соответствии с которым поправки и коррекции за неоднородности вышележащих слоев являются априорными для изучения неоднородностей и построения модели нижележащего слоя (на соответствующем глубинном уровне):

- рельеф,
- рельеф + ЗМС,
- рельеф + ЗМС + ЗММП,
- рельеф + ЗМС + ЗММП + ВОГ и т.д.

При этом строго соблюдается **принцип адаптивности**, т.е. используются оптимальные для решения задач изучаемого глубинного уровня параметры системы наблюдения и параметры обрабатывающих процедур.

Дополнительная информация многоуровневых исследований может быть как **детерминистической**, так и **статистической**.

Примеры детерминистической сейсмической информации: t_v , скорость в ЗМС и/или ЗПС, скорость в подстилающих ЗМС (ЗПС) породах, глубина погружения заряда, толщина ЗМС (ЗПС), время пробега в ЗМС (ЗПС), градация ПВ по оптимальности условий возбуждения волн для взрывных работ (ниже подошвы ЗМС или в пределах ЗМС).

Примеры статистической сейсмической информации: данные о средних значениях скорости в ЗМС, соотношении скоростей ЗМС/подстилающие

породы, ожидаемые мощности ЗМС и эффективные толщины ЗММП, ожидаемые значения поправок за неоднородности ЗМС и ЗММП.

Вне зависимости от того, какая информация о ВЧР имеется в наличии и какой подход к выполнению кинематической инверсии используется (традиционный, основанный на аппарате статических поправок и гиперболической параметризации, или современный, базирующийся на миграционных и томографических алгоритмах), последовательно реализуются одни и те же основные этапы кинематической инверсии.

1 этап.

Построение модели верхнего слоя (рельеф, ЗМС, ЗПС) от выбранного уровня наблюдения (поверхность или забой взрывных скважин).

Вне зависимости от подхода реализуется на основе обработки первых вступлений в рамках однослойной модели в диапазоне ближних (не более 500 м) удалений с применением всего комплекса доступной информации о ЗМС и ЗПС (тв, Нскв., результатов специализированных работ МПВ или МСК, статистической информации о параметрах ЗМС и ЗПС).

2 этап.

Пересчет волнового поля на выбранный уровень приведения (постоянный или “плавающий”).

Реализуется вводом статических поправок за рельеф и ЗМС (стандарт) или пересчетом волнового поля от исходной неоднородной модели к выбранной однородной (современный подход).

3 этап.

Построение структурной карты ВОГ и эффективной модели ЗММП.

Стандартная реализация - на основе карты $H = t_0 * V_{огт} / 2$, исходного t_0 , прогнозного значения $V_{ср}$ до ВОГ, выбранных значений интервальной скорости в ММП и подстилающих породах. Современный вариант - аналогично, или на основе решения обратной кинематической задачи для ВОГ в рамках выбранной модели вышележащей толщи.

4 этап.

Пересчет волнового поля по выбранной схеме замещения неоднородного слоя.

Реализуется вводом статических поправок за ММП, рассчитанных как разность между исходным и прогнозным t_0 (стандарт), погружением волнового поля на ВОГ, пересчетом от исходной неоднородной модели к выбранной однородной (современные схемы).

5 этап.

Построение ГСМ нижележащих горизонтов.

Осуществляется с использованием осредненных $V_{огт}$ и (при необходимости) интерпретационной методики коррекции сейсмических глубин за длиннопериодную составляющую влияния неоднородного слоя [75] (стандарт), или выполняется последовательное решение обратных кинематических задач в рамках выбранной модели изучаемого слоя (современная схема).

Как уже было сказано выше, одним из распространенных вариантов реализации кинематической инверсии является оптимизированный традиционный подход к кинематической обработке и интерпретации, основанный на аппарате статических поправок и гиперболических аппроксимациях.

Остановимся на нем более подробно, т.к. в обозримом будущем этот подход по понятным причинам будет иметь широкое практическое применение еще достаточно долгое время.

Обязательным элементом методики кинематической инверсии является последовательное (сверху вниз) изучение и учет влияющих факторов ВЧР – рельефа, низкоскоростных по отношению к подстилающим породам неоднородностей (зоны малых и пониженных скоростей), неоднородностей высокоскоростных по отношению к вмещающим породам (мерзлоты).

Эта задача решается комплексным применением кинематической обработки первых вступлений и отраженных волн горизонтов, залегающих

ниже подошвы ВЧР, с целью построения толстослоистой глубинно-скоростной модели среды.

Если речь идет о традиционных методиках сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ 2D (3D) модель верхнего слоя ВЧР (рельеф + ЗМС + ЗПС) строится по волнам первых вступлений с учетом закономерностей, установленных путем статистического обобщения результатов специализированных исследований ВЧР, если речь идет о собственно многоуровневых сейсмических исследованиях – модель верхнего слоя строится по специальным методикам.

Основой для построения толстослоистой глубинно-скоростной модели являются временные разрезы и скорости суммирования $V_{огт}$ до (для построения предварительной модели) и после (для построения окончательной модели) ввода корректирующих поправок за высокоскоростные (мерзлота) неоднородности ВЧР.

При использовании статических поправок, являющихся, в общем случае, не вполне корректным средством учета ВЧР (в особенности, в отношении рельефа и высокоскоростных неоднородностей) из-за неучета “эффекта преломления”, применяется отдельный последовательный подход к коррекции аномалий ВЧР - локальных (1 – 6 км) неоднородностей – статическими поправками на этапе обработки и длиннопериодной (региональной) составляющей влияния ВЧР – скоростями суммирования на этапе интерпретации.

Учет влияния рельефа и ЗМС осуществляется на основе обработки волн первых вступлений (в рамках однослойной модели) с использованием t_v (для взрывных работ).

Скорость приведения принимается равной скорости головной волны, распространяющейся в породах, подстилающих ЗМС.

Уровень приведения принимается равным среднеарифметическому значению рельефа, на окончательном этапе обработки может быть произведен пересчет времен и скоростей к нулевому уровню с постоянной скоростью, равной среднему арифметическому значению скорости приведения. При

значительных перепадах альтитуд рельефа в качестве уровня приведения используется “плавающий” уровень.

Основой для учета влияния неоднородностей мерзлой толщи (высокоскоростных неоднородностей) является структурная карта верхнего опорного горизонта (ВОГ), построенная с использованием соответствующих кинематических параметров (например, способом ВОГ).

Суть способа верхнего опорного горизонта состоит в том, что если:

- учет неоднородностей рельефа и ЗМС произведен правильно,
- между уровнем приведения и ВОГ имеются только высокоскоростные по отношению к вмещающим породам неоднородности ($V_1 > V_2$),
- коэффициент “вертикальной неоднородности” $k = V_1/V_2$ меняется не более чем $\pm 10\%$ от “фонового” значения,
- глубина залегания ВОГ составляет не более 600-800 м,
- размер структурных элементов ВОГ в плане превышает 4-5 км,

то с высокой долей точности и достоверности осредненные на базе с радиусом $R = (2-3) H_{ср}$ сейсмические глубины $H_{огт_вог} = t_{огт} * V_{огт} / 2$ соответствуют фактическим глубинам залегания ВОГ (с точностью до постоянной составляющей).

Если есть основание предполагать наличие более локальных элементов структурного плана ВОГ, то после построения предварительной структурной карты и расчета прогнозных (исправленных за неоднородности) времен, необходимо проконтролировать обоснованность учета локальных аномалий по комплексу критериев, основанных на палеоструктурном анализе и характерных для ВЧР закономерностях изменения кинематических параметров отраженных волн вниз по разрезу.

Если при обработке используются специализированные (PACS, ISA...) средства коррекции среднепериодной статики – структурная карта ВОГ может быть построена путем прямого пересчета $t_{огт}$ в глубины со скоростями $V_{огт}$, осредненными на базе, сопоставимой с размером расстановки. Это позволяет

минимизировать риски, связанные с элементами субъективизма при сглаживании поверхности ВОГ.

При необходимости как предварительная, так и окончательная глубинно-скоростная модель должна быть скорректирована за остаточные погрешности, обусловленные длиннопериодными изменениями альтитуд рельефа и (или) свойств высокоскоростного слоя верхней части разреза [75]. Упомянутая интерпретационная методика коррекции ГСМ будет изложена в следующей главе.

Кроме того, построенная способом ВОГ структурная карта может быть использована в качестве априорной информации для томографических и (или) миграционных подходов (Geodepth, Prime) к построению глубинно-скоростной модели нижележащих горизонтов.

2.7. Общая характеристика комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии данных МОВ-ОГТ

Технология опирается на расширенную информационную базу параметров и первичных данных, которая содержит точную и качественную информацию об условиях возбуждения волн, объектах ВЧР и целевых горизонтах.

Условию получения такой расширенной информационной базы в полной мере отвечает многоуровневый подход в сейсмических исследованиях, имеющий на данный момент весьма широкую практическую апробацию.

Технико-методические параметры всех основных элементов комплексной технологии ориентированы на достижение конкретных количественных показатели точности результативной ГСМ.

В условиях Западной Сибири необходимый уровень среднеквадратической погрешности составляет 5 м. Если реальная погрешность результатов сейсмической съемки больше критической (необходимой) – обнаружение перспективного объекта с упомянутой вероятностью уже не обеспечивается.

По данным статистического обобщения результатов специализированных исследований ВЧР в северных районах Западной Сибири установлено, что среднеквадратическое отклонение (разброс) статических поправок за ВЧР находится в пределах 10 - 15 мс, что в глубинном масштабе примерно в 2-2.5 превышает критическую среднеквадратическую погрешность сейсмической съемки.

Это значит, что в условиях Западной Сибири первостепенное значение имеет точность определения поправки за ВЧР, а не степень аномального влияния ВЧР сама по себе.

Это приводит нас к логическому выводу, что *когда аномалии ВЧР заведомо превосходят целевые аномалии, точность сейсмической ГСМ не может быть выше точности определения поправки за ВЧР.*

В свою очередь, точность определения поправки за ВЧР складывается из точности своих основных составляющих – рельефа, ЗМС и ММП, что возвращает нас к этапу проектирования сейсмических исследований.

Напомним, что целью комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии является достижение минимальной неоднозначности и максимальной точности глубинно-скоростной модели разреза, что в нашем случае предполагает обеспечение необходимого (5 м) уровня точности.

Также общеизвестно, что наиболее ответственным этапом построения ГСМ является восстановление структурной поверхности неглубокого (для северных районов Западной Сибири порядка 500-800 м) верхнего опорного горизонта (ВОГ), залегающего ниже подошвы толщи многолетнемерзлых пород.

В идеале, для наиболее точной кинематической инверсии целевых отражающих горизонтов глубина ВОГ и эффективная модель ВЧР должны быть известны и заданы априорно, что, по понятным причинам, невозможно.

Значимость ВОГ состоит в том, что именно его кинематические параметры используются (неважно каким способом) для расчета или уточнения эффективной модели толщи между уровнем приведения и самим ВОГ.

Точность восстановления глубин ВОГ находится в прямом соответствии с точностью определения поправок за влияние вышеупомянутой неоднородной толщи и точностью эффективной модели этой толщи (параметры зоны малых и пониженных скоростей, нижележащего слоя, а также глубины погружения заряда и вертикальные времена при этом полагаются либо учтенными, либо заданными в модели априорно).

Поэтому *поправки за скоростные неоднородности между подошвой априорной модели верхнего слоя ВЧР и ВОГ не могут быть определены с более высокой точностью, чем точность определения глубин ВОГ.*

По этой же логике *среднеквадратическая погрешность ГСМ ниже ВОГ не может быть меньше среднеквадратической погрешности ВОГ.*

Какое отношение имеют все приведенные выше рассуждения к проектированию технологии полевых работ?

Самое непосредственное. Дело в том, что погрешность определения глубины ВОГ на основе кинематических или томографических способов напрямую зависит от точности априорной информации о модели верхнего слоя ВЧР, включающей параметры зоны малых/пониженных скоростей, подстилающего слоя, а также вертикального времени и глубины погружения заряда,

Ранее уже упоминалось, что применение специализированных прямых методов изучения ВЧР способно обеспечить определение параметров верхнего слоя модели с общей среднеквадратической погрешностью порядка 1.5 мс и для такой среднеквадратической погрешности гиперболической аппроксимации времен (t_n) годографов неглубоких ($H=800$ м) горизонтов обеспечивается критический (5 м) уровень среднеквадратической погрешности определения сейсмических глубин $H=t_0 \cdot V_{огт}/2$.

Поэтому можно считать, что применение специализированных систем наблюдений, ориентированных на изучение ВЧР, позволяет получать априорную информацию об условиях возбуждения волн и верхнем слое ВЧР с

точностью, необходимой для достижения критического уровня погрешности определения глубины ВОГ.

Как уже говорилось выше, содержание основных этапов сейсмических исследований должно быть ориентировано на достижение критического уровня точности результативной глубинно-скоростной модели.

Так, *на этапе полевых работ* применяемый комплекс сейсмических исследований должен обеспечить изучение параметров модели верхнего слоя ВЧР со среднеквадратической погрешностью не хуже 1.5 мс.

Варианты полевого комплекса могут быть различными, в зависимости от конкретных технических, технологических и экономических обстоятельств:

- применение дополнительных систем наблюдений с малым (2-10 м) шагом приемных каналов ориентированных на контроль условий возбуждения волн, изучение ЗМС и мерзлоты (станция взрывного пункта, зондирование МПВ, профилирование МПВ, профилирование МОВ-микроОГТ);

- выполнение исследований МСК по кондиционной для контроля условий возбуждения волн и построения модели ВЧР сети;

- применение технологий МОВ-ОГТ в модификации UNIQ/Q (одиночные приборы с уменьшенными в 4-10 раз расстояниями между пунктами приема);

Вне зависимости от применяемого комплекса, объем и качество первичных данных должны обеспечивать необходимую точность определения наиболее значимых параметров, относящихся к условиям возбуждения волн и верхнему слою:

- вертикального времени и времени первых вступлений с предельной ошибкой не более 1 мс;

- глубины погружения заряда с предельной ошибкой не более 1 м;

- средней скорости в ЗМС (ЗПС) с относительной среднеквадратической ошибкой не более 5 %;

- скорости в породах, подстилающих ЗМС (ЗПС), с относительной среднеквадратической ошибкой не более 1 %.

Соблюдение этих требований создает необходимые условия для достижения критического уровня точности определения глубины ВОГ.

Чтобы условия были и необходимыми и достаточными, необходимо добавить еще оптимальные параметры методики (диапазон удалений, шаг ПП и ПВ, кратность, параметры группирования) и оптимальные условия возбуждения волн.

При кинематической обработке данных требуется обеспечить максимально полное использование полученной информационной базы в рамках выбранной модели обработки – с учетом имеющихся в распоряжении программных средств.

Наиболее ответственными элементами в данном случае являются:

- анализ условий возбуждения волн;
- постфактум-контроль оптимальности условий возбуждения волн, фактической глубины погружения заряда,
- параметры методики обработки материалов специализированных сейсмических исследований, ориентированных на прямое изучение ВЧР;
- параметры методики кинематической и/или томографической обработки первых вступлений для расчета или уточнения априорной глубинно-скоростной модели верхнего слоя ВЧР;
- параметры уровня и скорости приведения для кинематической и/или томографической обработки целевых отраженных волн;
- параметры методики кинематической и/или томографической обработки целевых отраженных волн.

При кинематической интерпретации наиболее важное значение имеют:

- методика построения и контроля точности глубинно-скоростной модели от уровня приведения до ВОГ (включая модель ММП);
- методика построения и контроля точности глубинно-скоростной модели горизонтов ниже ВОГ.

Общие соображения в части контроля точности результативной ГСМ, включающей модель ВЧР, еще будут рассмотрены подробнее.

Технология предусматривает внутренний контроль точности на всех стадиях построения ГСМ.

Наиболее принципиальным этапом контроля точности ГСМ в рассматриваемой технологии является опять-таки оценка точности сейсмоструктурной поверхности ВОГ, поскольку в величине и пространственном распределении погрешности этой поверхности присутствуют все возможные неопределенности.

Допустим, что среднеквадратическая погрешность расчета параметров верхнего слоя ВЧР обеспечивает критический уровень точности определения сейсмической глубин $H = t_0 * V_{огг} / 2$ ВОГ, т.е. не превышает 1.5 мс (во временном масштабе).

Примем это допущение, т.к. без кондиционной сети МСК вообще невозможен внешний контроль точности априорной модели верхнего слоя ВЧР.

На основе только внутренних критериев можно (по внутренней сходимости) оценить точность определения сейсмических глубин ВОГ или любого другого горизонта, построить пространственное распределение погрешности ГСМ 2D и 3D (рисунок 2.22), но нельзя отделить ошибку априорной модели ВЧР от прочих влияющих на точность глубин факторов.

Это значит, что в ситуации дефицита данных МСК и бурения возможен только прогноз вероятной ошибки последующего бурения ВОГ и иных горизонтов (как самой ошибки, так и ее пространственного распределения), но весьма ограничены возможности адаптации, оптимизации технологии построения ГСМ от уровня приведения до ВОГ и ниже.

Максимум, что можно сделать – провести качественный анализ и сопоставление карт пространственного распределения погрешностей сейсмических глубин (по внутренней сходимости) с картами параметров ВЧР, а также картами, характеризующими изменчивость условий возбуждения волн.

При этом следует ожидать, что зоны максимальных ошибок сейсмических глубин по внутренней сходимости будут совпадать с участками неоптимальных условий возбуждения волн, зонами максимальных временных толщин

ЗМС/ЗПС, зонами резкой латеральной изменчивости параметров ВЧР и условий возбуждения волн.

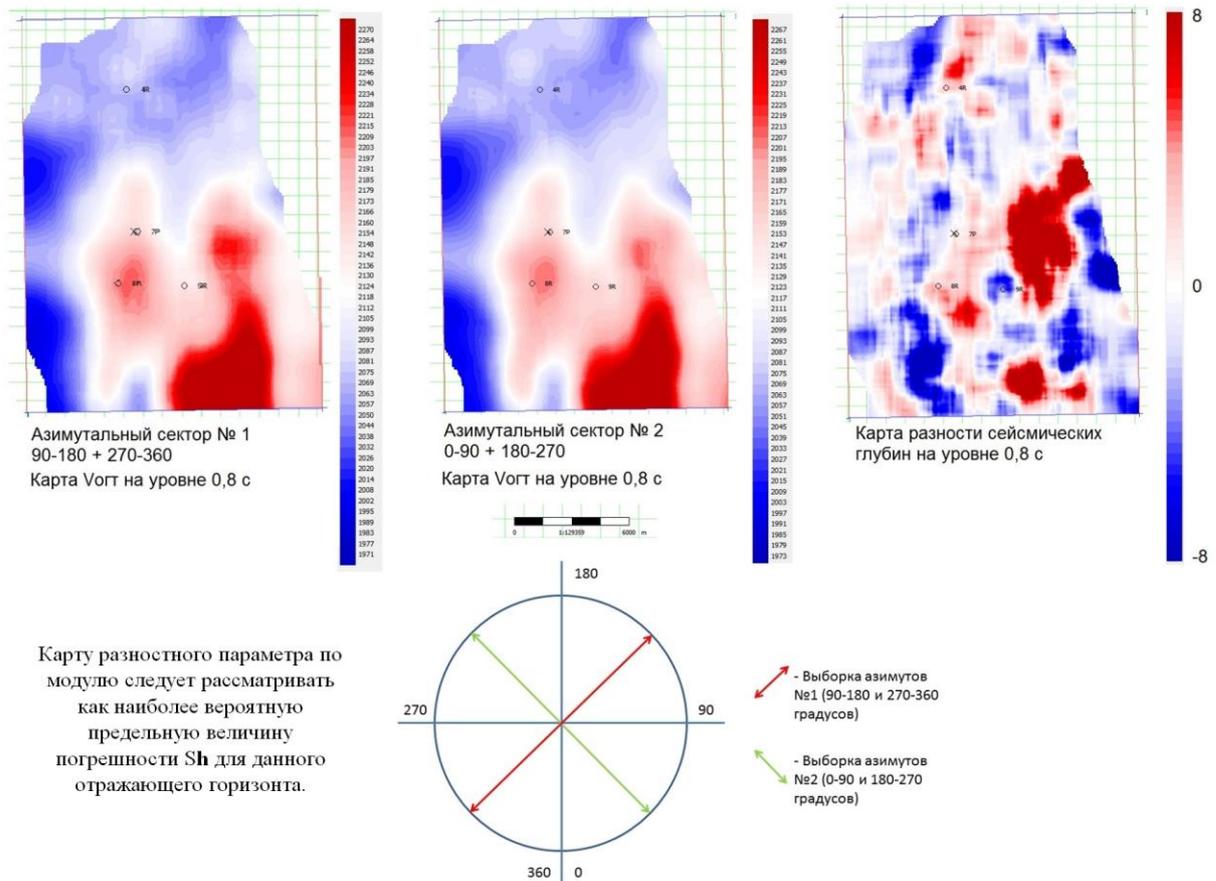


Рисунок 2.22. Оценка пространственного распределения погрешности определения сейсмических глубин для уровня $t_0=800$ мс по данным скоростного 3D анализа во взаимно-ортогональных азимутальных секторах

При достаточном количестве данных МСК контроль точности исходной модели верхнего слоя ВЧР и, при необходимости, уточнение этой модели не представляет какой-либо сложности.

При достаточном количестве данных бурения значительно расширяются возможности для адаптации параметров технологии кинематической инверсии и контроля точности определения параметров ВЧР.

Прежде всего, можно сопоставить карты поправок за ВЧР (по отдельности или суммарно) с невязками сейсмических глубин ВОГ. Наличие выраженных корреляционных связей, например, с рельефом или параметрами верхнего слоя ВЧР будет сигнализировать о некорректности выбора уровня/скорости

приведения или ошибках в коэффициенте перевода временных толщин верхнего слоя ВЧР в поправку.

Если корреляции невязок с бурением с поправками за рельеф и верхний слой ВЧР нет, но есть корреляция с поправкой или временной мощностью нижележащих неоднородностей – то эффективная модель толщи между подошвой верхнего слоя ВЧР и ВОГ вероятнее всего является слишком упрощенной, не учитывает, например, реальной изменчивости мощности и/или скорости мерзлоты.

Адаптация таких погрешностей тоже не представляет особой сложности и обычно состоит в учете трендовой (длиннопериодной) составляющей, т.к. реальной информации о пространственном распределении мощности и/или скорости в мерзлоте, как правило, нет.

Весьма информативным является сопоставление карт погрешностей сейсмических глубин, полученных по данным бурения и по внутренней сходимости.

Положительным фактом будет близость общих среднеквадратических оценок погрешностей (по бурению и внутренней сходимости, рисунок 2.23) и/или близость (по модулю) карт пространственного распределения ошибок по площади работ.

Это будет означать, что фактическая погрешность находится в соответствии с прогнозируемой, и адаптация модели не требуется.

Основные выводы по главе.

Применительно к многослойным средам теоретически невозможно разделить структурный фактор и фактор ВЧР на основе исключительно кинематических параметров (t_0 , $V_{огт}$) нижележащих отражающих горизонтов без использования каких-либо допущений о свойствах модели вышележащей толщи (если только подошва верхнего слоя не является нижней границей ВЧР, а нижележащая толща – локально однородна в пределах каждого слоя).

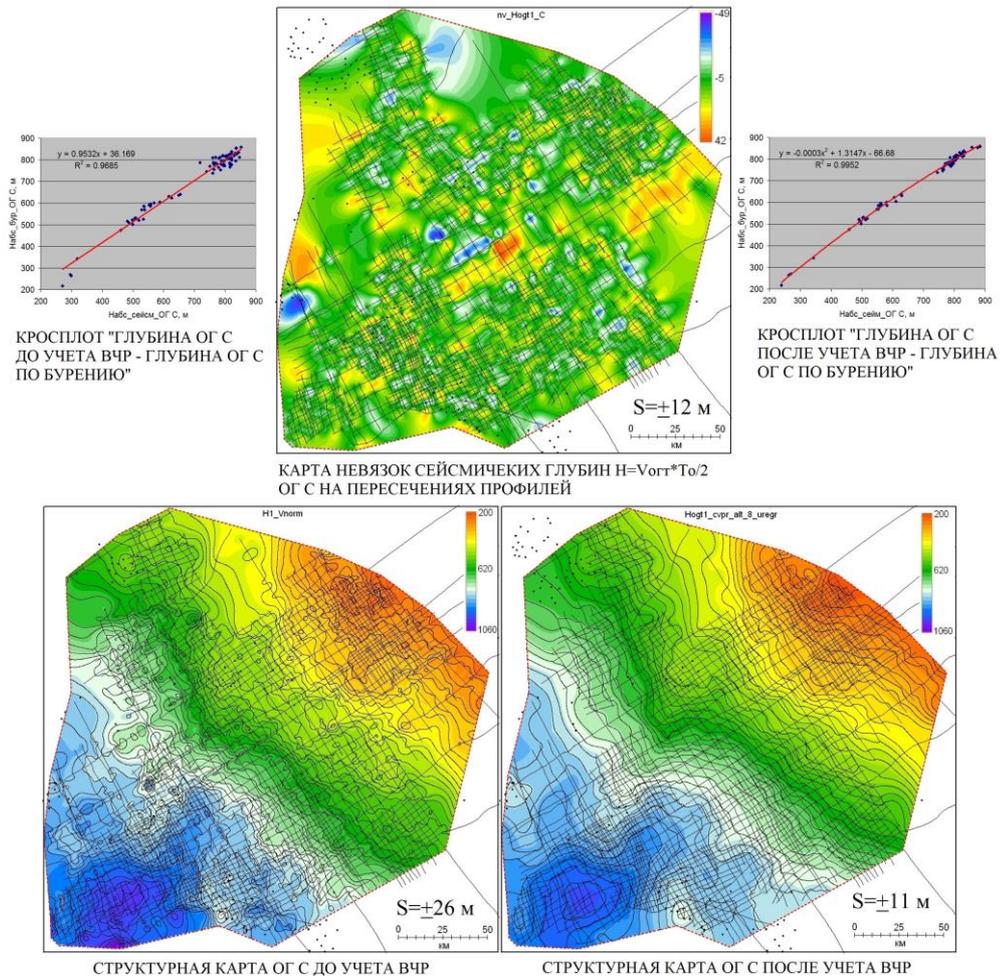


Рисунок 2.23. Анализ точности структурной карты ОГ С по критериям внутренней (невязки на пересечениях) и внешней (бурение) сходимости сейсмических глубин $H=T_o \cdot V_{огт} / 2$

При наличии в ВЧР низкоскоростных и высокоскоростных неоднородностей однослойная аппроксимация ВЧР приводит к заведомо неверному результату кинематической инверсии в рамках томографического подхода, а использование упрощенной модели перекрывающей толщи может привести к заметным ошибкам и при однослойной ВЧР.

При строгом подборе модели по критерию минимизации разности времен должно настораживать появление “артефактов”, а именно несообразных то разрастающихся сверху вниз аномалий глубин и интервальных скоростей, а также наличие выраженной корреляции (неважно, прямой или обратной) поправок за ВЧР со структурной поверхностью верхнего горизонта – вероятно, это сигнал о неадекватности принятой для аппроксимации ВЧР модели.

Любые систематического характера погрешности в поправках за ВЧР (включая рельеф) при выполнении кинематической инверсии будут трансформироваться в погрешность результативной глубинно-скоростной модели разреза.

В условиях Западной Сибири наиболее ценной априорной информацией для регуляризации решения задачи кинематической инверсии является: модель ЗМС, данные о распределении толщин и интервальных скоростей в мерзлой толще, структурная поверхность верхнего опорного горизонта.

Следует признать, что существуют объективные проблемы, связанные с дефицитом информации о ВЧР, поскольку типовые системы наблюдений МОВ-ОГТ ориентированы на изучение глубинных горизонтов, а не границ ВЧР – хотя нас иногда и пытаются убедить, что ВЧР вполне точно изучается и учитывается по стандартным данным.

В то же время, существует и значительный резерв повышения точности и достоверности результативных сейсмических и глубинно-скоростных моделей, при этом наиболее принципиальным является вопрос применения адекватной поверхностным и глубинным условиям методики полевых работ, а также методологии кинематической обработки и интерпретации данных МОВ-ОГТ.

Без получения в поле дополнительной информации о ЗМС и мерзлоте (возможно, даже в комбинации с электроразведочным методом), по мнению автора, нельзя построить адекватную модель, а применение упрощенных схем не позволяет рассчитывать на удовлетворительное решение проблемы.

Создание на основе дополнительных полевых данных более адекватных моделей в сочетании с применением современных обрабатывающих систем позволяет рассчитывать на качественно новый уровень точности и достоверности результатов сейсморазведочных работ.

Для достижения адекватного современным условиям уровня точности и достоверности результативных сейсмических моделей необходимо на самых начальных стадиях реализации проектов геологоразведки, геологии, разработки и эксплуатации месторождений в первую очередь ориентироваться на

достижение конкретных количественных показателей качества этой модели, и лишь затем – на соображения оптимизации затрат на проведение геологоразведочных работ.

Применение комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии обеспечит эффективное использование возможностей современных сейсмических исследований и позволит достичь максимальной точности и минимальной неоднозначности результативной ГСМ.

3. ИНТЕРПРЕТАЦИОННЫЙ МЕТОД КОРРЕКЦИИ ГЛУБИННО - СКОРОСТНЫХ МОДЕЛЕЙ. ГЕОЛОГО-ЭКОНОМИЧЕСКАЯ ЭФФЕКТИВНОСТЬ КОМПЛЕКСНОЙ АДАПТИВНОЙ ТЕХНОЛОГИИ КИНЕМАТИЧЕСКОЙ ИНВЕРСИИ

3.1. Особенности кинематических и томографических подходов к построению глубинно-скоростных моделей по данным МОВ-ОГТ

В настоящее время скорости суммирования $V_{огт}$ широко используются для построения глубинно-скоростной модели среды (сейсмоструктурных построений) и оценки параметров верхней части разреза.

Речь идет, главным образом, о кинематических параметрах горизонтов, залегающих ниже подошвы верхней части разреза (например, подошвы мерзлоты в Западной Сибири).

Такое положение дел обусловлено тем, что в общем случае ВЧР (в особенности, толща многолетнемерзлых пород) является объектом сложным для непосредственного (прямого) изучения сейсмическим методом, требующим применения специализированных методик и приемных систем, в том числе и многокомпонентных [118].

Поэтому необходимо обеспечить максимально полное и эффективное использование информации о влиянии ВЧР, содержащейся в данных сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ, в особенности, информации о сейсмических скоростях, во всем временном интервале, не ограничиваясь относительно неглубоко залегающими горизонтами.

Положительным фактором является наличие на рынке высокотехнологичных программных продуктов, позволяющих строить и уточнять глубинно-скоростную модель среды, включающую и толщу ВЧР, вводить (что важно) в модель дополнительную информацию о свойствах неоднородной толщи ВЧР, регуляризируя, таким образом, решение некорректной, в общем случае, обратной кинематической задачи.

Перспективными представляются алгоритмы сейсмической томографии, лучевой и волновой миграции сейсмограмм МОВ-ОГТ (Prime, Geodepth), упоминания заслуживает система GeoStar, обеспечивающая построение слоистой модели ВЧР по первым вступлениям сейсмограмм.

По мнению автора, наибольшего эффекта (в особенности, если речь идет о северных районах Западной Сибири), можно добиться за счет комплексного применения кинематической обработки волн первых вступлений и отраженных волн горизонтов, залегающих ниже подошвы ВЧР (мерзлоты) с целью построения толстослоистой глубинно-скоростной модели среды.

Очевидно, что конечным результатом учета влияния ВЧР является толстослоистая глубинно-скоростная модель разреза, а не статические (как правило) поправки за ВЧР, представляющие собой “грубый” инструмент вследствие неучета преломления луча в ВЧР, в особенности, в отношении высокоскоростных неоднородностей и рельефа [23, 65, 69, 73, 83, 169, 183, 184].

Попутное прямое изучение ВЧР, включающей (в условиях Западной Сибири) зону малых скоростей (ЗМС) и зону многолетнемерзлых пород (ЗММП) по данным преломленных и отраженных волн типовых методик сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ полезно, и в благоприятных сейсмогеологических условиях способно дать приемлемый результат [90, 91], однако в любом случае глубинные преобразования с использованием $V_{огт}$ по глубинным горизонтам могут содержать (и возможно, серьезные) ошибки, причины которых будут рассмотрены ниже.

Особенную ценность для учета ВЧР представляют собой кинематические параметры относительно неглубоко залегающих (600 - 800 м) горизонтов, т.к. могут напрямую использоваться для расчета структурной карты $H = t_o * V_{огт} / 2$ при разумных базах осреднения глубин в плане (для высокоскоростных неоднородностей ВЧР).

Автор не может согласиться с мнением, что надежную и точную структурную карту по верхнему опорному горизонту получить нельзя из-за погрешностей определения $V_{огт}$ и неравномерности сети профилей [93],

поскольку об обратном говорит весь известный ему опыт кинематической обработки и интерпретации, а также простое соображение – погрешность $V_{огт}$ и неравномерность сети профилей существовали и будут существовать всегда – так же как и кинематические подходы к изучению и учету скоростных неоднородностей разреза, в том числе и его верхней части.

Известность и широкое практическое применение имеют способы учета ВЧР и построения глубинно-скоростной модели, включающие получение структурной карты верхнего опорного горизонта (ВОГ), залегающего ниже подошвы ВЧР, пересчет указанной структурной карты в карту скорректированных за влияние неоднородностей ВЧР изохрон, расчет корректирующих статических поправок, применение полученных статических поправок к трассам сейсмограмм, построение с использованием времен и скоростей суммирования $V_{огт}$ структурных карт более глубоких горизонтов по всему разрезу [23, 49, 97, 126].

Наиболее важным при учете влияния неоднородностей ВЧР упомянутыми способами является этап построения структурной карты верхнего опорного горизонта, поскольку именно структурная карта является основой для расчета корректирующих статических поправок за неоднородности ВЧР и от ее точности напрямую зависит точность упомянутых поправок, и, как следствие, точность структурных построений по нижележащим горизонтам.

Ряд способов учета неоднородностей ВЧР при структурных построениях основаны на непосредственном использовании времен t_0 и скоростей суммирования по общей глубинной точке (ОГТ) $V_{огт}$ неглубокого опорного горизонта для расчета сейсмических глубин $H_{огт} = t_0 * V_{огт} / 2$ в допущении, что полученная таким образом сейсмическая глубина близко соответствует фактическому значению (в особенности, если речь идет о высокоскоростных неоднородностях ВЧР).

Действительно, результаты исследований, основанных на кинематическом моделировании [69] показывают, что при глубине залегания верхнего опорного горизонта 400 - 600, максимум 800 метров вышесказанное вполне справедливо.

При дальнейшем увеличении глубины залегания верхнего опорного горизонта погрешность определения сейсмической глубины с точки зрения соответствия фактической глубине резко возрастает.

Поэтому при применении способов, основанных на непосредственном использовании времен и скоростей ОГТ верхнего опорного горизонта, при более значительных глубинах залегания опорного горизонта неизбежно появится необходимость осреднения сейсмических глубин Ногт в плане, причем осреднения тем большего, чем больше глубина залегания горизонта, как следствие, будет потеряна детальность структурных построений и возникнет вероятность включения чисто структурного фактора в поправки за неоднородности ВЧР.

Вышесказанное подтверждается экспериментом с моделью типа “МЕРЗЛОТА”, уже рассмотренным в 1-й главе (рисунок 1.12).

Томографические подходы, основанные на уточнении глубинно-скоростной модели (включающей неоднородный слой ВЧР) путем минимизации расхождений реальных и модельных кинематических данных [32, 124, 175], теоретически, позволяют разделить структурный и ВЧР-фактор и при больших глубинах залегания верхнего опорного горизонта, хотя в реальности и существует риск получения неоднозначного решения из-за возможной неадекватности принятой модели и естественной погрешности определения кинематических параметров (обратная кинематическая задача сейсморазведки – классический случай некорректно поставленной задачи).

В любом случае глубинно-скоростная модель, формируемая на основе кинематических параметров отраженных волн горизонтов, залегающих ниже

подошвы ВЧР, весьма чувствительна к точности априорных временных поправок, главным образом, за влияние рельефа и ЗМС.

Особенно важен предварительный учет ЗМС, поскольку, в отличие от ситуации с высокоскоростными неоднородностями ВЧР, при наличии неучтенной ЗМС глубины верхних (400-800 м) горизонтов по параметру $H=to*V_{огт}/2$ будут определяться, при прочих равных условиях, с гораздо большими погрешностями [65, 68, 69] (см. сравнение моделей “ЗМС” и “МЕРЗЛОТА на рисунках 1.11 и 1.12).

В то же время, ввод статических поправок за ЗМС (низкоскоростной слой) практически устраняет остаточные погрешности сейсмических глубин (рисунок 1.11.д), что кардинально отличается от ситуаций учета неоднородностей рельефа и высокоскоростного слоя (мерзлоты) (рисунок 1.12.д) [65, 68, 69].

Все вышесказанное особенно хорошо видно при сопоставлении сейсмических глубинно-скоростных моделей типа “РЕЛЬЕФ”, “ЗМС” и “МЕРЗЛОТА” на рисунке 3.1.а, характеризующихся одинаковым размером аномалий времен по амплитуде (± 30 мс) и в плане (10 км). Основа данной модели – та же, что и в моделях на рисунках 1.11 – 1.12 (плоско-параллельные слои толщиной 200 м в интервале глубин 400-3400 м с нормальным законом изменения скорости с глубиной).

Результаты моделирования четко демонстрируют два основных фактора, приводящих к существенным погрешностям сейсмических толстослоистых глубинно-скоростных моделей в рамках стандартного подхода.

Первый фактор погрешностей сейсмических глубин обусловлен особенностями распространения сейсмических волн в слоистых средах при наличии в верхней (перекрывающей) части разреза изменчивого слоя.

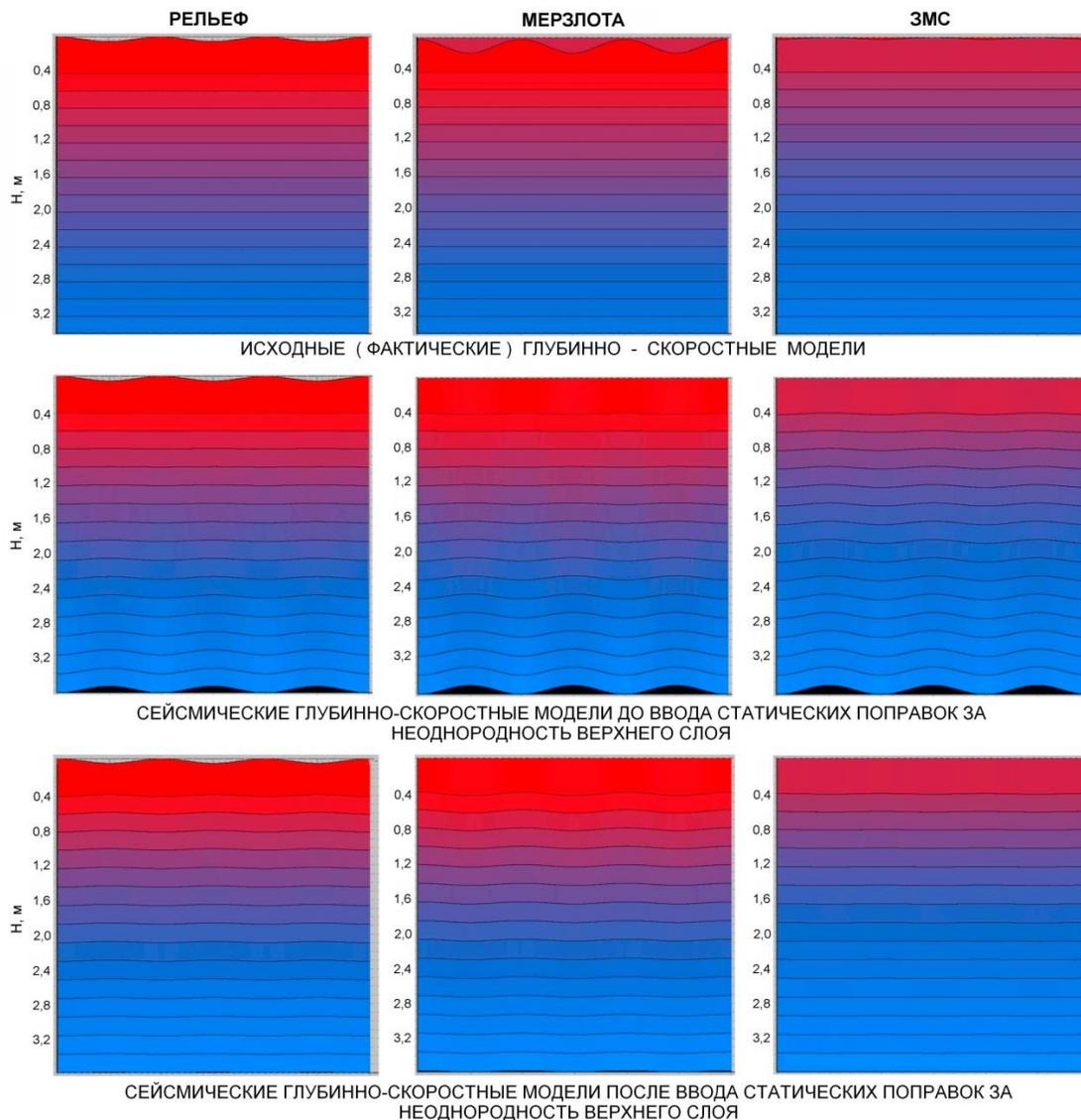


Рисунок 3.1.а. Сопоставление глубинно-скоростных моделей различных типов неоднородностей ($T/2=10$ км).

Значимость данного фактора также хорошо иллюстрирует рисунок 3.1.а (см. сейсмические глубинно-скоростные модель “РЕЛЬЕФ” и “МЕРЗЛОТА” до ввода статических поправок за неоднородность верхнего слоя). Если в интервале глубин 400-800 м среднеквадратическая погрешность их определения по параметру Ногт не превышает 3-5 м, то при увеличении глубины до 3400 м упомянутая погрешность плавно возрастает до 20-30 м.

Второй фактор связан с общей некорректностью модели длиннопериодной статики применительно к неоднородностям верхней части разреза (особенно высокоскоростного слоя и рельефа), поскольку вследствие эффекта

преломления сейсмические лучи в верхнем слое отклоняются от вертикального направления, и ввод поправки, правильной для центрального луча, хотя и компенсирует (практически) искажения t_0 , но не приводит к полной компенсации искажений скорости ОГТ [74].

В результате после применения к сейсмограммам длиннопериодных статических поправок за неоднородности ВЧР будет иметь место завышение, либо, наоборот, занижение сейсмических глубин в зависимости от знака поправки и типа неоднородности (см. рисунок 3.1.а).

3.2. Интерпретационный метод коррекции глубинно-скоростных моделей

Итак, сейсмические глубины, рассчитанные как с использованием, так и без использования длиннопериодных статических поправок за неоднородности ВЧР - имеют значимые остаточные погрешности.

Варианты решения проблемы некорректности статики на этапе кинематической обработки сейсмических данных в отношении рельефа и ММП существуют [59, 70, 83, 169, 183], предлагаемый в данной работе метод учета вышеописанных искажающих факторов является целиком интерпретационным и не требует использования дополнительных, помимо статики, инструментов учета влияния ВЧР (что важно в практическом смысле).

Цель предлагаемого метода состоит в повышении точности сейсмоструктурных построений за счет использования закономерностей между ошибкой определения сейсмических глубин, рассчитываемых с использованием скоростей суммирования по общей глубинной точке, и длиннопериодной (региональной) составляющей статической поправки за влияние неоднородностей рельефа и/или высокоскоростного слоя.

Задача решается тем, что полученные с использованием скоростей суммирования структурные карты пересчитывают с использованием карты длиннопериодной составляющей поправки в соответствии с формулой:

$$H = H_{\text{исх.}} - K_i * dt,$$

где: H – скорректированное значение глубины залегания отражающего горизонта; $H_{\text{исх.}}$ – исходное значение глубины залегания отражающего горизонта; K_i – корректирующий коэффициент i -того горизонта глубинно-скоростного разреза среды; dt – значение центрированной длиннопериодной (региональной) составляющей статических поправок.

Для анализа характера и величины погрешностей Ногт, обусловленных изменениями свойств рельефа и высокоскоростного слоя, был проведен системный эксперимент-моделирование.

Серии моделей были рассчитаны с соблюдением принципа подобия в отношении параметров неоднородного слоя, его “временная мощность” была принята постоянной, соответствующей аномальному эффекту ± 30 мс по нижележащим горизонтам.

За основу была принята уже описанная выше глубинно-скоростная модель на рисунке 3.1.а, значения размеров (полупериодов) аномалий приняты равными 10, 12, 15, 20, 30, 60 км.

В ходе эксперимента использовался авторский программный продукт – пакет “REFRA+” (авт. Долгих Ю.Н.), сочетающий кинематическое моделирование МОВ-ОГТ 2D для изменчивых слоистых сред с расчетом (путем гиперболической аппроксимации годографов) сейсмической глубинно-скоростной модели, с возможностью применения к данным поправок за ВЧР, как статических, так и переменных по удалению-времени (аналог процедуры пересчета волнового поля к однородной модели).

На рисунке 3.1.б показаны рассчитанные на основе моделей типа “РЕЛЬЕФ” и “МЕРЗЛОТА” палетки коэффициентов пропорциональности K_i между величиной длиннопериодной составляющей поправки и погрешностью сейсмических глубин Ногт в зависимости от размера аномалии, глубины горизонта, подхода к учету длиннопериодной (региональной) составляющей.

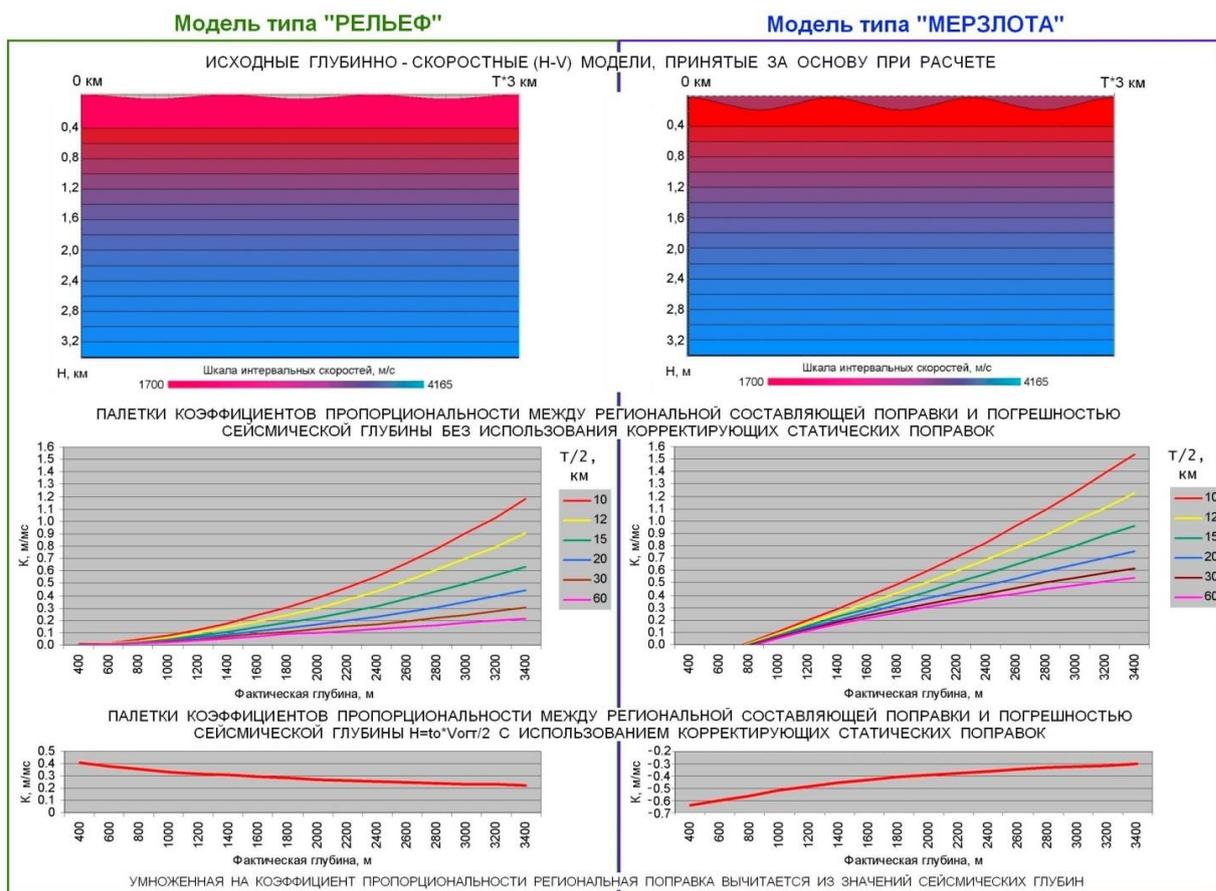


Рисунок 3.1.6. Учет длиннопериодной (региональной) составляющей влияния неоднородности верхнего слоя на примере рельефа (слева) и мерзлоты (справа).

Рассмотрим последовательность учета погрешностей сейсмических глубин при наличии в ВЧР неоднородного высокоскоростного слоя.

Согласно предлагаемой методике сначала с использованием кинематических параметров (t_0 и V_{org}) любым известным способом строят структурную карту верхнего опорного горизонта.

Затем производят разделение статических поправок за влияние неоднородностей высокоскоростного слоя на 2 составляющие – локальную и региональную.

Локальную составляющую статических поправок получают путем пересчета в прогнозные времена структурной карты верхнего опорного горизонта с использованием в качестве скоростей замещения значительно осредненных (10 - 15 км) в плане скоростей суммирования общей глубинной точки, с последующим вычитанием прогнозного времени из исходного.

В результате получают статические поправки за влияние локальных неоднородностей высокоскоростного слоя верхней части разреза.

Региональную составляющую статических поправок за влияние неоднородностей высокоскоростного слоя получают путем пересчета в прогнозные времена структурной карты верхнего опорного горизонта с использованием в качестве замещающего единого для всей площади закона нормальной зависимости скорости от глубины, с последующим вычитанием “нормального” прогнозного времени из полученного на предыдущем этапе, поправку центрируют.

Путем анализа любым известным способом карты региональной составляющей поправки за неоднородности высокоскоростного слоя определяют преобладающий пространственный размер (полупериод) длиннопериодных аномалий.

Если периодичность в поведении карты региональной составляющей поправки не обнаруживается, то полупериод аномалии длиннопериодной составляющей поправок принимают равным расстоянию между максимально удаленными точками на площади работ.

Используя времена и скорости суммирования по общей глубинной точке, полученные после ввода в пункты возбуждения и приема трасс сейсмограмм ОГТ статических поправок за неоднородности высокоскоростного слоя, известным способом строят структурные карты по изучаемым горизонтам.

Затем упомянутые структурные карты пересчитывают по приведенной выше формуле с использованием соответствующих коэффициентов и палеток.

В случае ввода на этапе обработки полной составляющей статической поправки за высокоскоростной слой (мерзлоту) коэффициент пропорциональности K_i имеет отрицательное значение, уменьшается с увеличением глубины залегания горизонта, практически не зависит от пространственного размера региональных аномалий (если максимальное удаление источник-приемник в 2-3 раза меньше величины минимального размера длиннопериодных аномалий региональной составляющей поправки).

Если времена и скорости суммирования ОГТ были получены с применением к трассам сейсмограмм локальной составляющей статических поправок за неоднородности высокоскоростного слоя, K_i имеет положительное значение, возрастает с увеличением глубины залегания горизонта и уменьшается с увеличением пространственного размера (полупериода) длиннопериодной составляющей поправки.

Затем по тем же горизонтам известным способом строят структурные карты с использованием скорректированных за региональную составляющую поправок времен (t_0) и нормального скоростного закона.

При наличии скважин анализируют среднеквадратические невязки структурных карт по интересующим горизонтам с данными бурения.

Если невязка с данными бурения у структурной карты, построенной с использованием скоростей суммирования $V_{огт}$ и региональной составляющей поправки за влияние высокоскоростного слоя меньше либо соизмерима с соответствующей невязкой карты, построенной с применением нормального скоростного закона, коэффициент пропорциональности изменяют в пределах $\pm 15-20\%$ до достижения минимального значения невязки.

Важно, чтобы имеющиеся на площади скважины попадали в зоны, характеризующиеся значительными перепадами значений региональной составляющей поправки за влияние высокоскоростного слоя, в противном случае, контроль достоверности корректирующих поправок по критерию минимума невязки с бурением работать не будет.

Если исходные сейсмические данные корректны, применение корректирующих поправок к картам, построенным через $V_{огт}$, по критерию среднеквадратической невязки с данными бурения должно давать лучший результат, чем использование нормального скоростного закона.

Исключения могут иметь место в ситуациях, когда по тем или иным причинам ошибка рассчитываемых с использованием скоростей суммирования $V_{огт}$ сейсмических глубин превышает величину искажений, обусловленных региональной составляющей влияния высокоскоростного слоя.

Учет влияния рельефа производится по более простой схеме – разделение неоднородностей на локальную и длиннопериодную составляющую производится обычным осреднением в плане карты статических поправок за рельеф от постоянного уровня приведения, после чего по палеткам (в зависимости от преобладающего периода аномалий, глубины горизонта, фактического уровня приведения при кинематической обработке) определяются коэффициенты пропорциональности к карте поправок за рельеф для коррекции сейсмоструктурных построений.

Если есть необходимость учета длиннопериодной составляющей влияния как рельефа, так и высокоскоростного слоя ВЧР, то коррекцию “за рельеф” сейсмоструктурной карты верхнего опорного горизонта нужно производить при получении карты региональной составляющей поправки за высокоскоростные неоднородности, а в дальнейшем, в ходе сейсмоструктурных построений по более глубоким горизонтам, эти коррекции можно делать уже независимо (при необходимости).

3.3. Некоторые геологические результаты и оценки геолого-экономической эффективности применения комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии данных сейсморазведки

Рассмотрим ряд подтвержденных последующим бурением геологических результатов применения комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии и оценим потенциал экономической эффективности данного направления геологоразведки.

При оценке потенциала геолого-экономической эффективности технологии будем исходить из ряда очевидных соображений.

1. Получение точной и достоверной сейсмической модели особо актуально на начальных стадиях реализации проектов геологоразведки, геологии, разработки и эксплуатации месторождений, когда решаются вопросы выбора

точек заложения первых поисково-оценочных скважин и расположения сети разведочных скважин.

Причина очевидна – в случае неподтверждения перспективных объектов первыми поисковыми скважинами недропользователь будет вынужден принимать нелегкие и сопряженные со значительными дополнительными издержками (или даже прямыми убытками) решения, связанные или с продолжением работ, или их прекращением и отказом от проекта.

Прямые потери при любом исходе будут исчисляться миллиардами рублей. И эти – же миллиарды могут остаться в распоряжении владельца недр – в случае подтверждения сейсмической модели.

2. На более поздних стадиях реализации проекта, когда перспективные объекты и продуктивные интервалы подтверждены, и на площади работ имеется некая сеть разведочных скважин, риски от неподтверждения бурением сейсмической модели снижаются, т.к. речь идет уже о потерях, связанных или с неоптимальным размещением фонда эксплуатационных скважин, или с выбором недостаточно эффективных схем разработки месторождения.

Но и в этом случае речь идет о сотнях миллионов рублей, которые недропользователь или теряет (если сейсмическая модель не подтверждается) или сберегает для других нужд.

Проблематике оценивания и минимизации геологических рисков и неопределенностей на всех этапах реализации проектов уделяется самое серьезное внимание, поскольку совокупный геологический риск прямо связан с коэффициентом успешности геологоразведочных работ ($K_u = 1 - \text{Вероятность риска}$).

В настоящее время, вследствие имеющей место тенденции снижения K_u [34, 159], недропользователи предъявляют повышенные требования к точности и достоверности прогноза, к подтверждаемости объектов по результатам поискового и разведочного бурения.

Для принятия обоснованных решений по заложению скважин и приобретению участков недр крупные нефтегазовые компании производят повсеместный анализ геологических рисков и неопределенностей.

Следует уточнить, что вероятность и риск являются взаимобратными понятиями, т.е. чем выше вероятность наступления какого-либо события, тем ниже риск его не наступления. Геологический риск или обратная ему величина – вероятность наличия перспективного объекта – зависят от геологического строения исследуемой территории и истории ее формирования.

Понятие «неопределенность» многие авторы [191-194] трактуют по-разному. Согласно концепции Найта (1921) выделяется два типа неопределенностей – измеримая и не измеримая. Измеримая неопределенность, которая достигается путем априорных вычислений или изучения статистики предшествующего опыта - и является риском [194]. Такого же подхода придерживается и Д. Хаббард [192, 193], описывая риск как случай, который приводит к нежелательным последствиям, когда мы не знаем конкретного результата, но понимаем вероятностное распределение исходов.

Де-факто риск находится в зависимости от неопределённости, то есть, чем меньше изученность и сложнее геология исследуемой территории - тем больше неопределённости и больше геологические риски. Неопределённость является прямым источником рисков.

На поисково-оценочном этапе чаще всего стоит задача выбора мест заложения скважин в пределах участка (какую структуру или какую часть структуры разбуривать), где детальные характеристики того или иного фактора могут оказать значительное влияние. К примеру, в случае вскрытия коллектора с пониженными ФЕС, формально критерий наличия коллектора не будет нарушен, но за счет низких значений ФЕС (пористость, проницаемость) выявленный объект будет отнесен к малоперспективным или к трудно извлекаемым запасам.

Таким образом, для оценки геологических рисков необходимо определить факторы, влияющие на объект исследования того или иного этапа ГРП. Во всех

компаниях мира, где применяется анализ рисков, в качестве главных факторов используются элементы нефтегазоносной системы: наличие коллектора, наличие ловушки, наличие покрышки, возможность заполнения ловушки и возможность сохранения залежи [178, 189, 195, 199]. Иногда последние два ключевых фактора риска объединяют в один.

При отсутствии хотя бы одного из этих элементов наличие залежи углеводородов невозможно.

Основанная на геохронологическом подходе классическая схема оценки и расчета совокупного геологического риска показана на рисунке 3.2.

Одним из главных факторов в структуре риска является точность структурного каркаса геологической модели, определяющая надежность выделения структурной ловушки и точность определения ее геометрии для целей подсчета запасов и ресурсов.

По данным научно-аналитического центра им. В.И. Шпильмана по состоянию на 2004 г. средний коэффициент успешности поисково-оценочного этапа геологоразведочных работ по ХМАО составлял 0.42, т.е. из 100 поисково-оценочных скважин 58 оказались неудачными и не подтвердили перспектив подготовленных для бурения объектов.

При этом из всего числа неудачных поисково-оценочных скважин в 40 % отсутствовал коллектор, в 23 % случаев не подтвердился структурный план, в 24 % случаев оказался ошибочным прогноз продуктивности коллектора, а 13 % скважин оказались неудачными по техногенным и другим причинам.

Основанные на теории вероятности расчеты показывают, что уменьшение среднеквадратической погрешности структурного плана с величины, равной амплитуде структуры, до величины, равной половине этого значения, повышают вероятность обнаружения объекта с 50 до 90 %, т.е. в случае применения комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии можно рассчитывать как минимум на 5-и кратное сокращение числа скважин, оказавшихся неудачными из-за ошибок в определении геометрии перспективных объектов.

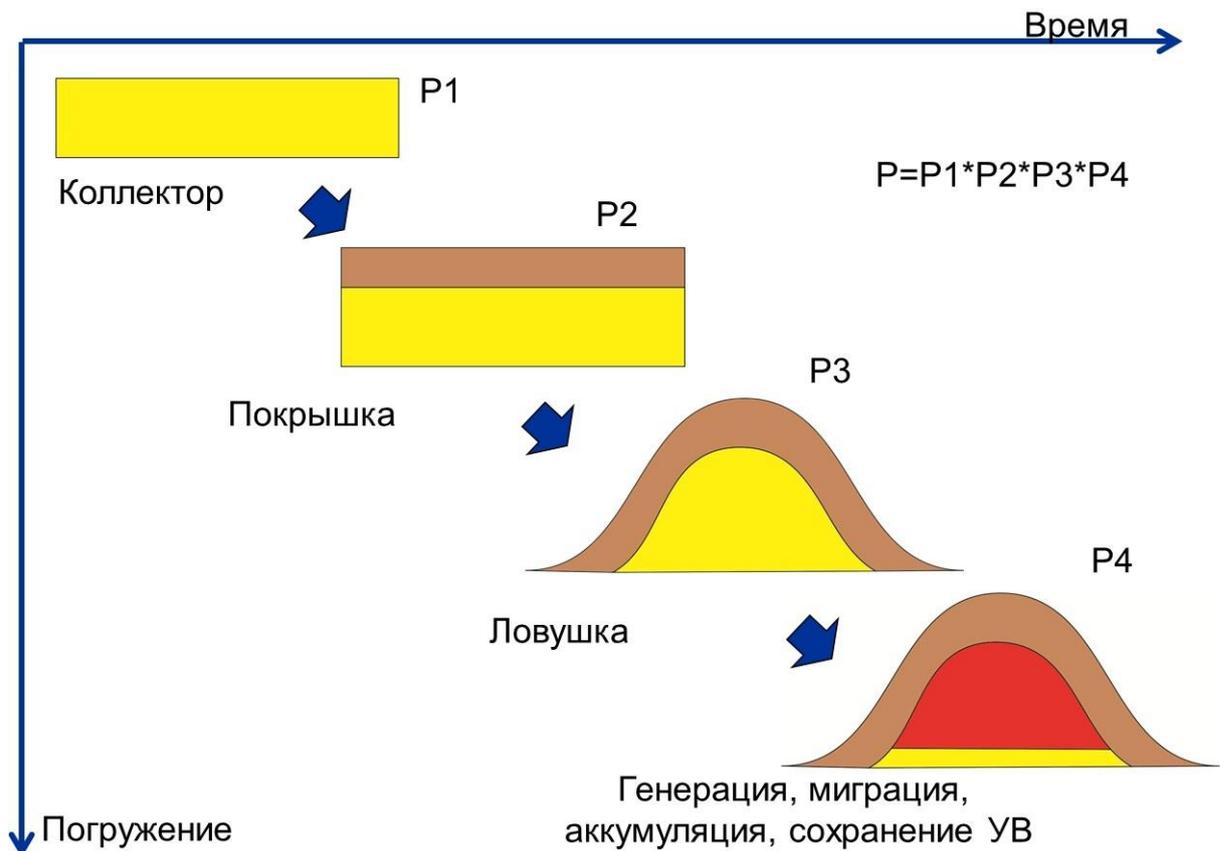


Рисунок 3.2. Основанная на геохронологическом подходе классическая схема оценки и расчета геологического риска

При этом надо иметь ввиду, что повышение точности определения кинематических параметров методически неразрывно связано с точностью определения амплитуд отраженных волн, а значит, с качеством динамических инверсионных преобразований, на основе которых прогнозируются ФЕС, а также характер и тип насыщения коллектора.

Если даже связь между точностью определения кинематических и динамических параметров не линейная, а, например, степенная, как между кратностью суммирования и отношением сигнал/помеха, то и в этом случае можно рассчитывать, что одновременно с 5-и кратным сокращением числа скважин, связанных с ошибками структурного плана, примерно в 2.2 раза сократится число скважин, оказавшихся неудачными из-за отсутствия коллектора или из-за ошибок определения его насыщения.

Несложные расчеты показывают, что K_u в этом случае вырастет с 0.42 до 0.73, т.е. из 100 поисково-оценочных скважин неудачными окажутся уже не 58,

а только 27, а экономический эффект будет равен стоимости бурения 31 поисково-оценочной скважины.

В данном случае нас не должна смущать относительная условность и простота логики данного расчета, поскольку речь идет о принципиальных изменениях внутри геологоразведочного процесса и долгосрочной перспективе.

Мнение о принципиальной связи точности глубинно-скоростных моделей с геологическими рисками разделяется множеством исследователей [34, 96, 119-121, 178, 179].

И поскольку главным геологическим результатом комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии является подтверждение последующим бурением необходимой точности структурного каркаса геологической модели, именно в этом ключе будут рассмотрены некоторые практические примеры ее применения.

Пример № 1.

Площадь работ МОВ-ОГТ 2D в районе города Надым.

Работы были проведены по технологии многоуровневой сейсморазведки в объеме 1600 пог. км. (3 полевых сезона, 2005-2007 гг.) в варианте дополнительной системы наблюдения с буксируемой сейсмической косой (БСК) и импульсным невзрывным источником типа “ГЕОТОН”.

БСК имела длину 240 м и имела шаг ПП=2 м в диапазоне удалений 0-60 м и шаг ПП=10 м в диапазоне удалений 60-240 м.

По результатам обработки первых вступлений БСК было построена детальная модель ЗМС и подстилающего слоя, выделены зоны распространения приповерхностной мерзлоты, рассчитаны поправки за ЗМС и рельеф с учетом изменчивости скорости приведения. Упомянутые поправки затем использовались как априорные при получении структурной поверхности ВОГ (ОГ С) и оценке эффективной мощности ММП.

Серия карт на рисунке 3.3.а-г характеризует поверхностные условия (топокарта, рисунок 3.3.а), изменчивость ЗМС (карта поправок за ЗМС, рисунок

3.3.б), состояние подстилающего ЗМС слоя (карта граничной скорости в слое, подстилающем ЗМС, синим выделены зоны распространения мерзлых пород, рисунок 3.3.в), изменчивость мерзлой толщи (схема эффективной мощности мерзлоты, рисунок 3.3.г).

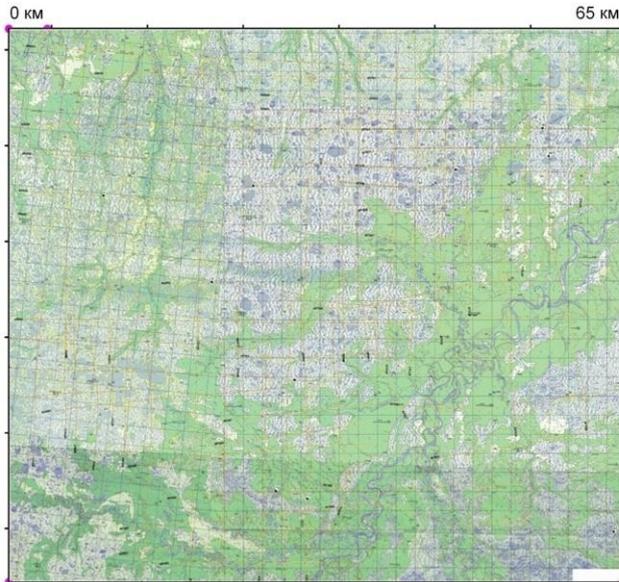


Рисунок 3.3.а. Топокарта участка работ

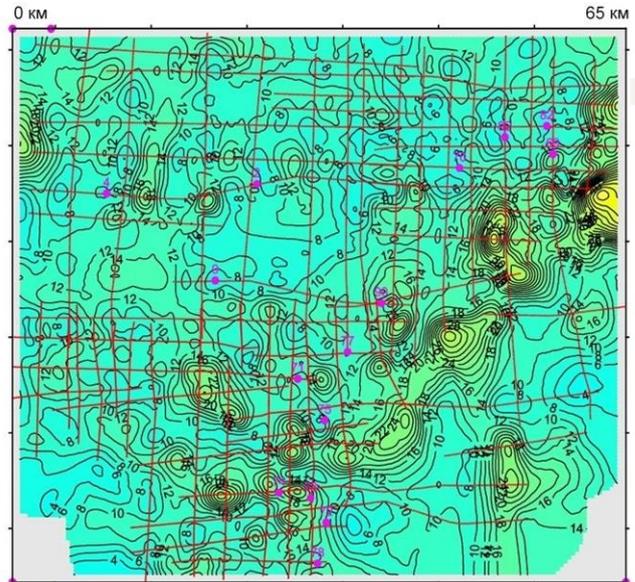


Рисунок 3.3.б. Карта поправок за ЗМС, мс

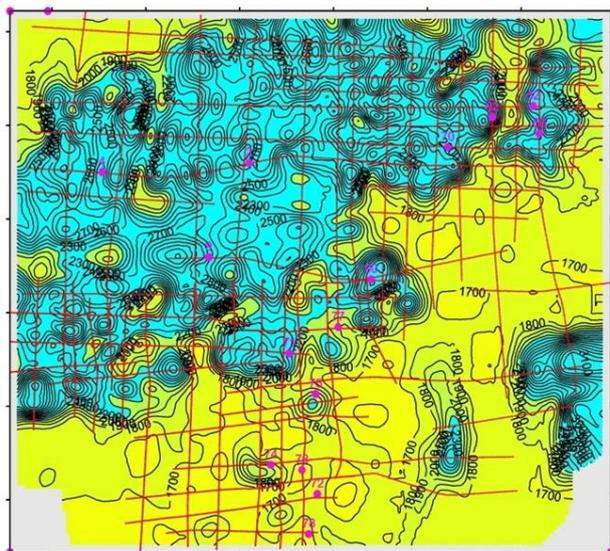


Рисунок 3.3.в. Карта скоростей в подстилающих ЗМС породах (с выделением зон развития приповерхностной мерзлоты), м/с

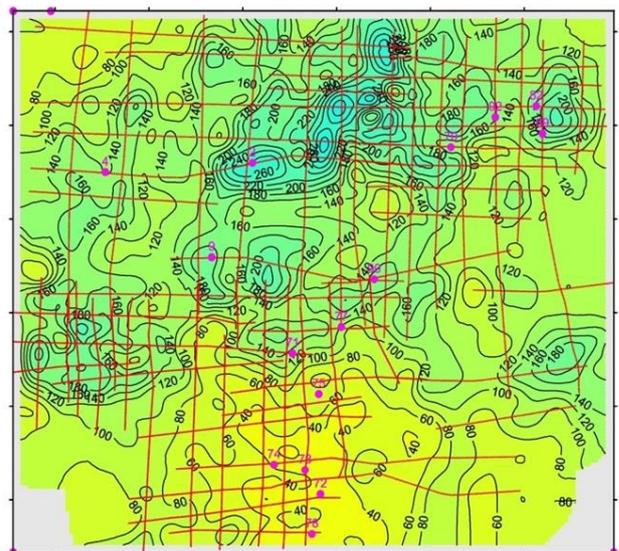


Рисунок 3.3.г. Схема эффективной мощности мерзлоты, м

При получении окончательной версии временных разрезов и $V_{огт}$ учитывалась локальная составляющая статических поправок за неоднородности

мерзлоты, а при построении ГСМ – использовалась рассмотренная в предыдущих разделах главы интерпретационная методика коррекции сейсмических глубин.

На рисунке 3.4 показана полученная способом ВОГ с использованием времен (t_0) и скоростей суммирования ($V_{огт}$) структурная карта ОГ С.

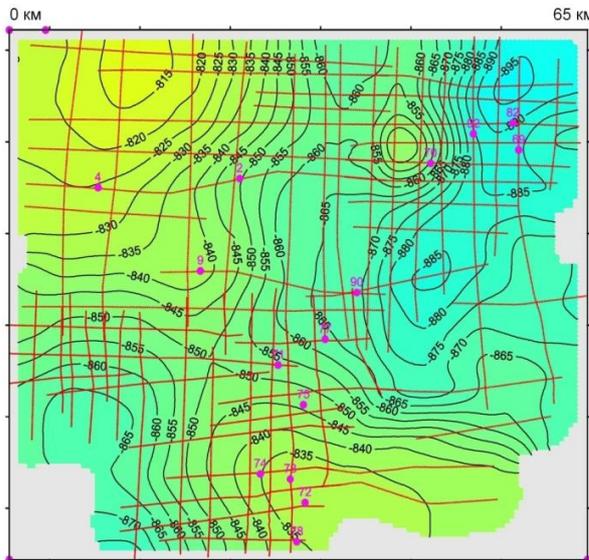


Рисунок 3.4. Структурная карта ОГ С, построенная способом ВОГ, м.
 $S=5,5$ м (15 скв).

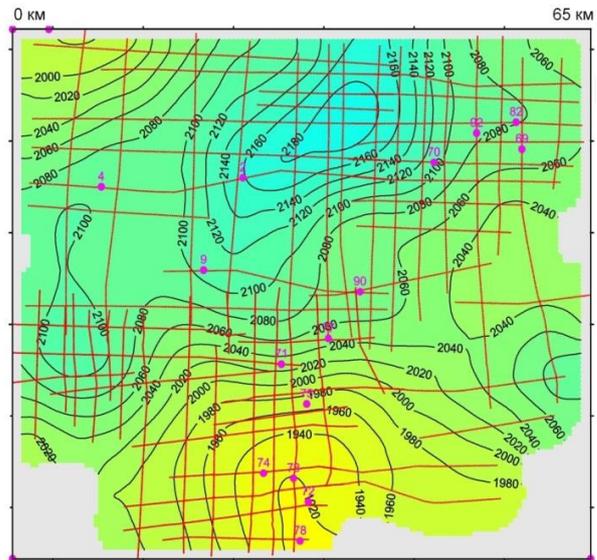


Рисунок 3.5. Карта осредненных на базе порядка 10 км $V_{огт}$ ОГ С, м/с.

На рисунке 3.5 приведена карта осредненных на базе порядка 10 x 10 км скоростей суммирования $V_{огт}$ по горизонту С, использованная для расчета локальной составляющей поправок за влияние мерзлоты (рисунок 3.6).

Для расчета карты региональной составляющей поправок за мерзлоту (рисунок 3.7) в качестве замещающего использовался закон нормальной зависимости средней скорости от глубины с градиентом (для горизонта “С”) 0,5 м/с на 1 м.

Из анализа карты региональной составляющей поправки за влияние мерзлоты следует, что преобладающий пространственный размер (полупериод) аномалий в плане составляет примерно 45 км.

Также видно, что имеющиеся на площади работ 15 скважин находятся в разнообразных условиях.

Полученная в результате кинематического моделирования палетка, позволяющая оценить величину коэффициента пропорциональности между региональной статической поправкой за влияние мерзлоты и погрешностью определения сейсмических глубин $H = t_0 * V_{огт} / 2$ в зависимости от размера (полупериода) аномалии и глубины горизонта, приведена на рисунке 3.2, там же показана характерная для площади работ глубинно-скоростная модель, на основе которой был произведен расчет.

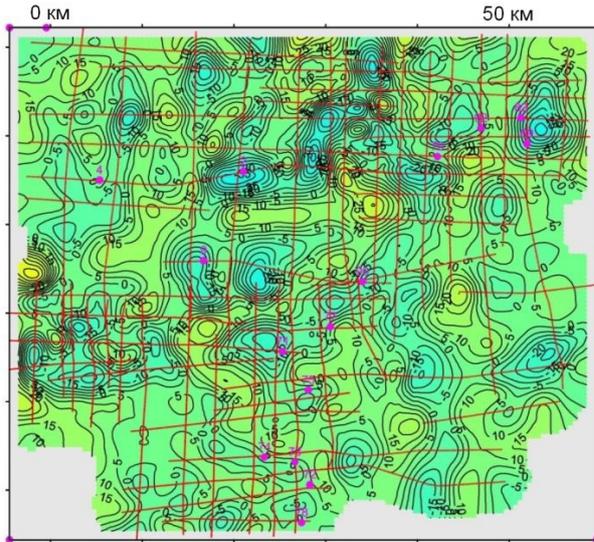


Рисунок 3.6. Карта статических поправок за локальную составляющую влияния неоднородностей мерзлой толщи, мс.

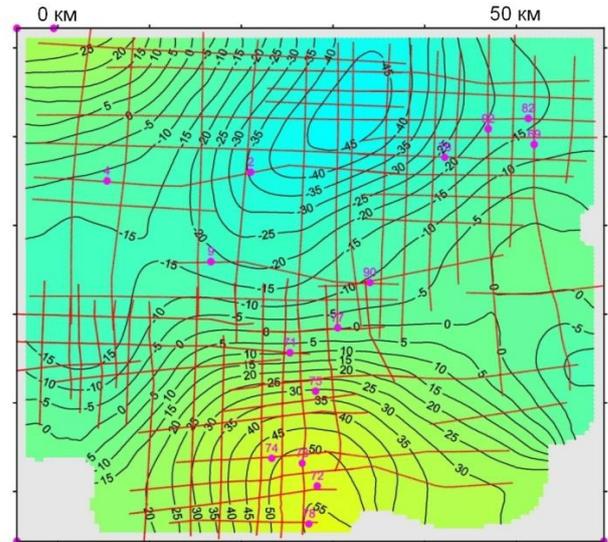


Рисунок 3.7. Карта статических поправок за региональную составляющую влияния неоднородностей мерзлой толщи, мс.

Для ОГ Б, залегающего на глубине порядка 3400 м, размеру аномалии 45 км соответствует коэффициент пропорциональности $K = 0.55$ м/мс.

На рисунке 3.8 приведена структурная карта по горизонту Б, построенная с нормальным скоростным законом, градиент изменения скорости принят равным 0.2 м/с на 1 мс t_0 - исходя из общегеологических соображений и критерия минимума невязки с данными бурения.

Сигма с бурением по данным 12 скважин у этой карты равна 15,4 м.

На рисунке 3.9 показана структурная карта, построенная с использованием $V_{огт}$, но без применения интерпретационной методики коррекции. Ее среднеквадратическая невязка с бурением (12 скважин) равна 14,5 м, что несколько лучше, но все же вполне соизмеримо с предыдущим результатом.

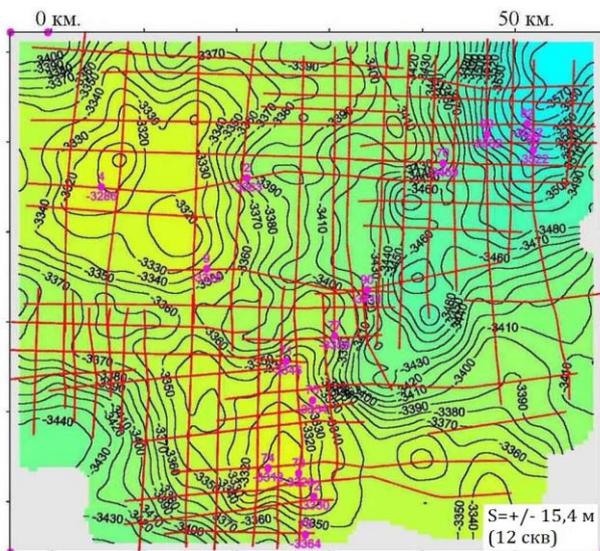


Рисунок 3.8. Структурная карта ОГ Б построена с нормальным скоростным законом через карту изохрон с учетом региональной составляющей поправки за мерзлоту, м.

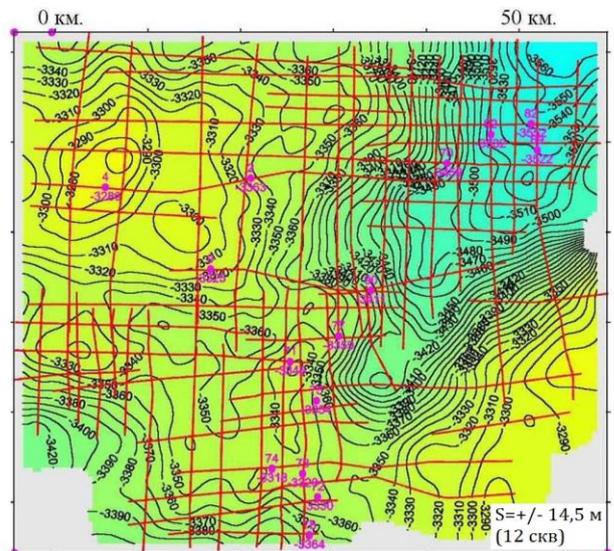


Рисунок 3.9. Структурная карта ОГ Б построена с использованием осредненных на базе порядка 8 км $V_{огт}$, м.

На рисунке 3.10. приведен вариант, отличающийся от карты на рисунке 3.9 применением к сейсмическим глубинам корректирующих поправок, рассчитанных путем умножения карты региональной составляющей поправки за неоднородности высокоскоростного слоя на коэффициент $K=0.45$ м/мс. Уменьшение величины фактического коэффициента примерно на 20 % по сравнению с рассчитанным теоретически значением ($K=0.55$ м/мс) произведено по критерию минимума невязки с бурением. Величина среднеквадратической невязки с бурением (12 скважин) карты на рисунке 3.10 составила 9 м.

Все 3 последних варианта структурной карты горизонта ОГ Б (рисунки 3.8 – 3.10) являются различными версиями построений в рамках комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии данных МОВ-ОГТ.

Для корректности сопоставления карты не посажены “на бурение”, устранены только постоянные составляющие невязки.

Как видим, в локальном плане карты похожи, расхождения имеют более длиннопериодный характер (что естественно).

Самая минимальная сигма с бурением (9 м) наблюдается у версии, построенной с применением интерпретационной методики коррекции ГСМ (рисунок 3.10), этот вариант и был принят в качестве отчетного.

Для возможности сопоставления структурных планов на разных глубинах на рисунке 3.11 приведена структурная карта по ОГ Г, построенная с постоянной интервальной скоростью от карты ОГ С (рисунок 3.5).

Сигма по данным 12 скв. у структурной карты ОГ Г составляет 6 м.

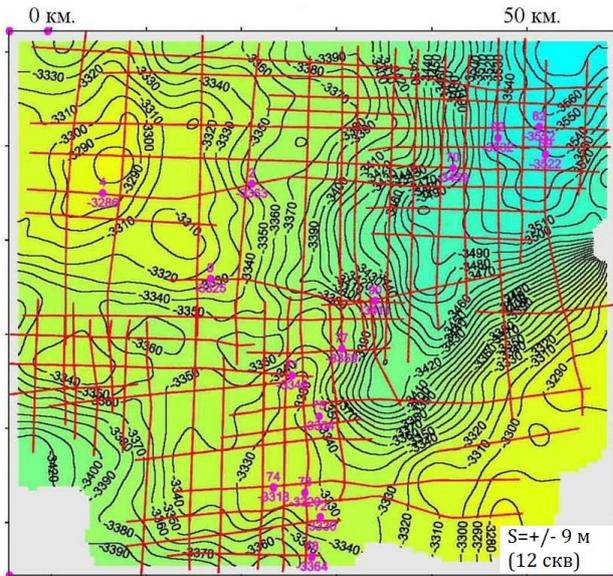


Рисунок 3.10. Структурная карта ОГ Б построена с использованием осредненных на базе порядка 8 км $V_{огт}$ и интерпретационной методики коррекции, м.

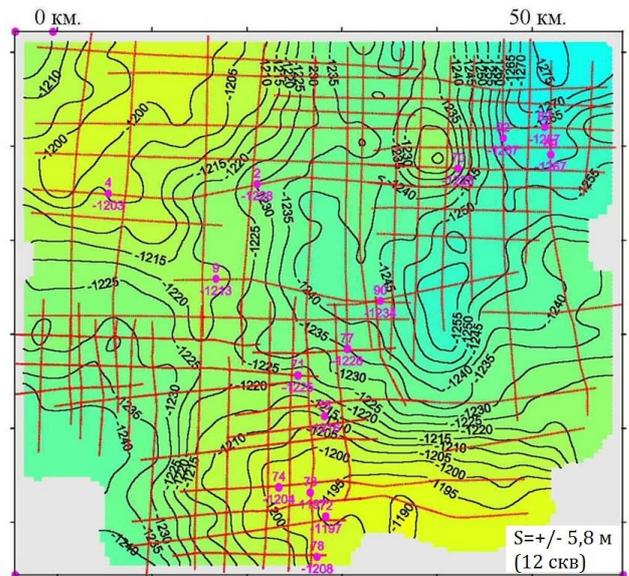


Рисунок 3.11. Структурная карта ОГ Г построена с постоянной $V_{инт}$ от ОГ С, м.

Некоторая уникальность данного объекта состояла в том, что в рамках того-же контура в 2001 г. были выполнены работы по переобработке и переинтерпретации всех материалов МОВ-ОГТ 2D прошлых лет и имелись отчетные карты по отражающим горизонтам Б (рисунок 3.12) и Г (рисунок 3.13).

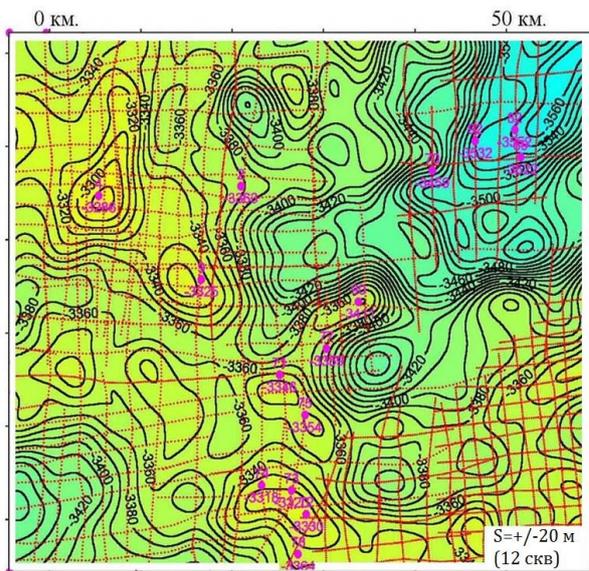


Рисунок 3.12. Структурная карта ОГ Б построена по данным прошлых лет без использования принципов и информации многоуровневых исследований, м

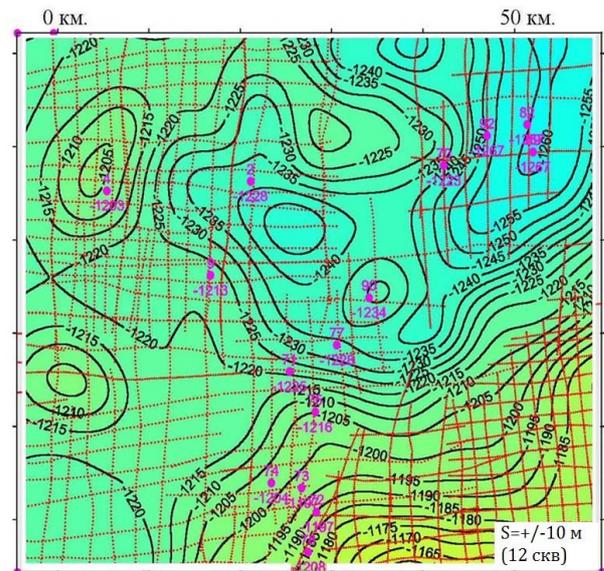


Рисунок 3.13. Структурная карта ОГ Г построена по данным прошлых лет без использования принципов и информации многоуровневых исследований, м

При этом ретроспективные материалы характеризовались в целом заметно более высокой плотностью сети и для построения ГСМ применялась достаточно высокотехнологичная технология решения обратных кинематических задач сейсморазведки, хотя и не основанная на принципах и информации многоуровневых исследований в части касающейся изучения и учета ВЧР.

Пробуренные в 2002-2005 гг. 3 разведочные скважин выявили существенные погрешности в структурных построениях 2001 г., в частности, не подтвердилось поднятие в районе скв.90 (скважина “провалилась” по ОГ Б на 60 м).

Естественно, эти результаты подвигли недропользователя провести современные сейсморазведочные работы с применением специализированных исследований ВЧР по технологии многоуровневой сейсморазведки.

Что касается результатов обработки и интерпретации материалов полевых работ, полученных по новой технологии, через несколько месяцев после сдачи отчета были пробурены еще 3 разведочные скважины (75, 77, 78)

подтвердившие заявленный уровень точности, т.к. среднеквадратические оценки точности построений по ОГ Г и Б, сделанные по выборке 12 скважин практически не изменились при увеличении выборки до 15 скважин.

Более детальная информация о невязках с бурением карт ОГ Г и Б, полученных по разным технологиям, приведена в таблице 3.1.

Таблица 3.1.

Невязки структурных карт с данными бурения.

ОГ Г				ОГ Б			
Номер скважины	Абс. отм. ОГ "Г" по данным бурения, м	Переработка материалов прошлых лет с применением системы (2001 г.)		Обработка материалов полевого сезона 2005-07 гг., полученных с применением технологии многоуровневой сейсморазведки (ОАО НПФ "Сейсмические технологии")			
		Абс. отм. ОГ "Г" по данным сейсм-ки, м	Разность "бурение – сейсм-ка", м	Абс. отм. ОГ "Г" по данным сейсм-ки, м	Разность "бурение – сейсм-ка", м		
2	-1227,5	-1238,5	11,0	-1229,9	2,4		
4	-1203,3	-1206,3	3,0	-1204,7	1,4		
69	-1267,0	-1260,3	-6,7	-1260,9	-6,1		
70	-1223,0	-1236,6	13,6	-1230,8	7,8		
71	-1225,2	-1221,3	-3,9	-1222,5	-2,7		
73	-1197,1	-1197,8	0,7	-1196,3	-0,8		
74	-1204,0	-1201,9	-2,1	-1198,2	-5,8		
82	-1257,3	-1259,9	2,6	-1263,3	6,0		
9	-1213,2	-1222,5	9,3	-1217,6	4,4		
90	-1234,3	-1229,9	-4,4	-1241,4	7,1		
92	-1266,6	-1251,9	-14,7	-1260,8	-5,8		
78	-1208,0	-1184,3	-23,7	-1197,7	-10,4		
77	-1228,0	-1234,1	6,1	-1234,8	6,8		
72	-1197,2	-1189,7	-7,5	-1194,4	-2,8		
75	-1216,0	-1205,1	-10,9	-1211,0	-5,0		

Для картопостроения по материалам прошлых лет использован увязанный с данными бурения грид 300 x 300 м, полученный организацией-подрядчиком в 2001 г., при этом применено дополнительное среднее данных в плане на базе порядка 5000 x 5000 м. $S=\pm 10$ м (15 скв.)

Карта технологии многоуровневой сейсморазведки построена от структурной поверхности верхнего опорного горизонта С, рассчитанной по параметру $\text{Ногт}=\text{to}^* \text{Vогт}/2$ с усреднением глубин в плане на базе порядка 5000 x 5000 м, с постоянным значением интервальной скорости, равным 2000 м/с, и скорректирована за постоянную составляющую невязки с данными бурения. $S=\pm 6$ м (15 скв.)

Карта технологии многоуровневой сейсморазведки построена с использованием усредненных на базе порядка 10000 x 10000 м Vогт , после ввода статпоправок за ЗМС и локальные неоднородности мерзлоты, с применением интерпретационного подхода к учету региональной составляющей влияния мерзлой толщи на сейсмические глубины Ногт . $S=\pm 9$ м (15 скв.)

Красным цветом выделены скважины, пробуренные после 2001 г., причем жирным выделены скважины, пробуренные после составления ОАО НПФ "Сейсмические технологии" окончательного отчета.

По удачному стечению обстоятельств в рамках контура 1 полевого сезона постфактум удалось провести (для ОГ Г) сравнение с еще одной технологией построения ГСМ, основанной на инверсном алгоритме решения обратных кинематических задач. Эта технология была разработана в середине 80-х годов, имела весьма широкое применение в Западной Сибири, иногда используется и сейчас.

Чистота эксперимента в данном случае состояла в идентичности исходных данных и принципиальном неиспользовании рассчитанных по данным дополнительной системы наблюдений поправок за ЗМС.

К чему это закономерно привело – хорошо видно из сравнения самих карт, их разности и поправок за ЗМС (рисунок 3.14.а-г)

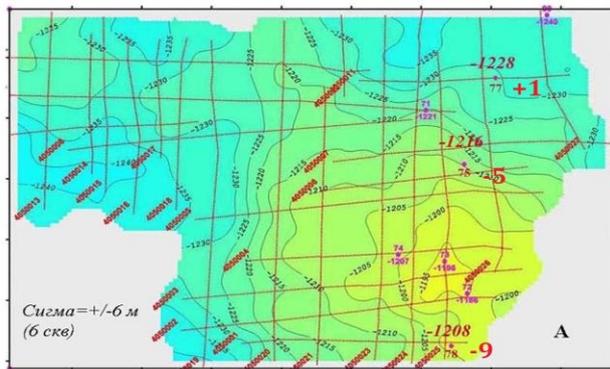


Рисунок 3.14.а. Структурная карта ОГ Г, построенная с учетом данных многоуровневых исследований, м

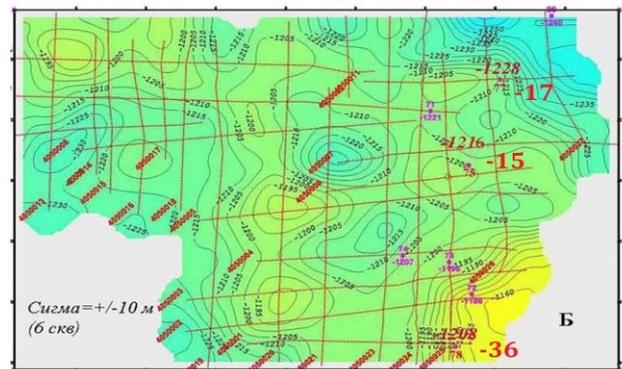


Рисунок 3.14.б. Структурная карта ОГ Г, построенная без учета данных многоуровневых исследований, м

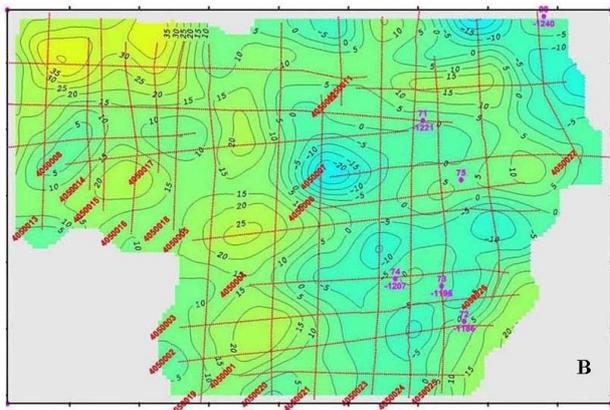


Рисунок 3.14.в. Карта разности [Б – А], м

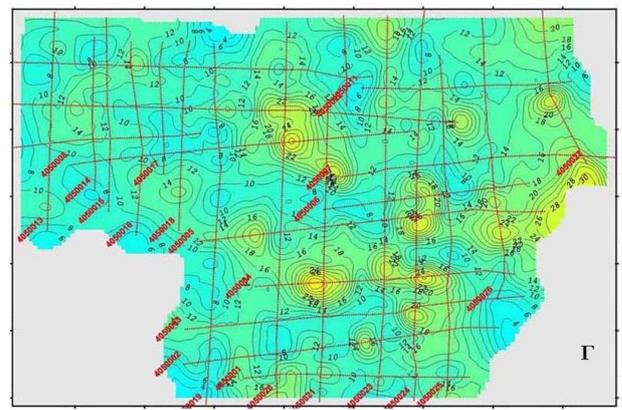


Рисунок 3.14.г. Карта поправок за ЗМС, мс

Главное различие технологий построения карт А и Б состоит в разном подходе к использованию всей совокупности первичных данных. Карта А построена с использованием детальной информации о строении ЗМС, карта Б – без ее использования.

Карта А отображает один объект – изометричную антиклинальную структуру со структурным носом, карта Б содержит большое количество мелких антиклинальных объектов, разбросанных на площади работ.

Зоны отрицательных аномалий карты разности глубин $V = [B - A]$, рассчитанных на основе сейсмических скоростей, в целом коррелируются с зонами повышенных значений поправок за ЗМС карты Г, а зоны

положительных аномалий карты В – с зонами отрицательных поправок за ЗМС на карте Г.

Это находится в полном соответствии с теоретически доказанным фактом завышения определяемых через сейсмические параметры (t_0 , $V_{огт}$) глубин при увеличении толщины ЗМС (следовательно, увеличении поправки за ЗМС) и указывает на причину существенных расхождений структурных карт А и Б – отсутствие предварительного учета ЗМС при построении карты Б.

Поэтому предельная погрешность карты А составляет -9 м, а карты Б -36 м.

Пример № 2.

Площадь работ МОВ-ОГТ 3D в Удмуртии.

Пример подтверждает универсальность лежащих в основе комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии принципов и методических подходов, поскольку поверхностные и глубинные условия региона достаточно принципиально отличаются от Западной Сибири.

Кроме того, в данном случае речь идет о традиционной для данного региона технологии полевых работ МОВ-ОГТ 3D с вибрационными источниками, без проведения каких-либо специализированных исследований, ориентированных на изучение ВЧР.

Тем не менее, примененный подход, основанный на комбинированном использовании кинематической обработки первых вступлений для изучения ЗМС и последующем учете скоростных неоднородностей ниже ЗМС через параметры ВОГ (кровле сакмарского яруса), продемонстрировал последовательную минимизацию невязок до вполне приемлемого для региона уровня 4.8 м (сакмарский ярус) - 6.3 м (башкирский ярус) по выборке 23 скважин.

После передачи заказчику предварительных результатов сейсмоструктурных построений, стало известно, что у него имеется 6 проверочных (контрольных) скважин, которые полностью укладываются в заявленную исполнителями работ величину точности построений.

Приведенная ниже серия рисунков дает представление о содержании выполненных работ по изучению ВЧР и построению сейсмоструктурных поверхностей.

На первом этапе была выполнена корреляция первых вступлений в интервале удалений до 3000 м и протестированы возможные подходы к расчету статических поправок за ЗМС (рисунок 3.15). Был сделан вывод, что неоднородность хорошо описывается однослойной моделью, а увеличение удаления и увеличение количества слоев модели практически не ведет к получению дополнительной информации. В результате был принят вариант однослойной модели с максимальным удалением 1500 м.

1-й ЭТАП УЧЕТА ВЧР - ТОМОГРАФИЧЕСКАЯ ОБРАБОТКА ПЕРВЫХ ВСТУПЛЕНИЙ (GEOSTAR)

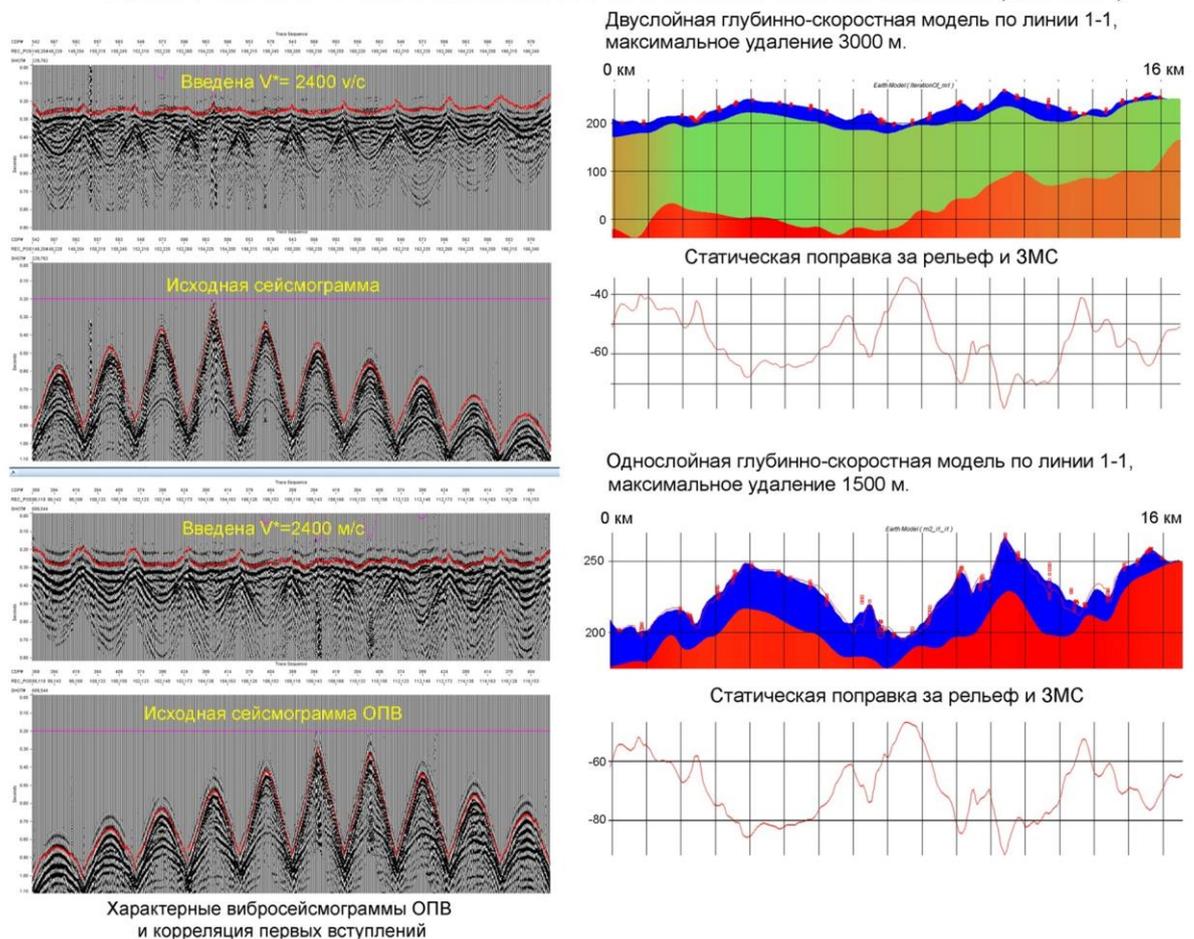
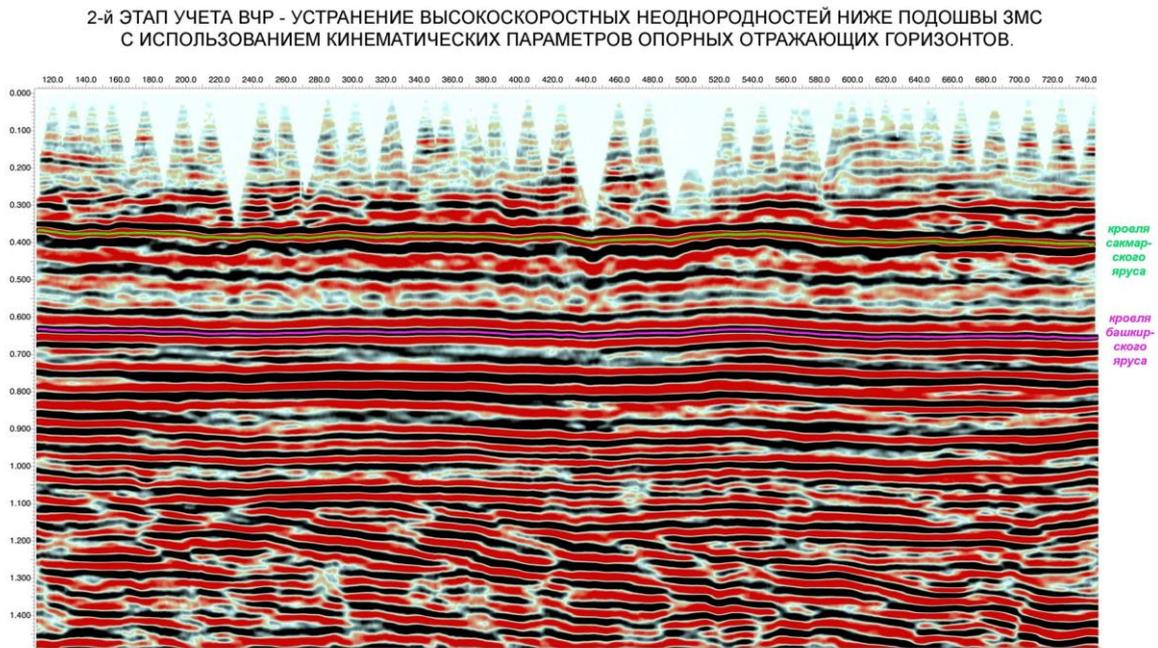


Рисунок 3.15. Иллюстрация обработки первых вступлений в системе GeoStar

После расчета и ввода поправок за ЗМС способом ВОГ были рассчитаны дополнительные статические поправки за неоднородности между подошвой

ЗМС и кровлей сакмарского яруса (ВОГ). Фрагмент разреза после учета ЗМС, но до учета нижележащих неоднородностей (по одной из линий) приведен на рисунок 3.16. Выделены отражающие горизонты, параметры которых использовались для учета скоростных неоднородностей и контроля качества ВЧР-решения.



Временной разрез МОВ-ОГТ по линии 581 после учета ЗМС (GeoStar) с выделением горизонтов, кинематические параметры которых (t_0 , $V_{огт}$) были использованы для изучения и учета влияния неоднородностей ВЧР ниже подошвы ЗМС (привязка условная).

Рисунок 3.16.

На рисунке 3.17. приведены карты основных параметров, характеризующих ВЧР, $V_{подст.змс}$ (А), поправок за ЗМС (Б), поправок за нижележащие высокоскоростные неоднородности (В).

На рисунке 3.18. приведены карты параметров, характеризующих ВОГ, и результаты проверки точности построений 6-ю контрольными скважинами: t_0 ВОГ после учета ВЧР (А), трендовая составляющая карты $V_{огт}$ (Б), сейсмоструктурная карта ВОГ с коррекцией за систематическое расхождение с данными бурения и вынесенными результатами контроля (В).

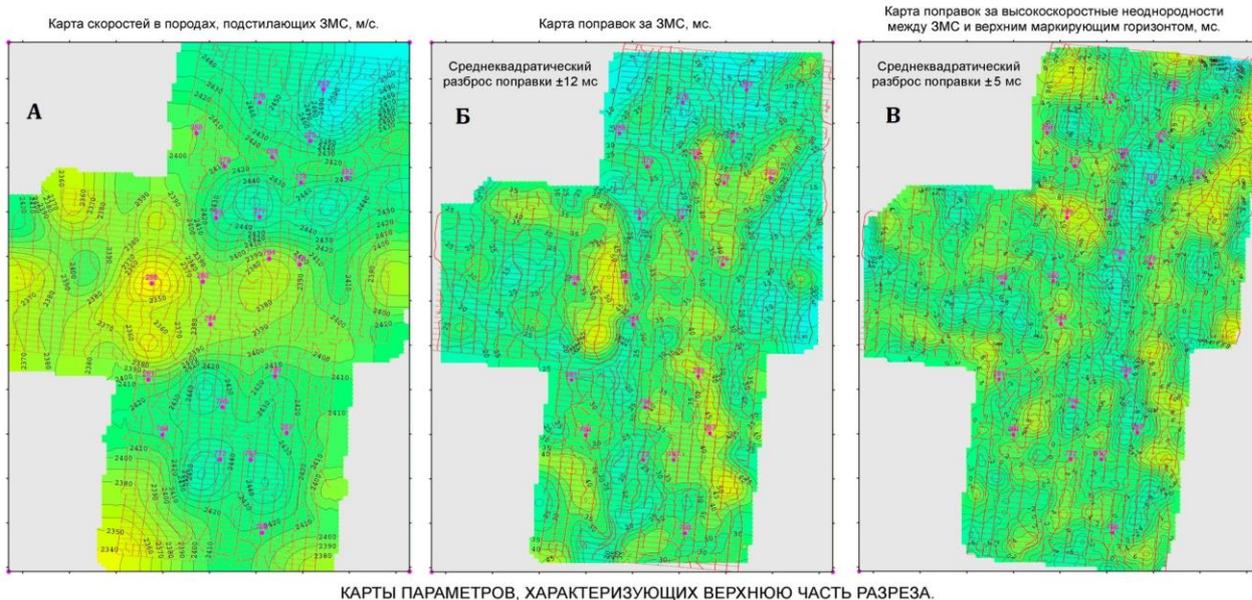


Рисунок 3.17.

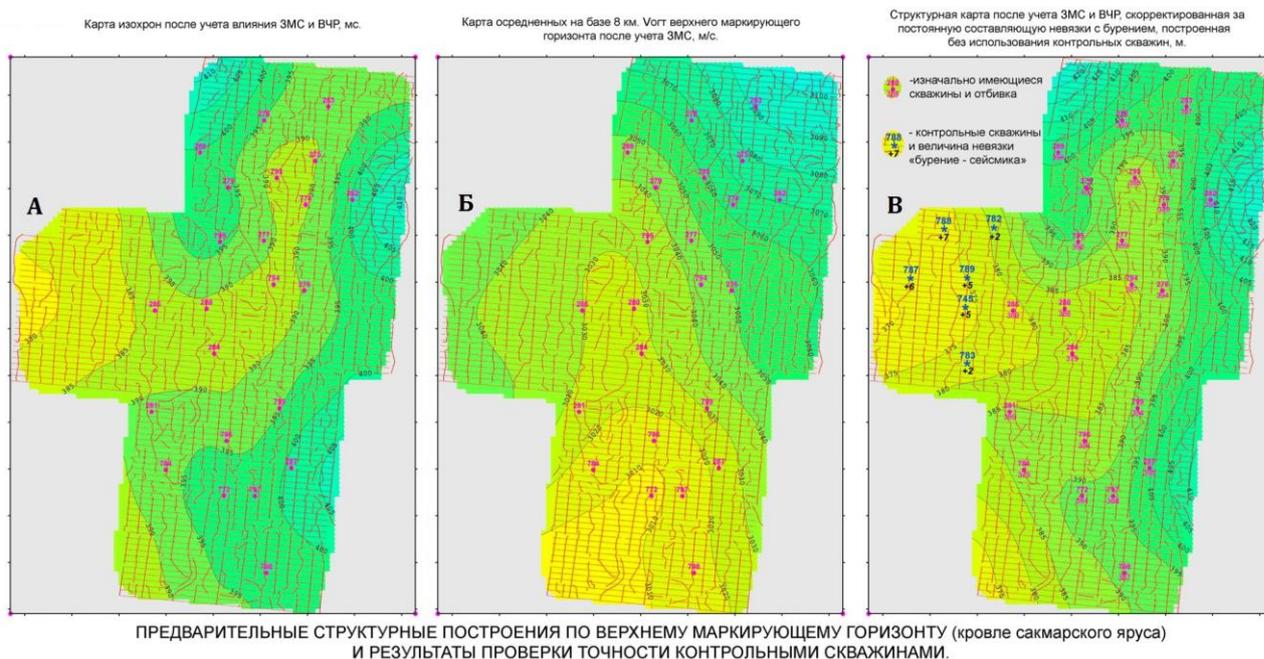


Рисунок 3.18.

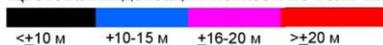
Рисунок 3.19. иллюстрирует динамику изменения сходимости с бурением.

Невязки предварительных структурных карт с данными бурения на различных этапах учета ВЧР.

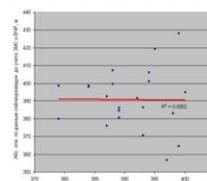
№№ скв.	Невязки абсолютных отметок (бурение – сейсмика) структурных карт по горизонту, условно соответствующего кровле сакмарского яруса, м.			Невязки абсолютных отметок (бурение – сейсмика) структурных карт по горизонту, условно соответствующего кровле башкирского яруса, м.		
	До учета ЗМС и ВЧР	После учета ЗМС	После учета ЗМС и ВЧР	До учета ЗМС и ВЧР	После учета ЗМС	После учета ЗМС и ВЧР
275	22	14	0	17	7	-3
276	-7	3	6	-12	1	4
278	34	3	0	39	-1	8
283	40	15	-1	41	9	-4
284	-1	-9	-1	9	-1	3
286	4	9	10	2	8	3
287	-24	-1	-4	-24	6	-2
288	15	-4	-4	19	-5	13
772	-14	-19	-7	-5	-12	-2
784	-20	-16	-7	-18	-13	-8
794	11	17	2	14	22	7
795	0	-21	-2	8	-20	-1
796	-15	-5	-3	-15	-3	-8
797	-19	-7	-4	-25	-10	-7
798	-6	-5	-4	-7	-6	-3
799	-12	9	3	-14	12	-1
277	4	-1	1	11	4	0
279	5	1	4	0	-5	6
280	-12	1	6	-13	3	-2
281	3	-2	3	3	-3	1
282	-29	-9	-9	-24	2	-5
774	8	21	-1	-4	12	-10
793	6	16	5	3	15	11
Среднеkv. знач., м	±17,6	±11,5	±4,8	±18,2	±9,8	±6,3

Примечания:

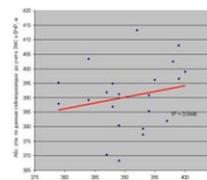
Цветовая индексация невязок по величине:



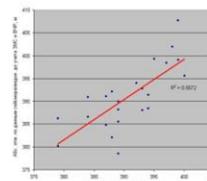
Корреляционная связь между абс. отметками «бурение-сейсмика» по верхнему маркирующему горизонту.



До учета ЗМС и ВЧР



После учета ЗМС



После учета ЗМС и ВЧР

Рисунок 3.19. Динамика сходимости с бурением структурных карт ОГ сакмарского и башкирского яруса в процессе последовательного учета влияния ВЧР

Пример № 3.

Площадь работ МОВ-ОГТ 2D в районе города Старый Уренгой.

Работы были проведены по технологии многоуровневой сейсморазведки в объеме 650 пог. км. (2 полевых сезона, 2001-2002 гг.) в варианте станции взрывного пункта.

БСК имела длину 240 м и имела шаг ПП=4 м.

По результатам обработки первых вступлений БСК была построена детальная модель ЗМС и подстилающего слоя, выделены зоны распространения приповерхностной мерзлоты, рассчитаны поправки за ЗМС и рельеф с учетом изменчивости скорости приведения. Упомянутые поправки затем использовались как априорные при получении структурной поверхности ВОГ (ОГ С) и оценке эффективной мощности ММП.

Серия карт на рисунке 3.19.а-в характеризует ЗМС и условия возбуждения волн.

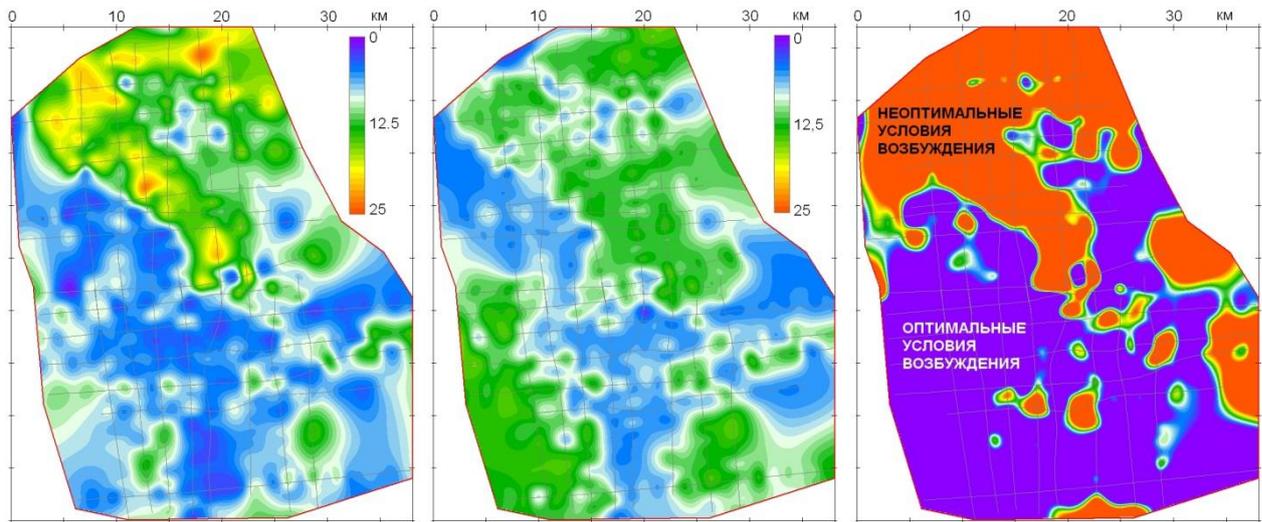


Рисунок 3.19.а. Карта толщин
ЗМС, м

Рисунок 3.19.б. Карта
фактических глубин
погружения заряда, м

Рисунок 3.19.в. Карта
зонирования по условиям
возбуждения волн

При получении окончательной версии временных разрезов и $V_{огт}$ учитывалась локальная составляющая статических поправок за неоднородности мерзлоты, а при построении ГСМ – использовалась рассмотренная в предыдущих разделах главы интерпретационная методика коррекции сейсмических глубин.

Уникальность данного объекта состояла в том, что после сдачи окончательного отчета началось активное разбуривание площади разведочными и эксплуатационными скважинами, и по состоянию на 2011 год имелось 74 контрольных скважин, вскрывших ОГ Г.

Это единственный на данный момент пример такой масштабной проверки последующим бурением структурной карты ОГ Г, построенной с применением элементов комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии сейсмических данных.

На рисунке 3.20.а, б показаны 2 структурные карты по ОГ Г, по которым была проведена сравнительная оценка их среднеквадратической погрешности.

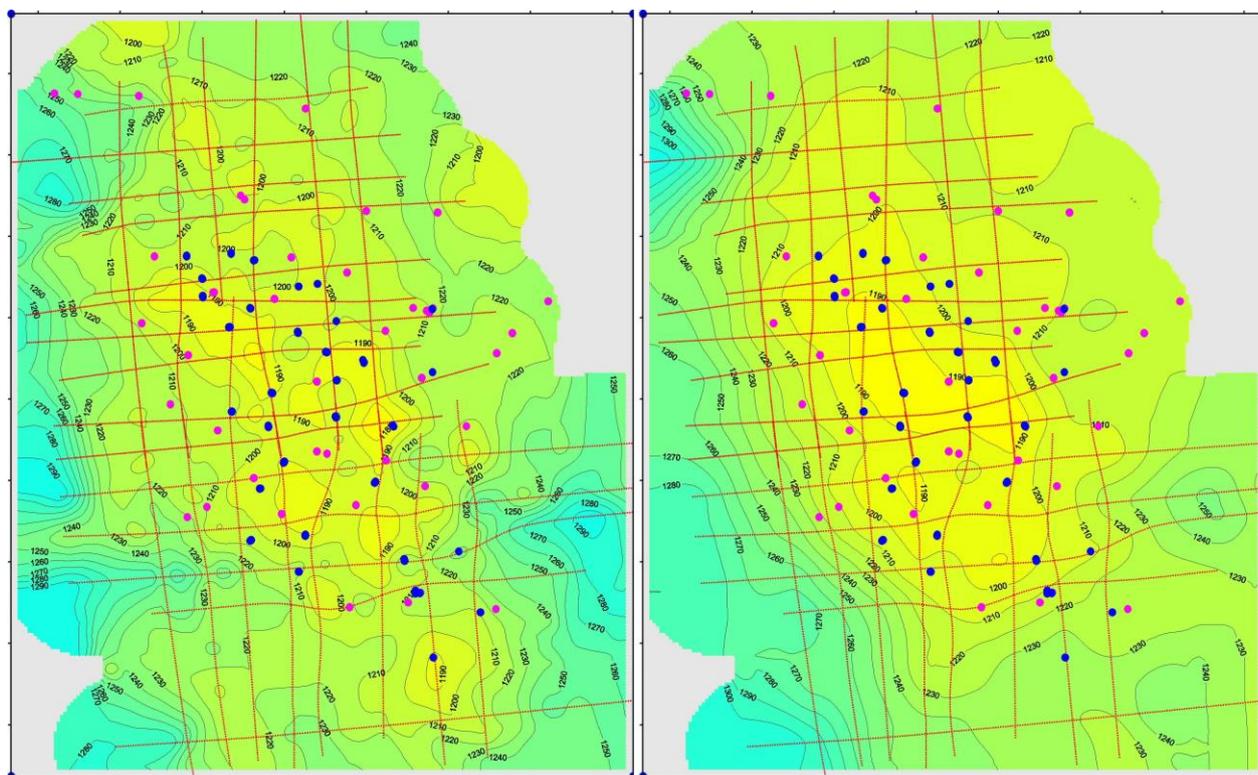


Рисунок 3.20.а. Структурная карта ОГ Г,
построенная без учета данных
многоуровневых исследований, м
 $S=9,5$ м (74 скв)

Рисунок 3.20.б. Структурная карта ОГ Г,
построенная с учетом данных
многоуровневых исследований, м
 $S=4,6$ м (74 скв)

Первая карта (рисунок 3.20.а) – была рассчитана по самой простой технологии, без применения каких-либо априорных поправок за ЗМС, мерзлоту и использования трендов скоростей суммирования. В качестве скоростного закона применялись интерполированные средние скорости, определенные в точках скважин первичной (по состоянию на 2001 г.) сети (первичная сеть скважин обозначена розовым цветом).

Карта характеризуется среднеквадратической погрешностью 9,5 м, предельные отклонения – от +18 до -40 м (сеть контрольных скважин обозначена синим цветом).

Вторая карта (рисунок 3.20.б) – была получена с использованием всего комплекса подходов комплексной адаптивной технологии, включая последовательный учет влияния ЗМС, мерзлоты и трендов скоростей суммирования по интерпретационной методике. Для подсадки на первичную

(по состоянию на 2001 г.) сеть скважин использовалась соответствующая карта невязок.

Данная карта характеризуется среднеквадратической погрешностью 4,6 м, предельные отклонения – от +12 до -13 м.

Таким образом, уже одним из первых примеров применения комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии была подтверждена возможность достижения необходимого (5 м) уровня точности результативных ГСМ, по крайней мере в отношении верхних горизонтов.

Основные выводы по главе:

Прямое использование кинематических параметров горизонтов (t_0 , $V_{огт}$) для глубинных преобразований при наличии в ВЧР (перекрывающей толще) слоя с длиннопериодными изменениями свойств (мощности и/или скорости) может привести к существенным погрешностям, вне зависимости от того, учитывались или нет данные неоднородности (рельефа и/или высокоскоростного слоя) статическими поправками.

Предлагаемая интерпретационная методика коррекции сейсмоструктурных построений, предусматривающая использование $V_{огт}$, дает возможность разделения аномалий глубинного характера и искажений, обусловленных длиннопериодными изменениями свойств рельефа и/или высокоскоростного слоя ВЧР, что позволяет рассчитывать на повышение точности и достоверности результатов кинематической интерпретации (инверсии).

В северных районах Западной Сибири наиболее перспективным представляется трехэтапный подход к учету влияния ВЧР – ЗМС, локальных неоднородностей мерзлоты (на этапе обработки), длиннопериодных неоднородностей ВЧР (мерзлоты и/или рельефа на этапе интерпретации).

Наибольшую эффективность от интерпретационной методики можно ожидать в случае проведения специализированных работ по изучению ВЧР, обеспечивающих повышенную точность учета влияния ЗМС и рельефа (например, по технологии многоуровневой сейсморазведки).

Геолого-экономическая эффективность комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии данных сейсморазведки обусловлена такими ее неотъемлемыми отличительными свойствами, как:

- применимость к широкому спектру поверхностных и глубинных условий;
- интегрированность во все стадии процесса сейсмических исследований;
- ориентированность на достижение конкретных количественных показателей точности ГСМ и параметров ВЧР;
- наличие внутренних механизмов контроля качества данных и самой ГСМ (включающей ВЧР);
- наличие обратных связей между всеми основными этапами процесса сейсмических исследований - от проектирования до построения результативной ГСМ (включающей ВЧР);
- адаптивность основных параметров применяемых методик на всех этапах реализации технологии.

При расчете прямого экономического эффекта данной технологии необходимо ориентироваться на закономерную связь точности с коэффициентом успешности геологоразведочных работ, т.е. на сокращение затрат на неэффективное бурение, исходя из средней стоимости скважины в конкретных климатических, поверхностных и глубинных условиях.

4. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МНОГОУРОВНЕВОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ ЗМС И КОНТРОЛЯ УСЛОВИЙ ВОЗБУЖДЕНИЯ ВОЛН

4.1. Методика обработки данных многоуровневой сейсморазведки с целью изучения ЗМС и контроля условий возбуждения волн

В данном разделе рассматривается схема обработки данных на примере самого первого аппаратно - методического комплекса многоуровневой сейсморазведки, основанного на использовании станции взрывного пункта и буксируемой сейсмической косы с малым (4 м) шагом приемных каналов.

4.1.1. Анализ и присвоение профильной геометрии.

Методика обработки данных многоуровневой сейсморазведки начинается с определения номера канала буксируемой сейсмической косы (БСК), напротив которого располагалась взрывная скважина (центрального канала), соответствующего ему значения минимального времени годографа прямой волны, присвоения профильной геометрии.

Определение номера центрального канала и соответствующей величины минимального времени производится по сейсмограммам ОПВ, которым предварительно присваивается априорная геометрия и производится выравнивание амплитуд в малом (250-400 мс) окне по типу АРУ.

Под априорной геометрией понимается фактические профильные пикеты ПВ и удаления каналов, рассчитанные с постоянным для всего профиля средним значением номера центрального канала.

Если снятие значений номера центрального канала и времени производится вручную, рекомендуется задавать достаточно большое усиление записи при визуализации, т.к. минимальное время определяется по первым вступлениям прямой волны взрыв – поверхность. В этом случае удобно расположить на экране монитора два активных окна, в первом – визуализируемые сейсмограммы, во втором – информационный файл, в

который следует заносить определяемые по сейсмограммам значения номера и времени.

Если определение номера центрального канала и вертикального времени производится в автоматическом режиме (соответствующая программа была разработана автором для системы SDS-PC), целесообразно провести предварительную отбраковку шумящих трасс и трасс с отсутствием вступлений.

После определения номеров центральных каналов априорная геометрия соответствующим образом корректируется.

Значения номера центрального канала и минимального времени сохраняются в информационном файле. Имя файла удобно принять соответствующим номеру профиля. До этого в информационный файл должны быть занесены профильные пикеты ПВ, боковые выносы скважин относительно БСК, глубины погружения заряда по рапорту.

4.1.2. Определение скорости между точкой взрыва и дневной поверхностью.

Первоначально по величинам бокового выноса скважины относительно БСК (Y), рапортной глубины ($H_{\text{рап}}$) и минимального времени прямой волны (t_{min}) рассчитываются априорные значения средней скорости взрыв – поверхность ($V_{\text{в-п}}$).

Если глубина заложения заряда, указанная в рапорте оператора, соответствует истинной, расчетная $V_{\text{в-п}}$ должна соответствовать скорости, определяемой по годографу прямой волны (при возбуждении в пределах ЗМС).

Если по данным скоростного анализа скорость взрыв-поверхность меньше расчетной, это означает, величина $H_{\text{рап}}$ завышена.

Формула для расчета $V_{\text{в-п}}$:

$$V_{\text{в-п}} = \frac{\sqrt{H_{\text{рап}}^2 + Y^2}}{t_{\text{min}}} \cdot 1000 \quad (4.1)$$

Размерности: глубина и боковой вынос в м., время в мс., скорость в м/с.

Определение фактического значения эффективной скорости взрыв-поверхности производится с помощью соответствующих функций редактора сейсмограмм по годографу прямой волны.

4.1.3. Расчет фактической глубины погружения заряда, вертикального времени, редактирование ошибок в определении бокового выноса скважины.

После определения фактических значений $V_{в-п}$, рассчитываются и заносятся в информационный файл глубины погружения заряда и вертикального времени по следующим формулам:

$$H_{СКВ} = \sqrt{(V_{в-п} \cdot t_{\min} \cdot 0.001)^2 - Y^2} \quad (4.2)$$

$$t_{в} = \frac{H_{СКВ}}{\sqrt{H_{СКВ}^2 + Y^2}} \cdot t_{\min} \quad (4.3)$$

При этом выявляются и исправляются в информационном файле возможные ошибки в определении бокового выноса скважин.

На рисунке 4.1 приведены характерные сейсмограммы БСК (взрывной источник) демонстрирующие описанные выше этапы определения основных параметров, относящихся к контролю условий возбуждения волн.

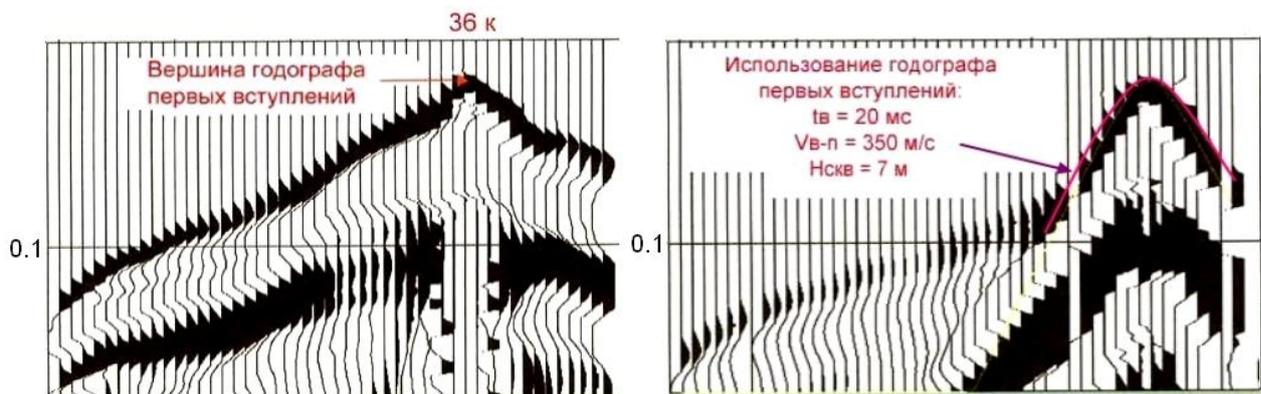


Рисунок 4.1. Контроль условий возбуждения по первичным сейсмограммам БСК

4.1.4. Определение скоростного закона головной (прямой преломленной) волны, распространяющейся в породах, подстилающих ЗМС, способом перебора скоростей.

Подбор скоростного закона преломленной на подошве ЗМС волны удобно производить в соответствующем приложении, имеющемся в любой известной обрабатывающей системе.

Диапазон удалений целесообразно выбрать вне зоны интерференции с прямой волной таким образом, чтобы обеспечивалось непрерывное однократное прослеживание головной волны (см. рисунок 4.2), для чего интервал удалений должен быть равен удвоенному расстоянию между пунктами возбуждения.

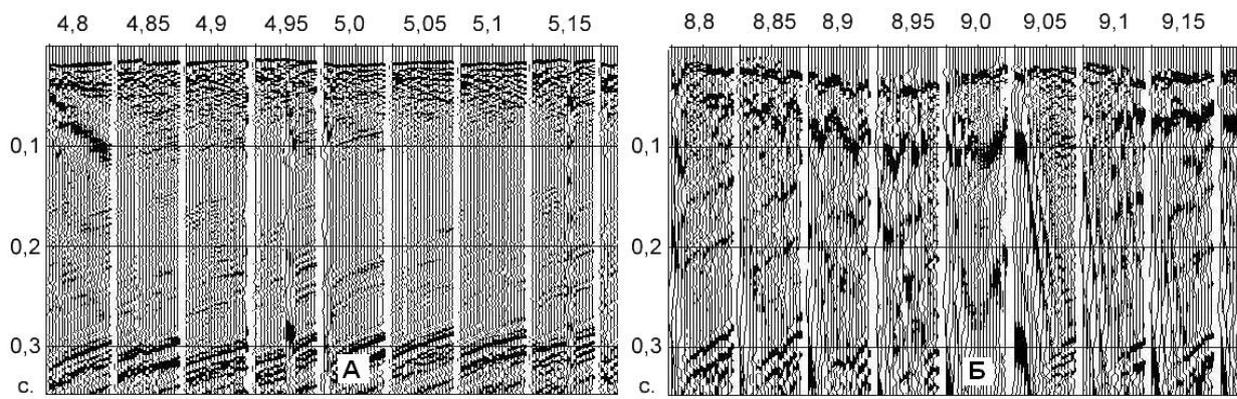


Рисунок 4.2. Определение скорости головной (прямой преломленной) волны, распространяющейся в породах, подстилающих ЗМС ($V_{гр}$), по сейсмограммам ОПВ, способом перебора скоростей

А – скорость 3500 м/с,

Б – скорость 1600 м/с

По имеющемуся опыту, такой прием обеспечивает наиболее точный подбор скоростного закона волны вдоль профиля, наибольшее приближение к граничной скорости.

Результатом является скоростной закон головной (прямой преломленной) волны, распространяющейся в породах, подстилающих ЗМС ($V_{гр}$).

4.1.5. Получение и корреляция временного разреза МПВ-ОГП.

Выработанный на предыдущем этапе скоростной закон $V_{гр}$ используется для получения временного разреза головной (прямой преломленной) волны. Для увеличения отношения сигнал/помеха рекомендуется сделать “мягкую”

когерентную обработку. Затем производится корреляция головной (прямой преломленной) волны, результаты корреляции заносятся в информационный файл текущего профиля.

Корреляция производится по первым вступлениям результативного временного разреза, в результате получаем t_0 головной (прямой преломленной) волны, распространяющейся в породах, подстилающих ЗМС (рисунок 4.3).

4.1.6. Расчет скорости в ЗМС.

Общий принцип определения $V_{змс}$ по состоит в следующем.

Существует формула, связывающая между собой параметры $t_{змс}$, $t_{ог}$, $V_{змс}$, $V_{г}$ [157]:

$$t_{змс} = 0,5 \cdot \frac{t_{ог}}{\sqrt{1 - \left(\frac{V_{змс}}{V_{г}}\right)^2}} \quad (4.4)$$

По опыту изучения ЗМС в рамках технологии многоуровневой сейсморазведки установлено, что выражение, являющееся знаменателем в приведенной формуле, меняется в весьма узких пределах 0,958 - 0,968 и в среднем составляет 0,963. Поэтому с высокой долей уверенности вне зависимости от конкретных значений $V_{змс}$ и $V_{г}$ можно принять:

$$t_{змс} = 0.52 * t_{ог} \quad (4.5)$$

Затем $t_{змс}$ сопоставляется с величиной вертикального времени t_v . Если $t_{змс}$ больше или равно t_v , взрыв произошел в пределах ЗМС и в этом случае $V_{змс} = V_{в-п}$. Если t_v больше $t_{змс}$, взрыв произошел ниже подошвы ЗМС и $V_{змс}$ рассчитывается по формуле:

$$V_{змс} = \frac{V_{г-n} \cdot t_{г} - V_{гp} \cdot DT}{t_{змс}} \quad (4.6)$$

здесь $DT = t_v - t_{змс}$

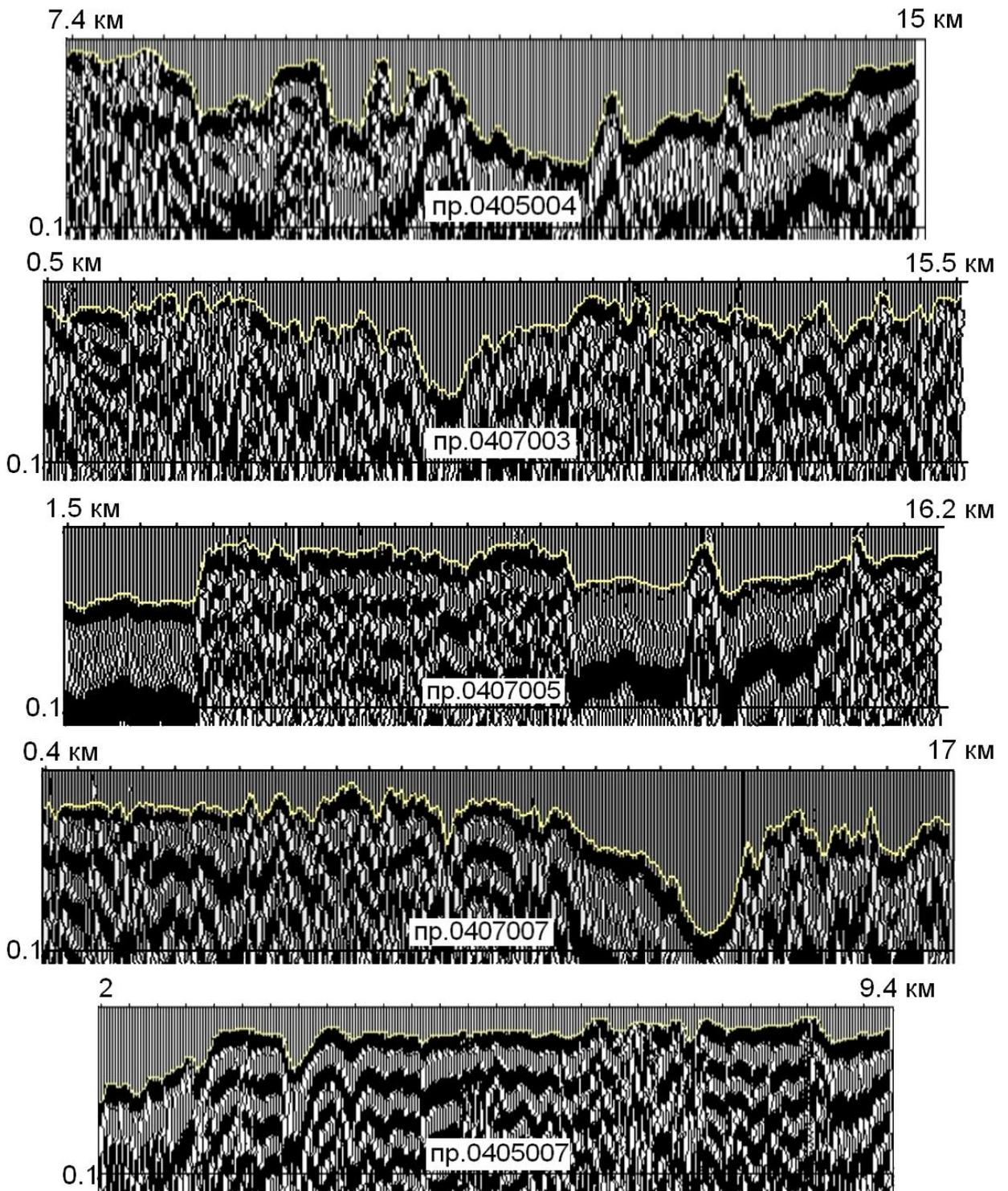


Рисунок 4.3. Типичные временные разрезы головной волны, распространяющейся в породах, подстилающих ЗМС (р-н г. Надым)

Поскольку при возбуждении ниже подошвы ЗМС определенная по годографу первых вступлений эффективная $V_{в-п}$ выше фактического значения средней скорости, может возникнуть ситуация, когда расчет по вышеприведенной формуле даст явно завышенные значения $V_{змс}$.

В отсутствии иной априорной информации о $V_{змс}$ следует воспользоваться основанным на многолетнем опыте изучения ЗМС критерием – $V_{змс}$ не должна быть больше 0.4 – 0.5 скорости прямой преломленной волны, распространяющейся в подстилающих породах. В среднем $V_{змс}$ составляет 0.25 – 0.35 от $V_{гр}$.

Если условия возбуждения представляют собой чередование ситуаций “взрыв в ЗМС” – “взрыв под ЗМС” можно прибегнуть к интерполяции $V_{змс}$ или воспользоваться статистическими соотношениями между $V_{змс}$ и $V_{гр}$ для данной площади.

В любом случае, после “исправления” завышенных оценок $V_{змс}$, полученные на предыдущих этапах значения $N_{скв}$ и $t_{в}$ должны быть соответствующим образом скорректированы.

4.1.7. Расчет поправок за ЗМС.

При приведении данных к уровню рельефа поправка за ЗМС может быть рассчитана по формуле [7]:

$$dT_{змс} = t_{оз} \cdot \sqrt{\frac{V_{гп} - V_{змс}}{V_{гп} + V_{змс}}} \quad (4.7)$$

Поправка за ЗМС имеет положительный знак и вводится в ПП и ПВ. Кроме того, в ПВ с обратным знаком вводится поправка, равная величине вертикального времени.

Выражение, стоящее под знаком квадратного корня в последней формуле, является своего рода коэффициентом пропорциональности между $t_{ог}$ и поправкой за ЗМС. Этот коэффициент изменяется в достаточно широких пределах от 0.45 до 0.92, однако по имеющемуся у нас опыту изучения ЗМС его среднее значение достаточно стабильно и составляет 0.65 – 0.75. Поэтому использование переменного коэффициента пропорциональности возможно

только при наличии достоверной информации о скорости в ЗМС в каждом пункте возбуждения (приема). В противном случае следует ориентироваться на упомянутые средние значения коэффициента пропорциональности между τ_{0g} и поправкой за ЗМС.

Полученные по описанной технологии данные используются для расчета априорных статических поправок за рельеф и ЗМС, построения глубинно-скоростной модели ЗМС и модели условий возбуждения волн, расчета поля волн-спутников.

На рисунке 4.4 приведены результаты изучения ЗМС и контроля условий возбуждения волн по одному из профилей 2Д Береговой площади, на серии рисунков 4.5.а-г по той же площади показаны карты основных параметров ЗМС (технология многоуровневой сейсморазведки).

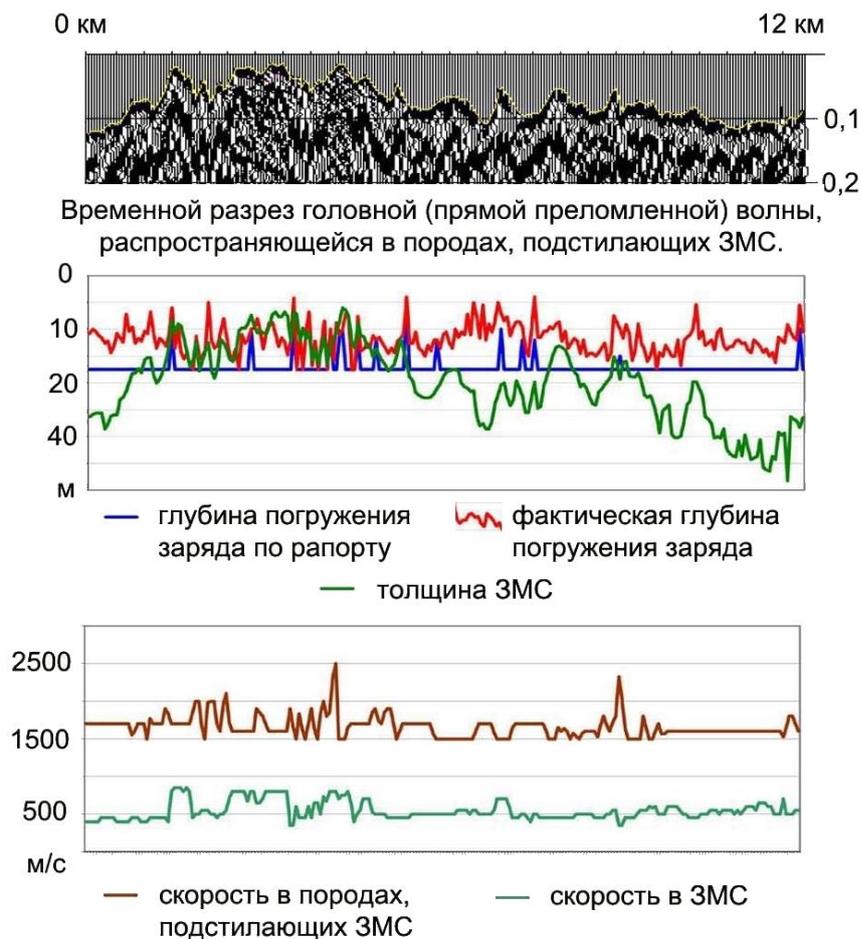


Рисунок 4.4. Результаты изучения ЗМС и контроля условий возбуждения волн по одному из профилей 2Д Береговой площади (технология многоуровневой сейсморазведки)

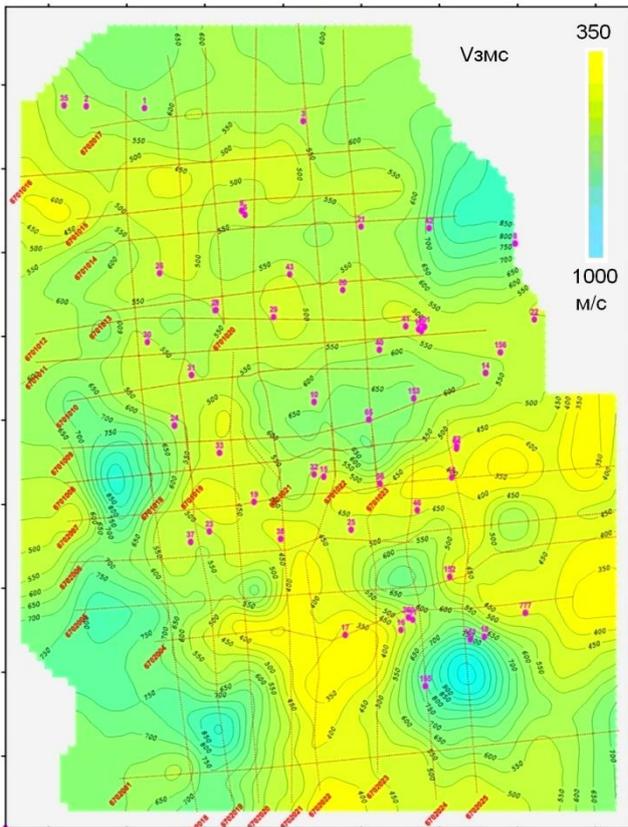


Рисунок 4.5.а. Карта скоростей в ЗМС, м/с

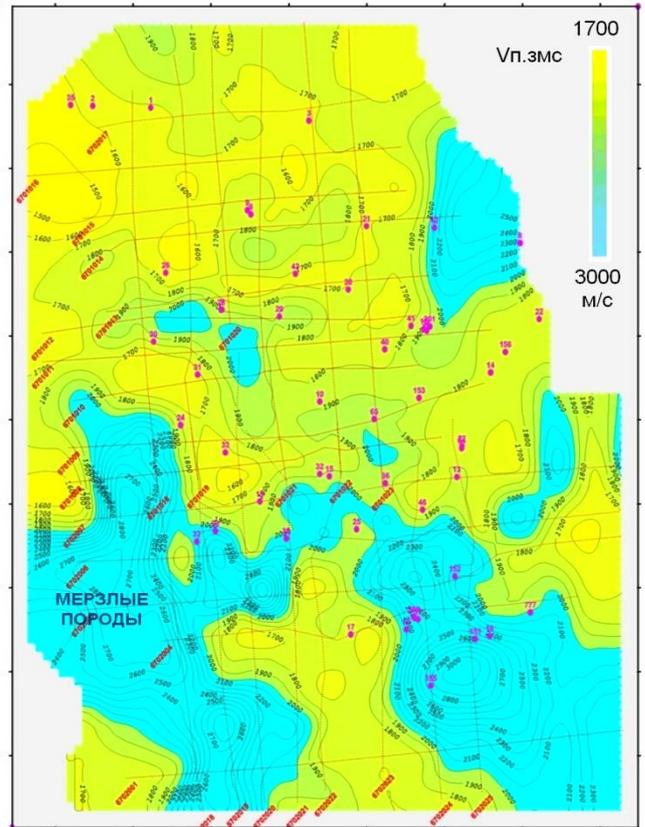


Рисунок 4.5.б. Карта скоростей в породах, подстилающих ЗМС, м/с

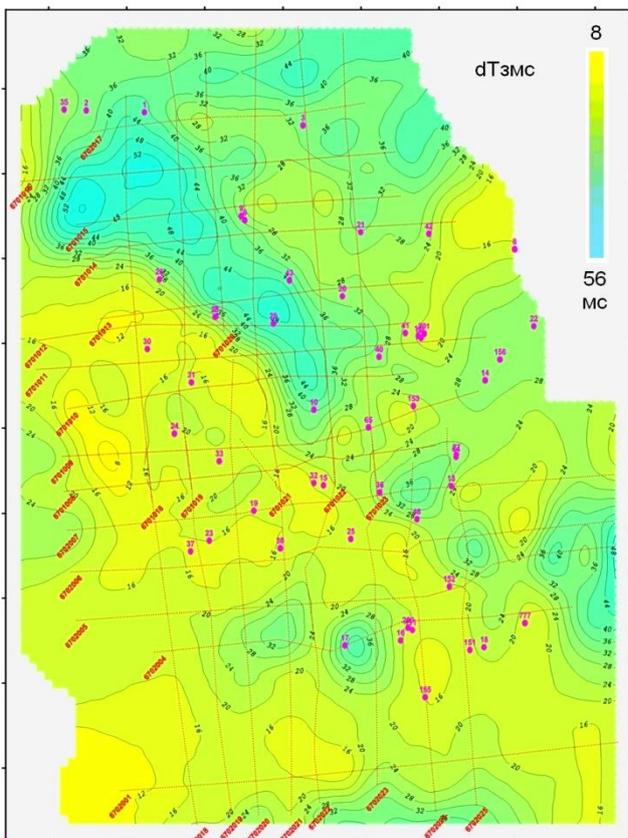


Рисунок 4.5.в. Карта поправок за ЗМС, мс

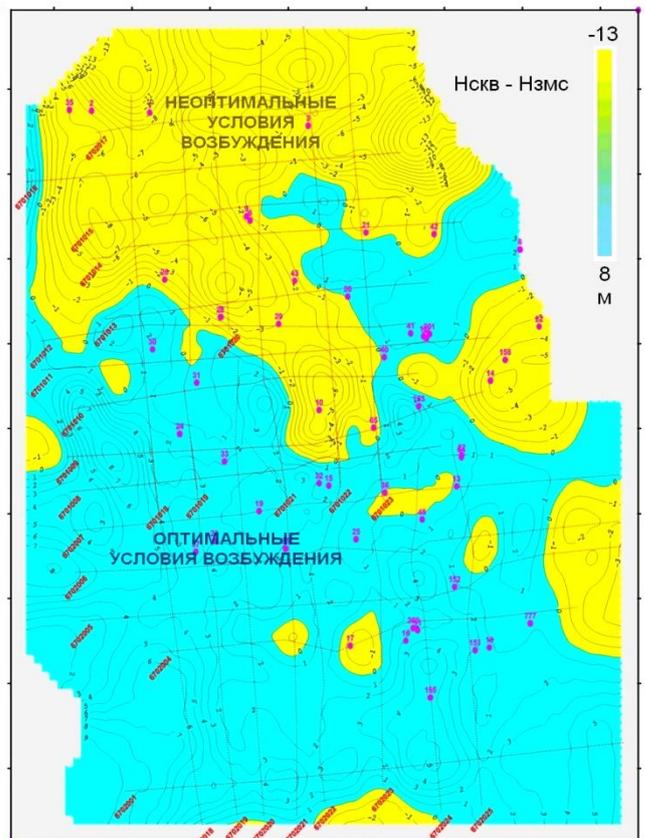


Рисунок 4.5.г. Карта разности Нскв–Нзмс, м

4.2. Точность определения параметров, характеризующих зону возбуждения волн и ЗМС, при проведении работ по технологии многоуровневой сейсморазведки

В технологии многоуровневой сейсморазведки, основными для решения задач контроля условий возбуждения и изучения ЗМС являются следующие сейсмические параметры:

- вертикальное время (t_v),
- эффективная скорость прямой волны “взрыв-поверхность” ($V_{в-п}$),
- t_0 головной (взрыв в ЗМС) или прямой преломленной (взрыв в породах, подстилающих ЗМС) волны, распространяющейся в породах, подстилающих ЗМС ($t_{0г}$),
- скорость головной (прямой преломленной) волны (V_g).

Все остальные параметры, характеризующие ЗМС и условия возбуждения – фактическая глубина погружения заряда, скорость в ЗМС, глубина залегания подошвы ЗМС, время пробега в ЗМС по вертикали, поправка за ЗМС – являются результатами пересчета по соответствующим формулам основных параметров.

4.2.1. Точность определения вертикального времени.

Оценить среднеквадратическую погрешность определения вертикального времени δt_v при помощи системы наблюдений с малым шагом (2-5 м.) между каналами, размещаемую вблизи каждого ПВ, при условии, что боковой вынос источника относительно приемной линии близок к нулю, можно следующим образом: поскольку вертикальное время соответствует наблюденному времени вершины годографа первых вступлений волны взрыв-поверхность, погрешность измерения вертикального времени будет равна погрешности снятия времен первых вступлений на сейсмограмме. В свою очередь, погрешность определения времени, снимаемого с сейсмограммы, определяется шагом квантования и точностью определения положения соответствующего элемента сигнала. При достаточно крупном масштабе воспроизведения

последней величиной можно пренебречь. Поскольку квантование сигнала производится независимо от самого сигнала, можно считать, что выбранный элемент сигнала распределен равномерно внутри границ кванта времени. В этом случае предельная погрешность снятия времени не может превышать величины шага квантования, а среднеквадратическая погрешность не может превышать $\pm 1/3$ шага квантования.

Таким образом, при величине шага дискретизации 1 мс среднеквадратическая погрешность определения вертикального времени не превысит 0.333... мс.

4.2.2. Точность определения эффективной скорости взрыв-поверхность.

Как упоминалось выше, скорость между точкой взрыва и дневной поверхностью в технологии многоуровневой сейсморазведки определяется по годографу прямой волны в диапазоне удалений $\pm 1 - 1.5$ Нскв, что обычно составляет $\pm 15 - 24$ м.

При обычном для данного диапазона удалений шаге приемных каналов (2 м) прямая волна будет наблюдаться в 15 – 24 точках.

Если годограф прямой волны не имеет систематических искажений, обусловленных, например, негоризонтальностью дневной поверхности или подошвы ЗМС (при возбуждении ниже подошвы ЗМС) на базе наблюдения, можно считать, что времена на годографе искажены случайными погрешностями, не имеющими корреляции от точки к точке.

В этом случае среднеквадратическую ошибку скорости можно определить по рассеянию точек на годографе. Формула для оценки в общем случае имеет вид [57]:

$$\delta_{V_{эф}} = \frac{3}{2} \cdot t_{cp} \cdot V^3 \cdot \delta_t \cdot \frac{\sqrt{10}}{l^2 \cdot \sqrt{2 \cdot k - 1}} \quad (4.8)$$

здесь δ_t – среднеквадратическая погрешность определения времени;

k – число точек на годографе; l – длина годографа;

t_{cp} – среднее время на годографе; V – эффективная скорость, в нашем случае взрыв-поверхность.

Как следует из формулы, точность определения скорости, при прочих равных условиях, определяется дисперсией времени годографа прямой волны.

Если времена определяются по первым вступлениям, их точность зависит только от шага дискретизации.

Если времена определяются по принципу фазовой корреляции – на их точность оказывают влияние эффекты изменения частоты и интерференция с волнами иных типов.

Принимая во внимание, что прямая волна доминирует по амплитуде, а изменением частоты волны в непосредственной близости от зоны возбуждения можно пренебречь, дисперсия времени годографа прямой волны, в общем случае, будет соизмерима с шагом дискретизации.

Если при дискретизации 1 мс среднеквадратическое значение погрешности времени годографа прямой волны принять равным 1 мс, это будет вполне реалистической оценкой.

Фигурирующее в формуле среднее значение времени годографа, при скорости прямой волны 400 – 600 м/с и вертикальном времени 10-20 мс, будет составлять 40 – 60 мс.

В результате расчетов получим, что с учетом всех вышеперечисленных допущений, среднеквадратическая ошибка определения скорости прямой волны составляет 2 – 3 %.

4.2.3. Точность определения $t_{ог}$ головной (прямой преломленной) волны.

Рассмотрим, от каких факторов зависит точность определения $t_{ог}$ при проведении работ по технологии многоуровневой сейсморазведки, по методике, обеспечивающей непрерывное однократное прослеживание головной (прямой преломленной) волны.

Пусть L_{cp} – среднее значение диапазона удалений взрыв-прибор, в котором на сейсмограммах дополнительной системы наблюдений прослеживается в первых вступлениях головная или прямая волна, распространяющаяся в породах, подстилающих ЗМС.

Тогда $t_{ог}$, соответствующее указанному L_{cp} . Определяется выражением:

$$t_{ог} = t_{набл.} - dt_k \quad (4.9)$$

здесь $t_{набл.}$ – снимаемое с сейсмограммы время первого вступления головной либо прямой волны, распространяющейся в породах, подстилающих ЗМС;

dt_k – кинематическая поправка в годограф головной (прямой) волны.

В соответствии с теорией ошибок:

$$\delta_{t_{ог}} = \sqrt{\delta_{t_{набл.}}^2 + \delta_{dt_k}^2} \quad (4.10)$$

где $\delta_{t_{набл.}}$ – среднеквадратическая погрешность снятия времени первого вступления с сейсмограммы;

δ_{dt_k} – среднеквадратическая погрешность определения кинематической поправки в годограф головной (прямой) волны.

Среднеквадратическая погрешность определения времени по годографу первых вступлений уже была оценена нами в 1/3 шага дискретизации (DT):

$$\delta_{t_{набл.}} = \frac{DT}{3} \quad (4.11)$$

Кинематическая поправка в годограф головной (прямой) волны на удалении L_{cp} . Может быть рассчитана по формуле:

$$dt_k = \frac{L_{cp}}{V_{\Gamma}} \quad (4.12)$$

т.е. погрешность кинематической поправки зависит от погрешностей определения V_{Γ} и L_{cp} .

Воспользовавшись теорией ошибок, после несложных вычислений получим выражение для среднеквадратической погрешности определения кинематической поправки:

$$\delta_{dt_k} = \sqrt{\frac{1}{V_{\Gamma}^2} \cdot \left(\delta_{L_{cp}}^2 + \frac{L_{cp}^2}{V_{\Gamma}^2} \cdot \delta_{V_{\Gamma}}^2 \right)} \quad (4.13)$$

Подставляя формулы 4.11 и 4.13 в 4.10, после несложных преобразований получим:

$$\delta_{t_{\text{ог}}} = \sqrt{\frac{DT^2}{9} + \frac{1}{V_{\Gamma}^2} \cdot \left(\delta_{L_{\text{ср}}}^2 + \frac{L_{\text{ср}}^2}{V_{\Gamma}^2} \cdot \delta_{V_{\Gamma}}^2 \right)} \quad (4.14)$$

При определении местоположения ПВ относительно приемной линии по вершине годографа первых вступлений, точность оценки удалений будет зависеть от шага между каналами. Предельная погрешность при этом не может превышать величины шага между пунктами приема, а среднеквадратическая погрешность, согласно теории ошибок для нормального закона распределения, примерно равна 1/3 предельной погрешности. При шаге между каналами дополнительной системы наблюдений от 2 до 8 м. среднеквадратическую погрешность определения величины удалений ($L_{\text{ср}}$) можно принять равной ± 1.5 м.

Теперь произведем расчет $\delta_{t_{\text{ог}}}$ для конкретных значений V_{Γ} , δV_{Γ} (в процентах от V_{Γ}) при $\delta L_{\text{ср}} = 1.5$ м для шага дискретизации (DT) 1 мс. Результаты расчета для удобства представим в виде таблицы.

Таблица 4.1 - Среднеквадратическая погрешность определения t_0 головной (прямой преломленной) волны в зависимости от относительной среднеквадратической погрешности определения скорости и среднего удаления источник-приемник

	$L_{\text{ср}}$ м.	$\delta V_{\Gamma}, \%$.							
		0.5	1	1.5	2	2.5	3	3.5	4
1700	50	0.95	0.99	1.04	1.11	1.2	1.29	1.4	1.51
	100	0.99	1.11	1.29	1.51	1.75	2	2.26	2.53
	150	1.04	1.29	1.63	2	2.4	2.81	3.23	3.65
	200	1.11	1.51	2	2.53	3.09	3.65	4.22	4.8
	250	1.2	1.75	2.4	3.09	3.8	4.51	5.23	5.96
2800	50	0.72	0.74	0.77	0.82	0.88	0.94	1.02	1.09
	100	0.74	0.82	0.94	1.09	1.26	1.44	1.62	1.81
	150	0.77	0.94	1.18	1.44	1.72	2	2.3	2.6

	200	0.82	1.09	1.44	1.81	2.2	2.6	3	3.41
	250	0.88	1.26	1.72	2.2	2.7	3.2	3.71	4.24
$\delta_{\text{тог, мс.}}$									

Пользуясь приведенной таблицей, можно для конкретной системы наблюдений оценить точность измерения V_{Γ} , обеспечивающую требуемую среднеквадратическую погрешность определения тог .

Остается выяснить, какова точность определения V_{Γ} при проведении работ по технологии многоуровневой сейморазведки.

4.2.4. Точность определения скорости головной (прямой преломленной) волны.

При оценке точности V_{Γ} будем рассматривать традиционно применяемую в рамках технологии многоуровневой сейморазведки методику, предусматривающую непрерывное однократное прослеживание головной (прямой преломленной) волны.

В этой методике определение V_{Γ} (см. п.4.1.4) основано на “совмещении” времен трасс соседних сейсмограмм ОПВ, относящихся к общей средней точке (аналогия с МПВ-ОГП).

Логично предположить, что при прочих равных условиях точность V_{Γ} определяется точностью определения времен первых вступлений упомянутых трасс.

Точность определения времен первых вступлений уже была оценена в $\pm 1/3$ шага дискретизации. Однако необходимо учесть еще разброс (среднеквадратическое отклонение) вертикального времени, т.к. при изучении ЗМС производится приведение к уровню дневной поверхности. В этом случае, согласно теории ошибок, разброс времен первых вступлений будет равен 0.47 шага дискретизации.

Для количественной оценки точности V_{Γ} следует воспользоваться соответствующей формулой из МПВ-ОГП [57].

$$\frac{\delta_V}{V} = \delta_t \cdot V \cdot \frac{\sqrt{12}}{dx \cdot \sqrt{k \cdot (k^2 - 1)}} \quad (4.15)$$

здесь δ_V – среднеквадратическая ошибка определения скорости V ;

δ_t – среднеквадратическая погрешность определения времени;

dx – расстояние между соседними точками годографа;

k – число точек на годографе (в нашем случае кратность).

В нашем случае $k=2$, $dx = 100$ м, $\delta_t = 0.47$ мс.

Для $V_{\Gamma} = 1700$ м/с относительная погрешность V_{Γ} составит 0.8 %.

По данным таблицы 4.1, такая относительная погрешность V_{Γ} обеспечивает определение $t_{ог}$ с точностью (среднеквадратически) порядка 1 мс.

Что касается точности параметров, определяемых путем пересчета вышерассмотренных по соответствующим (см. п.4.1) формулам.

По глубине погружения заряда и толщине ЗМС – при возбуждении в ЗМС предельная ошибка не превышает 5-7 % от фактического значения, при возбуждении ниже подошвы ЗМС – возможно завышение расчетной глубины (толщины) на 20-25 %, однако использование статистических данных о соотношении $V_{змс}$ и V_{Γ} на участках площади с возбуждением в ЗМС, позволит уменьшить эффект завышения глубины (толщины) до 7-10 %.

По поправке за ЗМС – максимальная точность поправки имеет место при возбуждении в ЗМС, точность поправки в этом случае прямо пропорциональна точности $t_{ог}$, коэффициент пропорциональности составляет 0.55 – 0.8. При возбуждении в подстилающих породах есть тенденция к занижению поправки, однако такие ошибки, среднеквадратически, не выходят за пределы 1.2 – 1.5 мс.

Таким образом, в плане метрологического контроля условий возбуждения волн и изучения ЗМС, технология многоуровневой сейсморазведки обеспечивает уровень точности, соизмеримый с шагом дискретизации и фактической длиной заряда взрывчатого вещества.

4.3. Некоторые результаты постфактум-контроля условий возбуждения волн и глубины погружения заряда при производстве полевых сейсморазведочных работ

При производстве полевых сейсморазведочных работ 2D (3D) с применением взрывных источников принципиально важно обеспечить оптимальные условия возбуждения волн, т.е. гарантированное погружение заряда взрывчатого вещества (ВВ) ниже первой жесткой акустической границы – подошвы ЗМС- на расстояние, обеспечивающее синфазное суммирование (для доминирующей частоты) исходного сигнала с нисходящей волной-спутником.

В любом случае такое размещение заряда (в относительно высокоскоростном слое) увеличивает видимую частоту сигнала, минимизирует искажающее влияние волн-спутников на фазочастотные и динамические характеристики сигнала, снижает уровень поверхностных волн-помех.

Фрагменты временных разрезов на рисунках 4.6 и 4.7 дают возможность оценить различия результатов стандартной обработки данных 2D (рисунок 4.6) и 3D (рисунок 4.7), которые обусловлены оптимальностью или неоптимальностью условий возбуждения волн. Очевидно существенное падение разрешенности и общего отношения сигнал/помеха на участках, где условия возбуждения неоптимальны.

В то же время наличие труднопрогнозируемой и изменчивой ЗМС не дает гарантии, что предписанная проектом и уточненная по результатам опытных работ глубина погружения заряда будет оптимальна для площади работ в целом.

Неизвестно также, будет ли вообще будет соблюдаться упомянутая глубина при производстве буровзрывных работ.

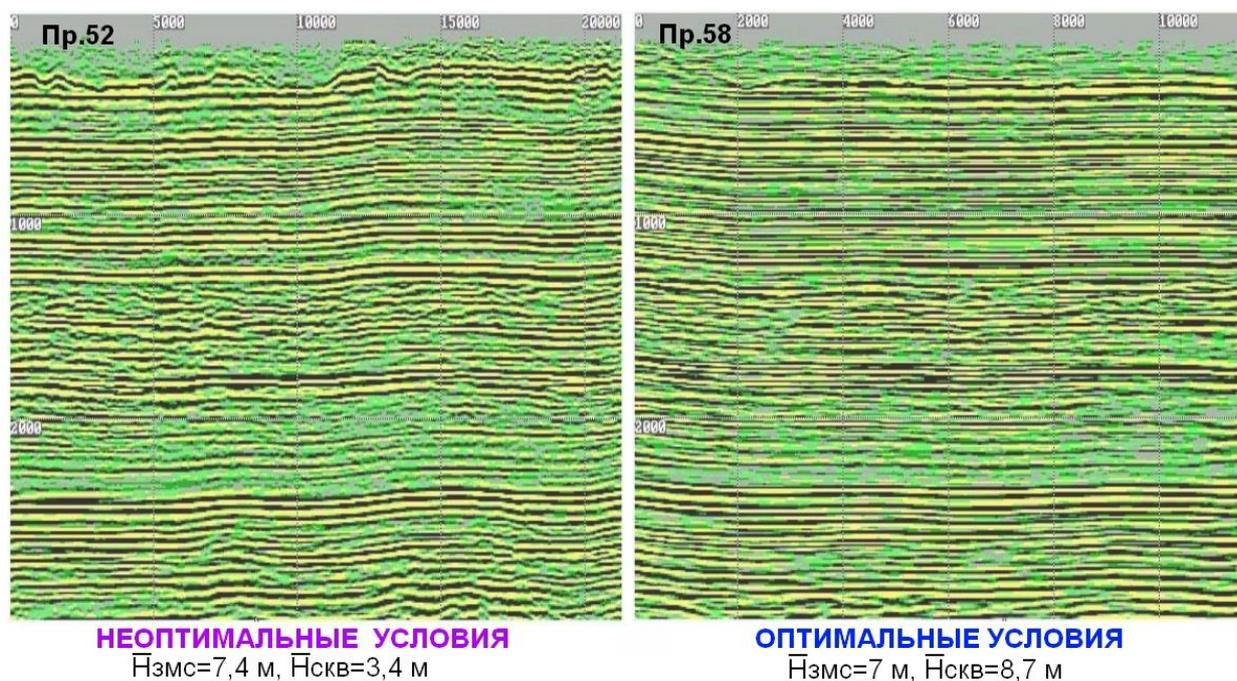


Рисунок 4.6. Результаты стандартной обработки 2Д при различных условиях возбуждения (работы по технологии многоуровневой сейсморазведки, Среднее Приобье)

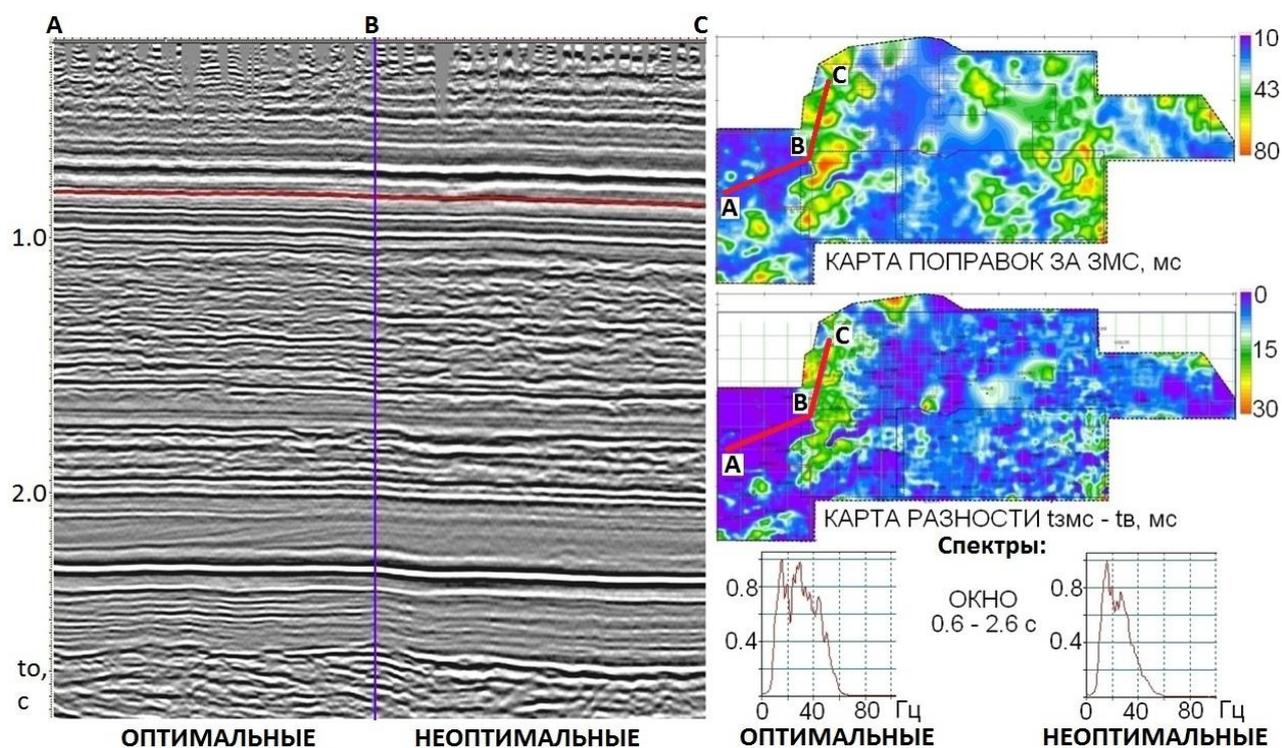


Рисунок 4.7. Результаты стандартной обработки 3D (участки композиционного профиля) при различных условиях возбуждения волн (р-н г. Сургут, стандартные работы 3D).

Фиолетовой заливкой выделены зоны отрицательных значений параметра " $t_{zms} - t_v$ "

Результаты 18-летнего опыта изучения ЗМС и постфактум-контроля условий возбуждения волн, полученные на основе технологии и благодаря использованию принципов многоуровневой сейсморазведки, свидетельствуют о том, что несоблюдение проектных требований заказчика относительно глубины погружения заряда достаточно распространено в практике полевых сейсморазведочных работ. Реальная глубина погружения заряда зачастую на 3-5 м меньше проектного значения, иногда разница достигает 7-10 м (см. таблицу 4.2), встречается тенденция уменьшения глубины бурения по мере приближения конца полевого сезона (см. рисунок 4.8).

Существует несколько причин такого положения дел:

- недобросовестность конкретных исполнителей,
- несовершенство технологии бурения, не позволяющей гарантированно погружать заряд в сильно обводненные породы или напорный плавун,
- стремление к минимизации затрат и ускорению процесса подготовки профиля к отработке.

Проблема соблюдения проектных требований относительно глубины погружения заряда и оптимальности условий возбуждения волн в современных условиях достаточно актуальна.

Обычно предусмотренные типовыми сметами затраты на буровзрывные работы составляют 40-50 % от общей цены полевых сейсморазведочных работ, и это вполне оправдано, поскольку данный фактор является определяющим для качества конечного результата. Особенно актуальна проблема оптимизации (и, следовательно, контроля) условий возбуждения волн при работах МОВ-ОГТ 3D, поскольку там решаются заведомо более тонкие и детальные задачи, чем при двумерных сейсмических исследованиях.

Помимо зонирования площади по оптимальности/неоптимальности условий возбуждения волн и оценки фактической глубины погружения заряда, постфактум-контроль позволяет, при необходимости, провести качественную оценку достоверности динамических характеристик и атрибутов 3D.

Статистическое обобщение результатов контроля условий возбуждения волны и изучения ВЧР по технологии многоуровневой сейсморазведки за период 1998-2010 гг.

Площадь работ	Кол-во ф.н.	Тв (мс)	Нскв. факт. (м)	Нскв. рап. (м)	Нзмс, (м)	Взмс, (м/с)	Vгр, (м/с)	dТзмс, (мс)	dТммп, (мс)
Северо-Часельская 1998-99 гг.	6744	<u>16.1</u> +5.2	<u>9.2</u> +4.2	<u>12.4</u> +3.6	<u>10.5</u> +2.9	<u>594</u> +120	<u>1768</u> +259	<u>25.4</u> +10.7	<u>+6</u>
Береговая 2001-02 гг.	6172	<u>16.9</u> +5.9	<u>8.9</u> +3.9	<u>9.4</u> +4.1	<u>8.7</u> +4.7	<u>512</u> +202	<u>1950</u> +525	<u>27</u> +13.6	<u>+10</u>
Сензянско-Юман-тыльская, 2001 г.	4612	<u>10.2</u> +2.2	<u>7.6</u> +2.5	<u>15</u> 0	<u>7</u> +2.7	<u>672</u> +226	<u>2094</u> +563	<u>14.6</u> +5.2	<u>+21</u>
Южно-Таркосалинская 2001 г.	2421	<u>13.8</u> +3.6	<u>11.9</u> +2.57	<u>15</u> 0	<u>8.9</u> +2.5	<u>756</u> +164	<u>2150</u> +718	<u>17.9</u> +4.3	<u>+7.4</u>
Средне-Пякупурская 2001 г.	1788	<u>12.5</u> +3	<u>11.4</u> +2.1	<u>15</u> 0	<u>9.9</u> +2.8	<u>779</u> +200	<u>2240</u> +776	<u>16.8</u> +4.3	<u>+9</u>
Северо-Уренгойская 2002 г.	1895	<u>7.6</u> +1.4	<u>16</u> +2.9	<u>17</u> 0	<u>10.3</u> +3.4	<u>1449</u> +416	<u>3916</u> +416	<u>9</u> +2.26	<u>+16</u>
Новогодняя 2001 г.	923	<u>5.2</u> +2.3	<u>6.8</u> +2.7	<u>17</u> 0	<u>3.4</u> +2.2	<u>1063</u> +339	<u>2800</u> +613	<u>4.3</u> +2.7	<u>+6</u>
Ярудейская 2002 г.	2103	<u>12.1</u> +6.4	<u>8.3</u> +3.5	<u>13.7</u> +3.9	<u>9.4</u> +5.3	<u>739</u> +396	<u>2290</u> +639	<u>25.3</u> +20.6	<u>+12</u>
Ныдинская 2003 г.	8820	<u>6.4</u> +2.4	<u>10.5</u> +2.9	<u>15</u> 0	<u>8</u> +3.8	<u>1436</u> +365	<u>3041</u> +637	<u>7.3</u> +4.7	<u>+13.3</u>
Удмуртско-Чатылькинская, 2004 г.	8950	<u>12.3</u> +6.7	<u>7.5</u> +3.8	<u>12.8</u> +6.7	<u>12.5</u> +8.9	<u>594</u> +151	<u>1700</u> +150	<u>31.9</u> +27.5	<u>+20.7</u>
Харвутаяхинская 2005 г.	5970	<u>8.5</u> +2.5	<u>13</u> +3	<u>17</u> 0	<u>9.5</u> +4	<u>1441</u> +264	<u>3057</u> +441	<u>8</u> +4.4	<u>+9.4</u>
Ново-Юрхаровская 2010 г.	12972	<u>4.7</u> +1.1	<u>13</u> +4.2	<u>17</u> 0	<u>2.8</u> +1.1	<u>2060</u> +150	<u>3570</u> +250	<u>1.7</u> +0.7	<u>+7</u>

Здесь:

Тв – вертикальное время; Нскв.факт. – фактическая глубина погружения заряда;
 Нскв.рап. – глубина взрывной скважины; Нзмс – толщина ЗМС;
 Взмс – скорость в ЗМС; Vгр (Vогп) – скорость в породах, подстилающих ЗМС;
 dТзмс – поправка за ЗМС; dТммп – поправка за неоднородности мерзлоты.

* - в числителе указано среднее арифметическое значение параметра, в знаменателе – среднеарифметическое отклонение (разброс) параметра

** - синим и красным цветом выделены столбцы, позволяющие сравнить фактическую и задокументированную (рапорт оператора) глубину погружения заряда

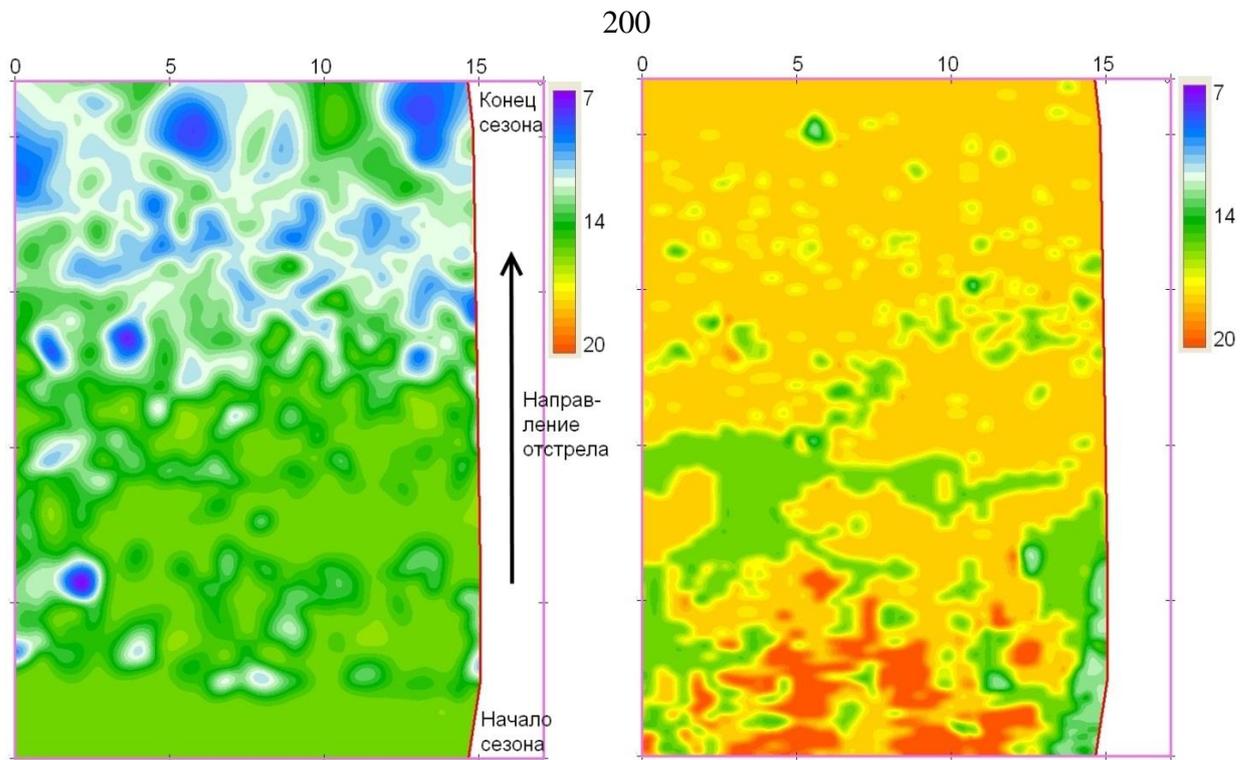


Рисунок 4.8.а. Карта фактических глубин погружения заряда по результатам постфактум-контроля (*площадь 3D, отработанная с применением технологии многоуровневой сейсморазведки*), м

Рисунок 4.8.б. Карта глубин погружения заряда по рапорту (*площадь 3D, отработанная с применением технологии многоуровневой сейсморазведки*), м

При отсутствии данных многоуровневой сейсморазведки наиболее простой и инструментально корректный способ определения фактической глубины погружения заряда основан на совмещении данных МСК (глубина – вертикальное время – “Н–тв”) со значениями вертикальных времен 3D в тех-же точках. При одинаковом уровне достоверности значений тв и времен годографа МСК снятое с графика “Н–тв” значение глубины должно находиться в соответствии с фактической глубиной погружения заряда.

При обычных расстояниях между пунктами МСК 1.2 – 2.5 км и относительно равномерном распределении точек в пределах площади контрольная выборка обеспечивает статистически надежную оценку соотношения между проектной и фактической глубиной погружения заряда (эта информация в дальнейшем может быть использована для расчета фактического объема бурения на данной площади).

Рисунок 4.9.а, б дает представление о результатах подобной постфактум-проверки достоверности указанной в рапорте информации о глубине погружения заряда на примере одной из площадей традиционных сейсморазведочных 3D работ, где был предусмотрен МСК (р-н г. Сургут).

Карта “снятых” с графиков МСК глубин, соответствующих исходным значениям t_w данных 3D в точках проведения МСК, приведена на рисунок 4.9.а.

При одинаковом уровне достоверности значений t_w и времен годографа МСК определенное таким образом значение глубины должно находиться в соответствии с фактической глубиной погружения заряда.

Карта глубин, построенная по данным рапорта оператора, показана на рисунке 4.9.б.

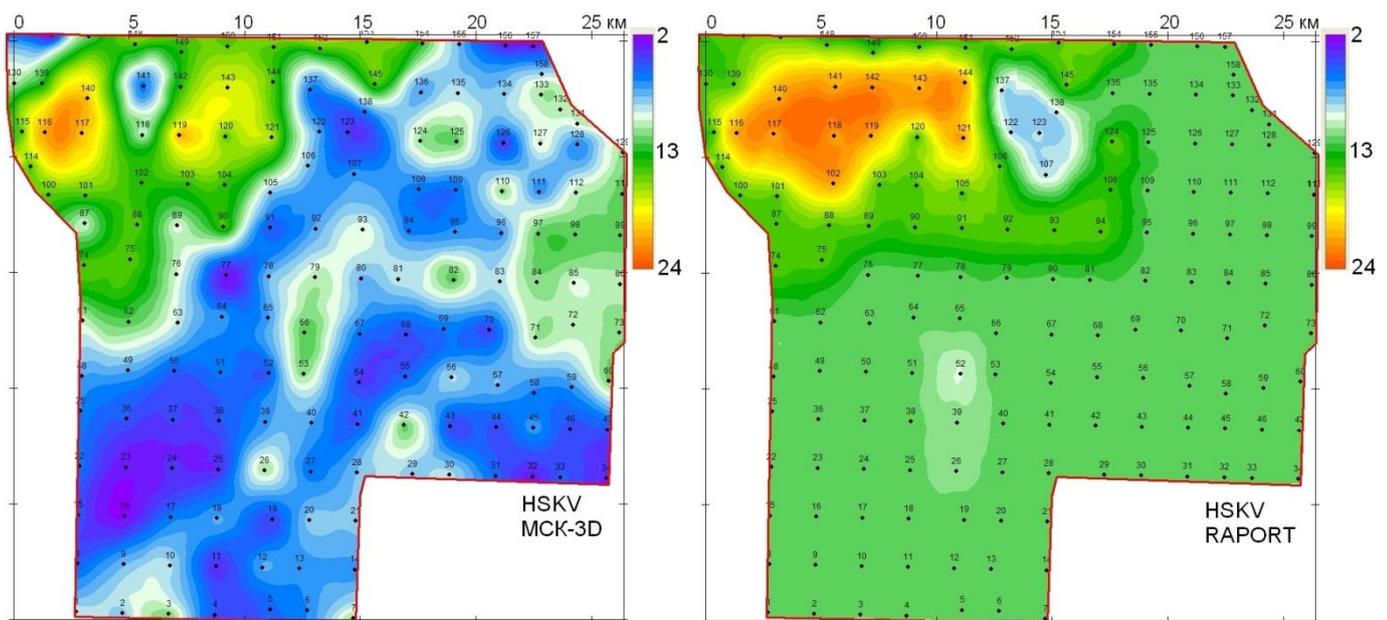


Рисунок 4.9.а. Карта фактических глубин погружения заряда по результатам совместной обработки t_w 3Д и МСК, м

Рисунок 4.9.б. Карта глубин погружения заряда по рапорту оператора, м

Между картами наблюдаются существенные расхождения. Указанное в рапорте оператора значение глубины скважины завышено в среднем на 4,3 м (13,3 м по рапорту против 9 м по факту).

Это можно объяснить только недостоверным характером информации о глубине погружения заряда: фактическая глубина в целом по площади работ существенно меньше величины, указанной в отчетной документации.

В случае отсутствия данных МСК возможно использование косвенного способа контроля – на основе совместной обработки данных тв и результатов изучения ЗМС по волнам первых вступлений.

Суть данного подхода состоит в том, что зная $t_{огп}$ первой преломляющей границы, соответствующей подошве ЗМС, скорость в породах, подстилающих ЗМС ($V_{огп} - V_{подстил.} - V_{Гр}$), а также вертикальное время, то можно задавшись априорным для площади работ соотношением $V_{ЗМС}/V_{подстил.}$ рассчитать соответствующую глубину погружения заряда.

При выборе среднестатистически верного соотношения $V_{ЗМС}/V_{подстил.}$ будет выявлена тенденция в соотношении между проектной и реальной глубинами погружения заряда, установлены наиболее очевидные нарушения в технологии работ.

Напомним формулу, связывающую между собой параметры $t_{ЗМС}$, $t_{ог}$, $V_{ЗМС}$, $V_{Гр}$:

$$t_{ЗМС} = 0,5 \cdot \frac{t_{ог}}{\sqrt{1 - \left(\frac{V_{ЗМС}}{V_{Гр}}\right)^2}}$$

По опыту изучения ЗМС в рамках технологии многоуровневой сейсморазведки установлено, что выражение, являющееся знаменателем в приведенной формуле, меняется в весьма узких пределах 0.958 - 0.968 и в среднем составляет 0.963, поэтому вне зависимости от конкретных значений $V_{ЗМС}$ и $V_{Гр}$ можно принять:

$$t_{ЗМС} = 0.52 * t_{ог}$$

Затем $t_{змс}$ сопоставляется с величиной вертикального времени t_v .

Если $t_{змс}$ больше или равно t_v , взрыв произошел в пределах ЗМС и в этом случае:

$$H_{скв} = t_v * V_{змс}$$

Если t_v больше $t_{змс}$, взрыв произошел ниже подошвы ЗМС и $H_{скв}$ рассчитывается по формуле:

$$H_{скв} = t_{змс} * V_{змс} + (t_v - t_{змс}) * V_{гр}$$

По понятным причинам наиболее точную и устойчивую оценку фактической глубины погружения заряда вышеупомянутый методический прием даст на участках с неоптимальными условиями возбуждения волн, т.е. где время пробега в ЗМС по вертикали ($t_{змс}$) меньше или равно вертикальному времени (t_v).

В результате обобщения 18-летнего опыта применения технологии многоуровневой сейсморазведки накоплен большой объем информации об общих закономерностях строения ЗМС в различных районах Западной Сибири, в частности установлена тенденция повышения отношения $V_{змс}/V_{подстил.}$ в направлении с юга на север от 0.25 – 0.35 (южная и центральная геокриологическая зона) до 0.5 в крайнем случае – до 0.6 (северная геокриологическая зона). Поэтому получение при максимально возможном для данного района априорном соотношении $V_{змс}/V_{подстил.}$ заниженных (относительно данных рапорта) глубин погружения заряда является неопровержимым доказательством нарушения технологии работ.

Серия карт на рисунке 4.10.а-г демонстрирует применение косвенного способа контроля условий возбуждения волн на примере уже упомянутой выше площади работ 3D (см. рисунок 4.9.а, б). В нашем случае обработка первых вступлений производилась в томографическом пакете “GeoStar”, в результате

была получена оценка скорости в подстилающих ЗМС породах ($V_{гр}$) и построена карта времени пробега в ЗМС по вертикали ($t_{змс}$, рисунок 4.10.а).

На основе карт времени пробега в ЗМС и вертикального времени (t_v , рисунок 4.10.б) был рассчитан разностный параметр $t_{змс} - t_v$ (рисунок 4.10.в), произведено зонирование по условиям возбуждения, установлено, что участки с неоптимальными условиями (выделено фиолетовой заливкой) занимают порядка 50 % площади работ.

Для расчета (на участках с неоптимальными условиями) глубины погружения заряда через вертикальное время скорость в ЗМС была принята равной 600 м/с, что составляет примерно 0.4 от скорости в подстилающих ЗМС породах ($V_{гр}$). Для южной геокриологической зоны такое соотношение $V_{змс}/V_{гр}$ вполне можно считать предельным.

Карта рассчитанных описанным выше способом глубин погружения заряда приведена на рисунке 4.10.б. Построение карты производилось только на основе данных, полученных на участках с неоптимальными условиями.

Как видим, косвенный способ контроля дает картину, похожую на результат использования данных МСК. Среднее арифметическое значение расчетной глубины погружения заряда составляет 8,8 м (для способа МСК+ t_v – 9 м), принципиальных противоречий между картами на рисунке 4.9.а (МСК+ t_v) и рисунке 4.10.г (косвенный способ контроля) тоже нет (с учетом плотности сети МСК и погрешности измерений).

Таким образом, основанные на опыте применения и принципах многоуровневой сейсморазведки методические приемы постфактум-контроля условий возбуждения волн и глубины погружения заряда (особенно в сочетании с данными МСК) дают объективную и достоверную информацию, позволяющую оценить качество исходных полевых материалов и результатов обработки.

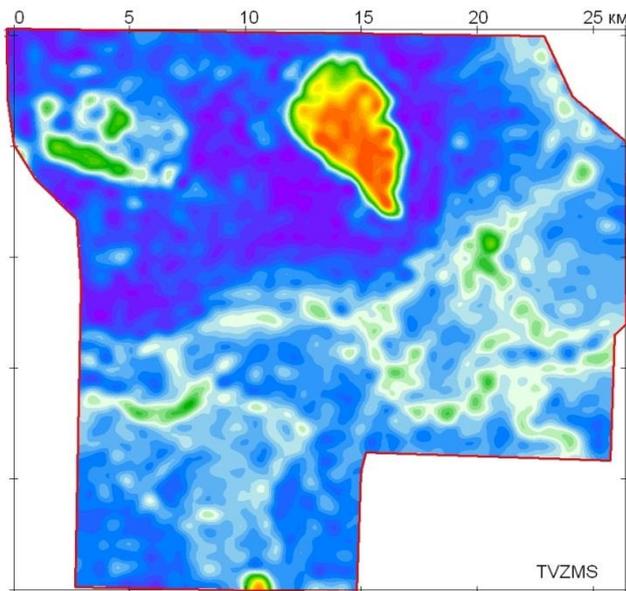


Рисунок 4.10.а. Карта времени пробега в ЗМС (tзмс), мс

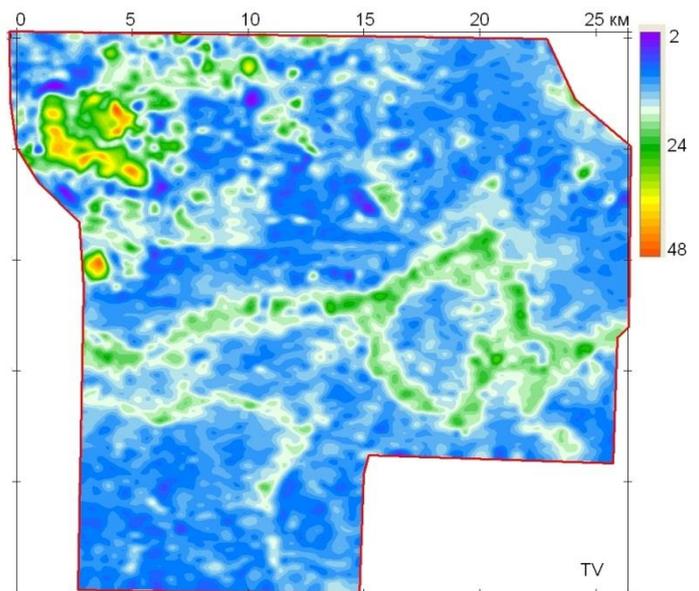


Рисунок 4.10.б. Карта tв, мс

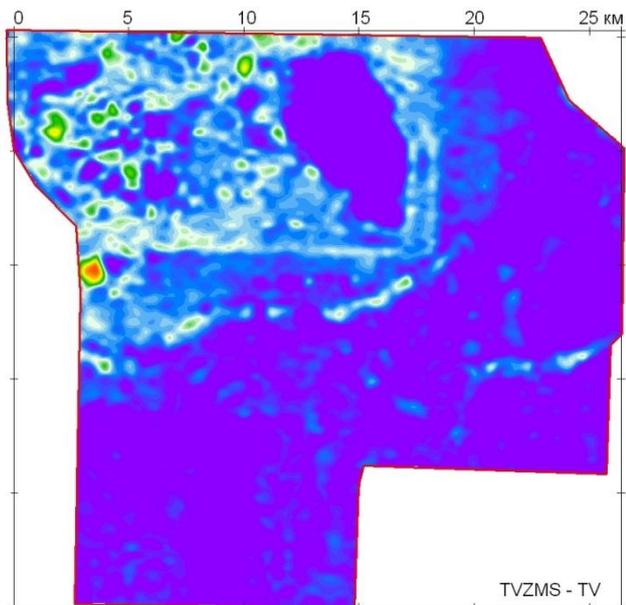


Рисунок 4.10.в. Карта разности (tзмс – tв), мс

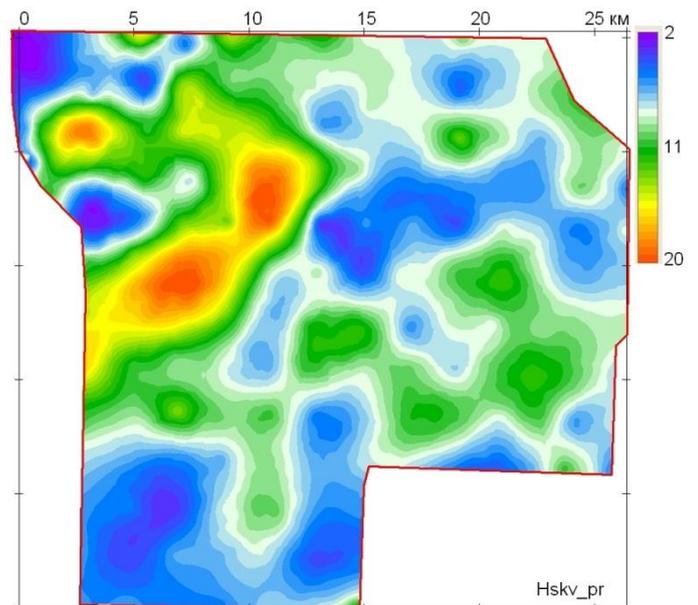


Рисунок 4.10.г. Карта расчетной глубины погружения заряда для $V_{змс}=600$ м/с, м

При анализе причин понижения качества полевого материала появляется возможность установить, связано это с невыполнением проектных условий производства буровзрывных работ или вызвано объективными причинами, обусловленными конкретикой поверхностных условий, вследствие чего оптимальных условий возбуждения волн обеспечено не было.

4.4. Современные технологии совместной обработки данных МСК и МОВ-ОГТ 3D с целью анализа условий возбуждения волн, контроля фактической глубины погружения заряда, учета влияния ЗМС

Помимо собственно тематики изучения ВЧР, в связи с возрастающими требованиями к точности и достоверности результатов сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ 2D (3D) становится все более актуальной проблема обеспечения оптимальных условий возбуждения волн (для взрывов в скважинах), для чего требуются соответствующие методические и технологические способы постфактум-контроля условий возбуждения волн, в том числе и фактической глубины погружения заряда.

Возможность объективного контроля проведенных буровзрывных работ очень важна, поскольку данный фактор является определяющим для качества конечного результата. Особенно актуальна проблема оптимизации (и, следовательно, контроля) условий возбуждения волн при работах МОВ-ОГТ 3D, поскольку там решаются заведомо более тонкие и детальные задачи, чем при двумерных сейсмических исследованиях.

В данном разделе на конкретном примере рассматривается современная технология совместной обработки МСК и данных МОВ-ОГТ 3D, обеспечивающая, помимо адекватного учета зоны малых скоростей и зонирования по условиям возбуждения волн, объективный контроль фактической глубины погружения заряда на площади работ.

В последнее годы был опубликован целый ряд научных статей различных авторов (Долгих Ю.Н., Завьялов А.В., Черняк В.С., Сысоев А.П.), в которых рассматривались проблемы изучения и учета влияния ЗМС, для чего предлагались те или иные технологии и методические приемы обработки, демонстрировались практические результаты.

Несомненно, проблема учета влияния ЗМС весьма актуальна, особенно для южной и центральной геокриологических зон Западной Сибири, т.е. в

условиях, когда в основании ЗМС залегают растепленные породы или чередующиеся блоки растепленных и мерзлых пород.

Также очевидно, что тема учета (минимизации) влияния ЗМС на кинематические и динамические характеристики отраженных волн не исчерпывается только методикой расчета статических поправок, а представляет собой комплексную проблему.

При этом ЗМС - по сути единственный объект ВЧР, для учета которого приемлем (в отличие от ситуации с рельефом и ММП [23, 65, 73, 83, 169, 183, 184]) аппарат статических поправок [65, 69], а в основе всех применяемых методик расчета статических поправок за ЗМС лежит одинаковая (опять-таки, в отличие от ситуации с рельефом и ММП) теоретическая основа (способ t_v , МПВ-ОГП, $t_v + \text{МПВ-ОГП}$).

Если оставить за скобками специализированные технологии изучения ЗМС и ММП [17, 20-22, 63], то отличия методик расчета поправок за ЗМС будут касаться лишь технических деталей (что делать с вертикальным временем, откуда брать скорость в ЗМС, какой интервал удалений использовать, какой элемент фазы пикировать), причем все это будет лишь следствием нерешенных проблем дефицита и точности имеющейся информации.

Учет влияния ЗМС представляет собой комплексную проблему, имеющую 2 главные составляющие: собственно искажающее влияние на времена и скорости нижележащих горизонтов (компенсируемое поправками) и влияние на фазово-частотные характеристики отраженных волн и структуру поля волн-помех (минимизируется оптимизацией условий возбуждения волн и в некоторой степени – средствами обработки).

В последнее время постановка трехмерной съемки все чаще сочетается с отработкой достаточно кондиционной сети МСК. Расстояние между точками МСК обычно находится в пределах от 1.2 - 1.5 км до 2 - 2.5 км, что качественной “отработке” вертикальных годографов позволяет рассчитывать на получение адекватного представления о длиннопериодной составляющей изменчивости модели верхнего слоя на глубину проведения МСК.

МСК формирует своего рода “каркас”, сеть опорных точек, целесообразность использования которой при обработке стандартных сейсмических данных представляется самоочевидной – вопрос только за рациональной технологией.

МСК является источником ценной априорной информации о свойствах зоны малых и пониженных скоростей (интервальные скорости, толщины), что позволяет реализовать более адекватную методику расчета поправок за упомянутые неоднородности, в том числе и поправок за рельеф, а при опережающем изучении – рассчитать оптимальную глубину погружения заряда.

При наличии кондиционной сети МСК появляется возможность провести объективный постфактум контроль фактической глубины погружения заряда на площади работ (на основе совместной интерпретации t_v сейсмической съемки и вертикальных годографов МСК - с поправкой на погрешность совмещения сети МСК и сети ПВ съемки, см. рисунок 4.11).

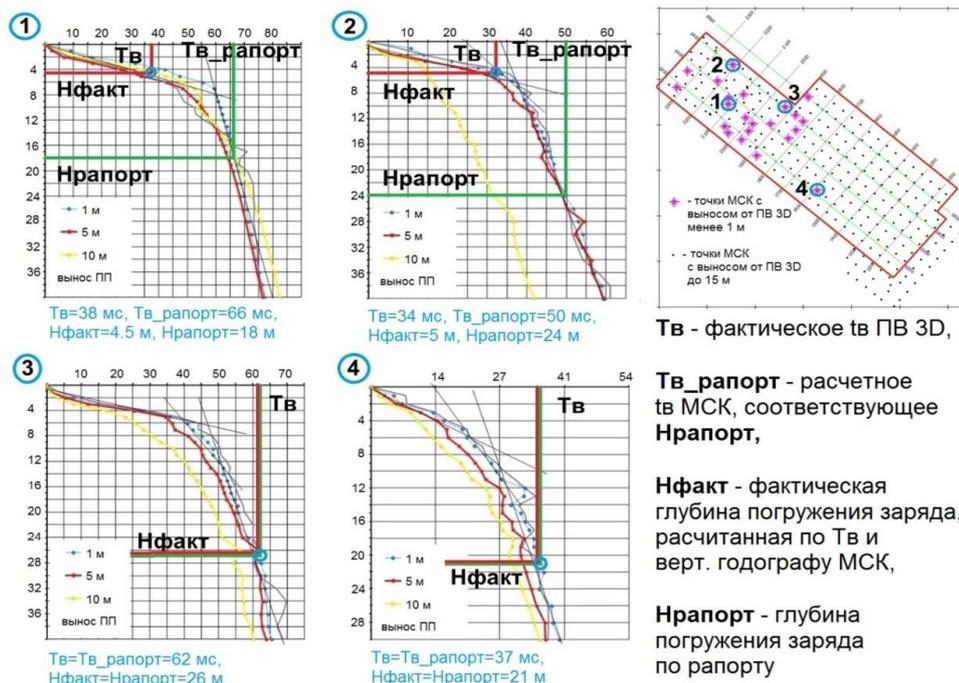


Рисунок 4.11. Результаты совместной интерпретации t_v съемки 3D и вертикальных годографов МСК с целью расчета фактической глубины погружения заряда

Примечание: в точках 1 и 2 $N_{\text{факт}}$ меньше $N_{\text{рапорт}}$, в точках 3 и 4 $N_{\text{факт}}=N_{\text{рапорт}}$.

На рисунке 4.12.а-г показана серия карт, характеризующая условия возбуждения волн на одном из участков работ 3D (юг Тюменской области). В сравнении приведены карты глубины погружения заряда по данным рапорта (рисунок 4.12.а), расчетной (фактической) глубины погружения заряда по результатам совместной интерпретации в 3D и графиков МСК (рисунок 4.12.б), суммарной толщины зоны малых и пониженных скоростей по данным МСК (Нзмс+зпс, рисунок 4.12.в), оптимальной глубины погружения заряда (Нзмс+зпс + 6 м, рисунок 4.12.г).

Для удобства анализа и сравнения карты отображены в 2 палетках – с естественными для каждой карты пределами (верхний ряд) и едиными для всех карт предельными значениями (нижний ряд).

Сравнивая карты “рапортной” (рисунок 4.12.а) и расчетной (фактической) глубины погружения заряда (рисунок 4.12.б) можно заметить сходство общих тенденций поведения глубин, однако среднее арифметическое значение расчетной глубины на 5 м меньше “рапорта” (17 м против 22 м), карта имеет локально более “контрастную” конфигурацию (разброс значений составляет 4 м против 2.4 м рапорта), четко выделяются явно связанные с особенностями ландшафтных условий различной пространственной ориентации зоны пониженных и повышенных значений глубин.

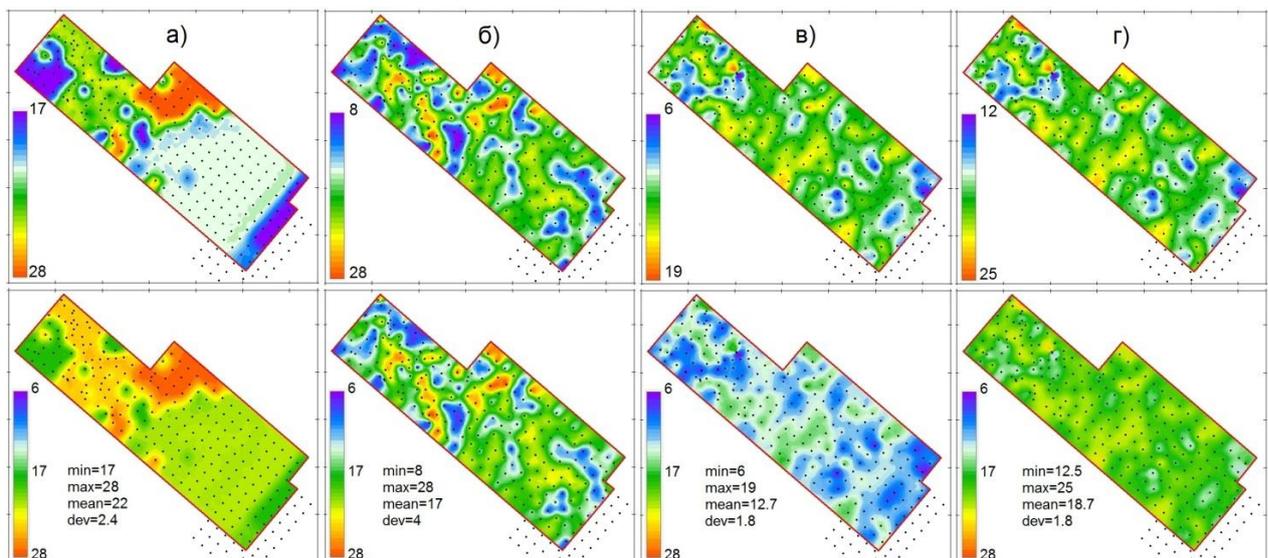


Рисунок 4.12. Карты параметров, характеризующих условия возбуждения волн на участке работ 3D (юг Тюменской области).

а - глубина погружения заряда по рапорту, м

б – расчетная (фактическая) глубина погружения заряда, м

в – толщина ЗМС+ЗПС, м

г – оптимальная глубина погружения заряда, м

Карта суммарной толщины ЗМС+ЗПС (рисунок 4.12.в) имеет признаки корреляции с расчетной (фактической) глубиной погружения заряда на площади работ, толщина ЗМС+ЗПС в среднем на 4.3 м меньше расчетной глубины (12.7 м против 17 м), что свидетельствует об оптимальности (в целом) условий возбуждения волн. Тем не менее, сравнение карты оптимальной глубины погружения заряда (завышенная на 6 м Нзмс+зпс, рисунок 4.12.г) с картой расчетных (фактических) глубин (рисунок 4.12) свидетельствует о тенденции к недопогружению на участках пониженных толщин и избыточному погружению в местах увеличенных толщин ЗМС+ЗПС. При этом среднее значение оптимальной глубины бурения только на 1.7 м больше соответствующего значения расчетной (фактической) глубины погружения заряда и на 3.3 м меньше среднего значения глубины погружения по рапорту. Это значит, что при наличии данных опережающего изучения ЗМС+ЗПС полностью оптимальных условий возбуждения волн можно было достичь даже при меньшем объеме бурения, чем это было предусмотрено первоначальным проектом.

Помимо объективных данных о глубине погружения заряда в обычной практике полевых сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ недостает информации о скорости в ЗМС и/или ЗПС, особенно когда специфика ландшафтных условий и иные косвенные признаки указывают на значительную латеральную изменчивость свойств верхнего слоя и наличие некомпенсированных вертикальным временем аномальных зон.

При отсутствии кондиционной сети МСК или данных специализированных исследований невозможно только на основе материалов производственных работ МОВ-ОГТ 3D одновременно получить и достоверную информацию о средней скорости в ЗМС, и объективную оценку фактической глубины погружения заряда, хотя бы по причине взаимозависимости этих величин.

Максимум, что возможно – это сделать зонирование участка работ по оптимальности/неоптимальности условий возбуждения волн и выполнить сугубо условный расчет глубины погружения заряда в некомпенсированных

вертикальным временем зонах с использованием наперед заданного значения скорости в ЗМС [81].

Если не брать во внимание разные статистические и косвенные способы прогнозирования скорости в ЗМС, то напрямую использовать рассчитанные через t_v и $H_{\text{рапорта}}$ оценки средней скорости “взрыв-поверхность” для пересчета $t_{0_огп}$ преломленной на подошве ЗМС волны в корректирующую поправку [94] возможно только при полной достоверности информации рапорта о глубине бурения, рассчитывать на которую не стоит [81], и в допущении, что ЗМС представляет собой строго однородный по вертикали слой, без какой либо тенденции увеличения средней скорости с глубиной, что тоже не факт (см. рисунок 4.11).

Если точной информации о фактической глубине погружения заряда и скоростной модели зоны малых и пониженных скоростей нет, то прямое использование t_v и $H_{\text{рапорта}}$ для прогнозирования средней скорости в ЗМС может привести к неоднозначным результатам.

В предыдущем разделе приведены вполне убедительные доводы и статистические выкладки, свидетельствующие о том, что тенденция искажения информации рапорта о глубине бурения достаточно распространена в практике полевых сейсморазведочных работ, кроме того, практическое применение изложенных принципов и подходов приводит к весьма сходным выводам.

Действительно, на основе комплексирования данных МСК и информации о t_v можно четко установить тенденции распределения фактической глубины бурения на площади работ заряда, получить объективную информацию об изменчивости средней скорости в ЗМС, зонировать участок с точки зрения оптимальности условий возбуждения волн.

На основе интерпретации данных МСК установлен очень широкий диапазон изменения средней скорости в ЗМС (150-950 м/с) при весьма стабильном поведении скоростей в подстилающих ЗМС породах, что обусловлено, главным образом, фактором литологии и ландшафтными условиями.

Получены свидетельства в пользу рациональности совмещения способа вертикального времени (ввод t_v как статической поправки в ПП) и МПВ-ОГП при расчете статике за ЗМС (в некомпенсированных вертикальным временем зонах [94]).

На рисунке 4.13.а-г в сравнении показаны карты некоторых параметров, используемых в процессе анализа и учета влияния ЗМС: вертикального времени (t_v , рисунок 4.13.а), исходного $t_{огп}$ преломленной на подошве ЗМС+ЗПС волны ($t_{огп_исх}$, рисунок 4.13.б), приведенного к поверхности (к рельефу) $t_{огп}$ преломленной волны ($t_{огп_рельеф} = t_{огп_исх} + t_v$, рисунок 4.13.в), приведенного к забою взрывных скважин $t_{огп}$ преломленной волны ($t_{огп_забой} = t_{огп_исх} - t_v$, рисунок 4.13.в).

Дополнительно, на рисунке 4.14.а-г приведены еще несколько карт, характеризующих поверхностные условия (рельеф и среднюю скорость в толще ЗМС+ЗПС) и изменчивость основных атрибутов качества полевого материала (доминирующей частоты и ширины спектра).

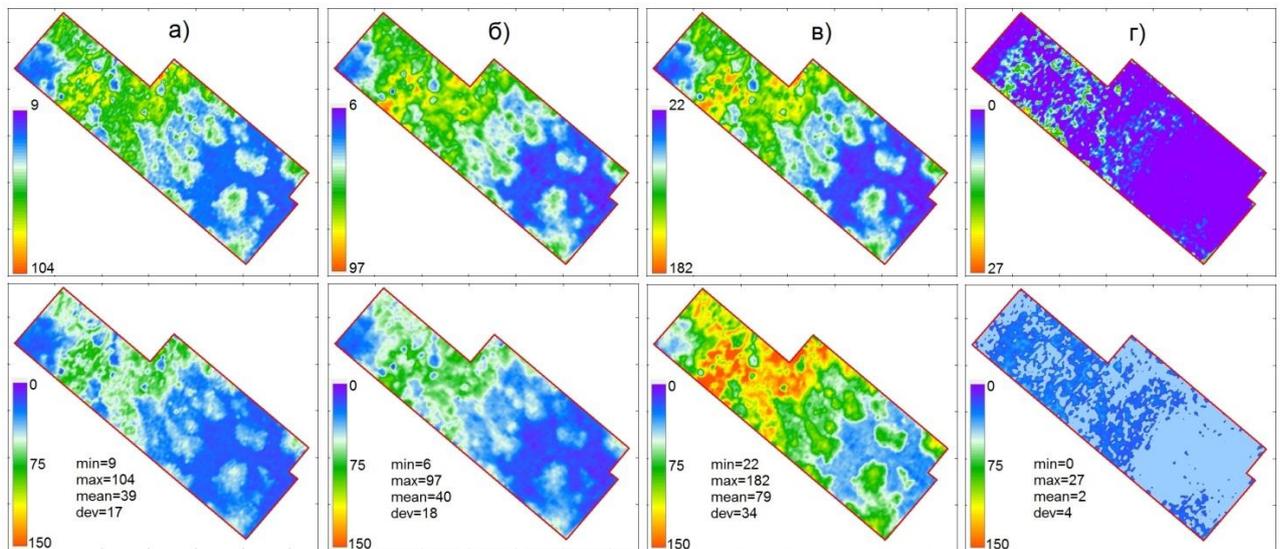


Рисунок 4.13. Карты параметров, используемых в процессе анализа и учета влияния ЗМС на участке работ 3D (юг Тюменской области).

а – вертикальное время, мс

б – исходный $t_{огп}$ преломленной на подошве ЗМС+ЗПС волны, мс

в – приведенный к рельефу $t_{огп}$ преломленной на подошве ЗМС+ЗПС волны, мс

г – приведенный к забою $t_{огп}$ преломленной на подошве ЗМС+ЗПС волны, мс

(заливкой выделены зоны “нулевой” дополнительной к t_v поправки за ЗМС с оптимальными условиями возбуждения волн)

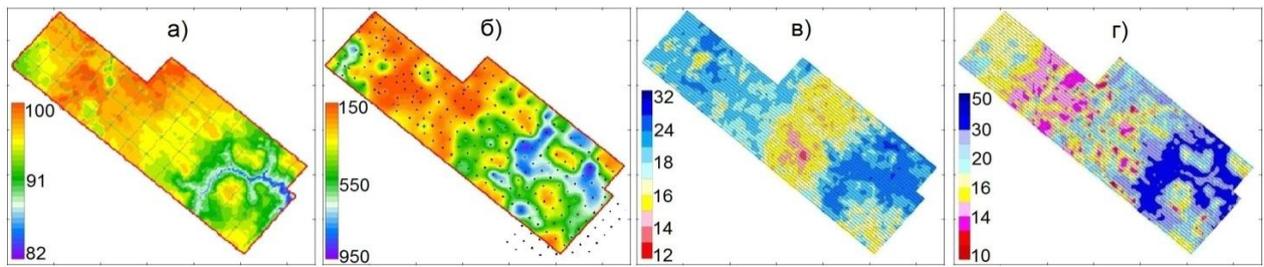


Рисунок 4.14. Сопоставление карт, характеризующих поверхностные условия, и атрибутов качества полевого материала.

а – альтитуда рельефа, м

б – средняя скорость в ЗМС+ЗПС по данным МСК, м/с

в – доминирующая частота сигнала, Гц

г – ширина спектра сигнала, Гц

По аналогии с рисунком 4.12 для удобства анализа и сравнения карты на рисунке 4.13 тоже отображены в 2 палетках – с естественными для каждой карты пределами (верхний ряд) и едиными для всех карт предельными значениями (нижний ряд). Последняя карта серии – приведенный к забою $t_{o_огп_забой}$ преломленной волны на подошве ЗМС+ЗПС волны ($t_{o_огп_забой}$, рисунок 4.13.г) отредактирована, а именно – обнулены отрицательные значения. Это сделано с целью выделения некомпенсированных вертикальным временем зон (неоптимальные условия возбуждения волн) для последующего расчета дополнительной поправки.

Некомпенсированные t_v зоны занимают порядка 30 % площади участка работ, причем максимальное значение $t_{o_огп_забой}$, равное 27 мс – незначительно по сравнению с максимальными значениями t_v и $t_{o_огп_рельеф}$ (97 мс и 182 мс соответственно). Это означает, что в нашем случае именно вертикальное время является главным учитываемым влиянием ЗМС фактором.

При сопоставимой точности определения t_v и t_o преломленной на подошве ЗМС волны ($t_{o_огп}$) и существенной изменчивости скорости в ЗМС целесообразность ввода вертикального времени в ПП (приведения к забою) имеет простое логическое обоснование – чем меньше величина $t_{o_огп}$ – тем меньше ошибка расчета поправки вне зависимости от того, соответствует – ли действительности оценка скорости в ЗМС.

Сравнивая “линейки” карт на рисунках 4.13 и 4.14 можно сделать вывод о наличии совершенно однозначных корреляционных связей между параметрами верхнего слоя (рельефа и ЗМС), пространственным распределением зон с оптимальными и неоптимальными условиями возбуждения, спектральными характеристиками полезного сигнала.

В локальных низинах наблюдается уменьшение t_v и временной мощности ЗМС при увеличении средней скорости в ЗМС (по данным МСК), на возвышенностях – увеличение t_v и временной мощности при уменьшении средней скорости. При этом участки с неоптимальными условиями возбуждения волн тяготеют к возвышенностям и переходным формам рельефа, на них происходит закономерное снижение показателей разрешенности сигнала. Если в ходе анализа вернуться к картам на рисунке 4.12, то будет очевидно, что зоны с неоптимальными условиями возбуждения совершенно четко соответствуют участкам, где не соблюдалась проектная глубина погружения заряда.

В нашем случае фактический объем бурения по итогам постфактум контроля примерно на 21 процент меньше, чем следует из данных рапорта. Суммарный метраж недопогружения заряда составляет 93573 м.

Если оплату буровзрывных работ скорректировать в соответствии с приведенной цифрой, речь пойдет о сумме в десятки миллионов рублей.

При анализе строения ЗМС и выработке рациональной методики расчета поправок нашли подтверждение и опасения, связанные с прямым использованием H рапорта и t_v для оценки скорости в ЗМС.

Во-первых, действительно есть тенденция к искажению информации рапорта о глубине погружения заряда (с понятными последствиями, о которых уже упоминалось выше).

Во-вторых, в некомпенсированных вертикальным временем зонах была выявлена отчетливая тенденция не линейного, а градиентного поведения графиков МСК (рисунок 4.15), свидетельствующая о наличии переходного слоя

(ЗПС со скоростью порядка 850-950 м/с) между собственно ЗМС и обводненными подстилающими породами.

Понятно, что в такой ситуации “экстраполяция” средней скорости “взрыв-поверхность” на толщу между источником и подошвой ЗПС будет совершенно необоснованной и может привести к существенному завышению величины компенсирующей статической поправки.

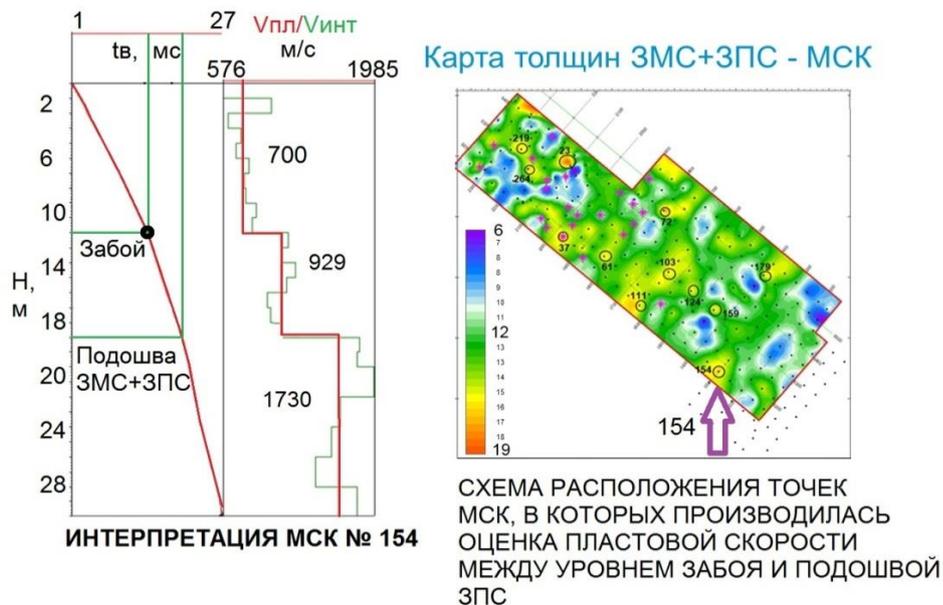


Рисунок 4.15. Анализ пластовой скорости в интервале “забой – подошва ЗПС” в некомпенсированных вертикальным временем зонах.

Разработанная и примененная схема совместной обработки МСК, тв и первых вступлений включает несколько последовательных этапов.

1. Строим в одинаковом масштабе карты альтитуд рельефа, тв, средней скорости в ЗМС по данным МСК, анализируем на предмет закономерностей изменений, сопоставляем с топокартой, при необходимости – редактируем значения тв и скорости в ЗМС.

2. Проводим совместную интерпретацию тв и графиков МСК, “снимаем” соответствующие тв значения глубин, строим карту расчетных (фактических) глубин погружения заряда и карту глубин по данным рапорта, анализируем возможные закономерности изменений.

3. Выбираем оптимальный интервал удалений для работы с первыми вступлениями, проводим скоростной анализ (Vогп), получаем соответствующий временной разрез МПВ-ОГП (рисунок 4.16).

Данные при работе с первыми вступлениями целесообразно привести к уровню забоя путем ввода соответствующей величине t_v поправки в ПП. Этим методическим приемом уже на стадии корреляции результативного разреза выявляются некомпенсированные t_v зоны, в которых компенсирующая “добавка” к вертикальному времени имеет ненулевое значение. Вне упомянутых зон дополнительная поправка, разумеется, равна нулю. Зоны положительных значений $t_{v_огп}$ четко соответствуют участкам с неоптимальными условиями возбуждения.

При высоком качестве материала для расчета параметров верхнего слоя можно использовать автоматизированные технологии прослеживания и обработки первых вступлений.

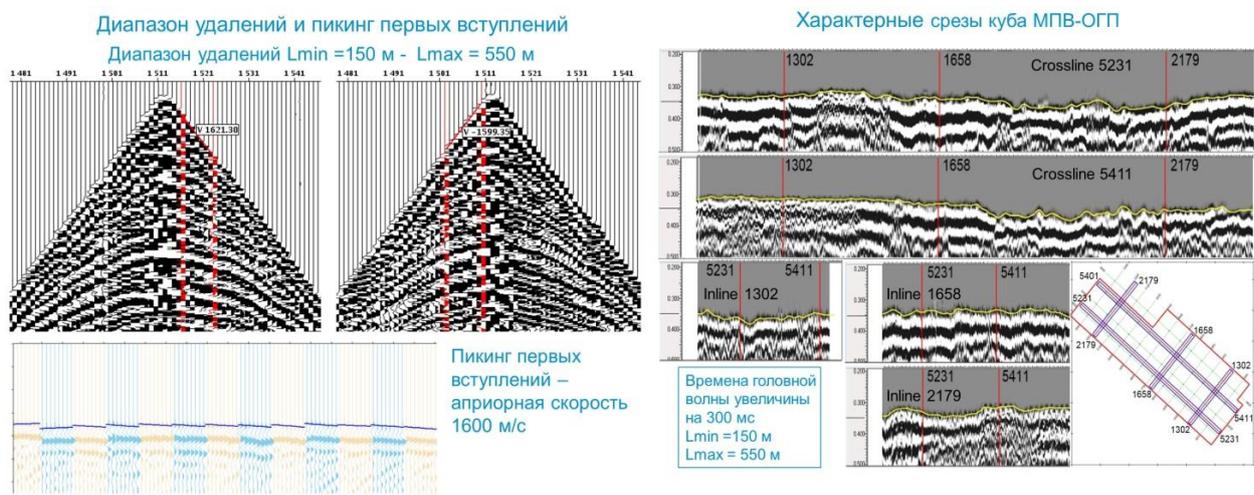


Рисунок 4.16. Обработка волн первых вступлений в рамках МПВ-ОГП.

4. Рассчитываем статическую поправку за рельеф. Особенность здесь состоит в том, что в качестве альтитуд используется карта альтитуд забоев взрывных скважин, построенная с использованием карт рельефа и расчетной (фактической) глубины погружения заряда. Уровень приведения можно

принять равным среднему арифметическому значению альтитуд, а скорость приведения – среднему значению $V_{огп}$ [80].

5. Через карты $t_{о_гп_забой}$, $V_{змс_мск}$, $V_{огп}$ рассчитываем дополнительную к $t_{в}$ статическую поправку за ЗМС. Если модель как в нашем случае двуслойная (ЗМС+ЗПС), то для пересчета времени $t_{о_гп_забой}$ в поправку используется определенная по графикам МСК в интервале “глубина бурения – подошва ЗПС” интервальная скорость. Если модель однослойная – используем среднюю скорость в слое по результатам интерпретации МСК.

6. Анализируем качество рассчитанных поправок (ЗМС+рельеф) по корреляции с временами МСК на максимальной глубине МСК, строим карту длиннопериодной составляющей невязки с данными МСК, обеспечивающую “подсадку” первичных поправок на сеть МСК.

За основу при разработке описанной выше схемы были приняты результаты более ранних исследований автора [63, 80, 81].

Эта схема, при условии достоверности первичных данных, представляет собой наиболее полный и теоретически обоснованный подход к использованию всей совокупности имеющейся информации для учета неоднородностей рельефа и ЗМС.

5. ПРОБЛЕМА ВОЛН-СПУТНИКОВ С МАЛЫМИ ВРЕМЕНАМИ ЗАДЕРЖКИ В ПРАКТИКЕ НАЗЕМНЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ

При возбуждении сейсмических колебаний любым из существующих источников, на жестких сейсмических границах вблизи зоны возбуждения (приема) образуются волны-спутники [58, 160, 187, 188].

Диапазон глубин формирования этих волн меняется дневной поверхности до величины мощности ЗМС, т.е. до единиц и первых десятков метров. Частотный спектр этих волн совпадает со спектром полезного сигнала, т.е. однократно-отраженных волн.

Такие волны относятся к так называемым волнам-спутникам с малой задержкой (малыми временами задержки).

Распространяясь в направлении глубинных сейсмических горизонтов в тех же направлениях, что и однократные волны, спутники формируют поле кратно-отраженных волн, и по временам прихода, и кинематически близких к соответствующим однократным отражениям.

Волны-спутники с малой задержкой (в дальнейшем просто волны спутники) проявляются на сейсмограммах и разрезах не в виде отдельных осей синфазности, а как искажения формы сигнала, чем и отличаются от спутников с большой задержкой (собственно кратно-отраженных волн).

Можно сказать, что регистрируемый сейсмический сигнал является результатом интерференции (суперпозицией) возбуждаемого импульса (сигнала) с его волнами-спутниками в пункте возбуждения и приема. В результате интерференции происходит изменение фазовой характеристики регистрируемого сигнала, следовательно – возникают ошибки определения времени, снимаемого с фазы сейсмического сигнала. Этот эффект изменения времени сейсмической фазы особенно выражен при малых временных задержках сигнал-спутник (менее $\frac{1}{2}$ – $\frac{1}{3}$ периода) и амплитудах волн-спутников, соизмеримых с амплитудой сигнала [8].

Свой вклад в фазовую погрешность (для взрывного способа возбуждения) вносит и эффект изменения частоты возбуждаемого сигнала.

При проведении сейсморазведочных работ в морских акваториях учет влияния волн-спутников на форму сигнала является стандартной процедурой, для этого применяются дополнительные пункты приема вблизи источника и специальные приемы обработки данных [187, 188].

Нужно только заметить, что учет искажений формы сигнала при морских работах задача гораздо более простая, чем при наземных сейсмических исследованиях. Во-первых, точно контролируется глубина источника и глубина дна, во-вторых, вода является средой стабильной по своим скоростным, плотностным и поглощающим свойствам, в третьих, характеристики применяемых источников колебаний стабильны и управляемы.

При наземных сейсморазведочных работах ситуация совершенно иная. Здесь частота возбуждаемого импульса, величины временных задержек “сигнал-спутник”, значения амплитуд спутников – зависят от условий возбуждения (приема).

Условия возбуждения – это такие факторы, как глубина заложения заряда, состояние породы (сухая, обводненная, мерзлая, растепленная), а так же соотношение глубины заложения заряда и мощности зоны малых скоростей (ЗМС), положение подошвы которой в целом контролируется уровнем грунтовых вод.

В связи с этим, учет волн-спутников в практике наземных сейсморазведочных работ - задача гораздо более сложная.

Наиболее значимые исследования проблемы волн-спутников относятся к 60-80 годам прошлого века [1, 36, 37, 117, 128, 185].

В 1964 г. в работе Гальперина Е.И. [36] была поднята тема влияния ВЧР, в первую очередь дневной поверхности и ЗМС, на структуру сейсмограмм отраженных волн. Там же были приведены экспериментальные данные и теоретические расчеты, позволяющие оценить влияние ЗМС и дневной поверхности на характер записи отраженных волн.

В 1967 г. Гамбурцев А.Г., Кузнецов В.В., Исаев В.С. [37] опубликовали результаты исследований, касающихся возможности определения фильтрующих свойств ВЧР, в первую очередь ЗМС. Исследования опирались на разработанную (Кузнецов В.В., Гамбурцев А.Г.) методику регистрации прямых продольных волн на поверхности и во внутренних точках среды [117].

В результате для условий нормального падения волн были получены экспериментальные и теоретические спектральные характеристики фильтрующего слоя (ЗМС), эмпирические данные о поглощении в ЗМС и подстилающих породах, графики зависимости коэффициента поглощения от частоты и другие данные о фильтрующих свойствах ВЧР.

В 1980 г. Чернявский В.Е. [185] предложил формулы, объединяющие лучевой и спектральный подход при расчете амплитудно-частотных динамических характеристик отраженных волн – с учетом параметров ЗМС, частотной характеристики направленности излучателя, поглощения и геометрического расхождения. При этом автор высказал совершенно обоснованное мнение, что эти формулы могут быть использованы для решения прямых задач сейсморазведки.

По мнению автора данной диссертационной работы, формулы Чернявского могут быть основой программы моделирования сейсмограмм для получения наиболее приближенных к реальности оценок искажений параметров отраженных волн, обусловленных влиянием условий возбуждения и ЗМС.

В 1982 г. Мадатов А.Г., Жечев М.М., Шпорт Я.М. опубликовали результаты эксперимента по определению оператора фильтра зоны малых скоростей на основе обработки сейсмических записей, зарегистрированных на поверхности и во внутренних точках среды [128].

В частности, была разработана аппаратура и программное обеспечение для расчета оператора фильтра по получаемым сейсмическим данным. При этом на обработку одной точки уходило от 10 до 15 минут, начиная с момента регистрации и заканчивая получением оператора фильтра ЗМС.

Кроме того, было показано соответствие получаемого по сейсмическим данным оператора - теоретическому расчету фильтра ЗМС.

В целом, из обзора публикаций по проблеме волн-спутников (в практике наземных сейсморазведочных работ), можно сделать заключение о наличии многих недостаточно проработанных вопросов, особенно это касается рациональной технологии получения информации о параметрах среды, формирующей волны-спутники, количественного анализа влияния волн-спутников на точность и однозначность результатов сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ.

В данной главе будут рассмотрены следующие вопросы:

- методика обработки данных многоуровневой сейсморазведки, решающая задачу контроля условий возбуждения волн и построения модели ЗМС,
- основные схемы формирования волн-спутников;
- эффективность интерференционной системы МОВ-ОГТ в отношении волн-спутников;
- количественная оценка обусловленных искажающим влиянием волн-спутников погрешностей времен, эффективных скоростей, структурных построений;
- требования к контролю условий возбуждения и точности определения параметров ЗМС, с точки зрения возможности учета волн-спутников на основе модели условий возбуждения;
- практические свидетельства возможности учета волн-спутников в рамках технологии многоуровневой сейсморазведки.

Уточним значение основных (в рамках данной темы) терминов.

Под *возбуждаемым сигналом* будем понимать сейсмическую волну, распространяющуюся от точки воздействия в направлении глубинных горизонтов.

Под *возбуждаемым зондирующим сигналом* будем понимать суперпозицию возбуждаемого сигнала и его волн-спутников в пункте взрыва.

Под *регистрируемым зондирующим сигналом* будем понимать суперпозицию возбуждаемого зондирующего сигнала и его волн-спутников в пункте приема.

Волны-спутники (спутники с малой задержкой) – это кратнo-отраженные волны, возникающие между точкой возбуждения, подошвой ЗМС и дневной поверхностью, распространяющиеся в тех же направлениях, что и отраженные волны от глубинных геологических границ.

Частотная характеристика зондирующего сигнала – это рассчитанная в некотором частотном диапазоне (без учета поглощения для нормального луча) зависимость от частоты максимальной амплитуды зондирующего сигнала, при последовательном изменении основной частоты возбуждаемого сигнала заданной формы и затухания, для конкретной модели условий возбуждения и (или) приема.

5.1. Эффективность интерференционной системы МОВ-ОГТ в отношении волн-спутников возбуждаемого сигнала [60].

Поскольку волны-спутники с малой задержкой проявляются на сейсмограммах не в виде отдельных осей синфазности, а как искажения формы сигнала на годографах отраженных волн, следует ожидать существенного снижения эффекта направленности интерференционной системы МОВ-ОГТ в отношении волн этого типа. Для того чтобы дать обоснованную количественную оценку направленности системы МОВ-ОГТ, рассмотрим волны-спутники с малой задержкой более подробно.

5.1.1. Характеристика основных волн-спутников.

Главными поверхностными сейсмогеологическими факторами, определяющим характер и интенсивность волн-спутников с малой задержкой как при возбуждении, так и при приеме сейсмических колебаний, являются такие параметры зоны малых скоростей, как толщина (Нзмс), скорость ($V_{змс}$), коэффициент отражения на границе “ЗМС – подстилающие породы”.

Принципиальным с точки зрения характера формирующегося поля волн-спутников является факт, где произошло возбуждение сигнала – под ЗМС или в ЗМС.

Волна-спутник, следующая за возбуждаемым сигналом с временной задержкой, равной удвоенному вертикальному времени – это волна, отраженная от дневной поверхности. В случае, если возбуждение производится в ЗМС, амплитуда волны (для времен, соответствующих глубинным геологическим границам) соизмерима с амплитудой волны от источника, полярность – обратная, т.к. коэффициент отражения границы “земля-воздух” близок к “-1”.

Как правило, при обосновании оптимальной глубины заложения заряда учитывается только эта волна-спутник, исходя из правила:

$$t_v = T_v/4 \quad (5.1)$$

где t_v – вертикальное время, T_v – преобладающий (видимый) период сейсмических колебаний.

При равенстве t_v и $T_v/4$ достигается увеличение уровня суммарного сигнала и минимизация частотных искажений за счет синфазного суммирования следующих за первой фаз возбуждаемого сигнала, при дальнейшем увеличении вертикального времени возникают амплитудно-частотные искажения исходного сигнала, обусловленные интерференционным суммированием с волной-спутником.

На рисунке 5.1.а показаны модели зондирующих возбуждаемых сигналов, в схеме формирования которых участвует только упомянутая волна-спутник, значения вертикального времени меняются от 2 до 18 мс. Видно, к каким заметным амплитудным и фазовым искажениям приводит интерференция этой волны-спутника с возбуждаемым сигналом при различных значениях t_v . Если отметки времен определять по максимальному положительному экстремуму колебаний, то относительные отклонения времен составляют 7 мс, что при средней скорости 2200-2700 м/с дает ошибку в глубине 8 – 9 м.

В менее простых поверхностных сейсмогеологических условиях ситуация изменится.

Так, при наличии между точкой взрыва и дневной поверхностью отличающегося по акустическим свойствам слоя ЗМС, при величине коэффициента отражения границы “ЗМС – подстилающие породы” $K_{отр.} = 0.4$ и более, доминирующей по амплитуде будет волна спутник, отраженная от подошвы ЗМС. Реальный диапазон изменения максимальной амплитуды этой волны-спутника может составлять $0.4 - 0.7$ от максимальной амплитуды возбуждаемого сигнала, в зависимости от величины коэффициента отражения (прохождения) подошвы ЗМС, полярность – обратная. Временная задержка относительно исходного сигнала этой волны-спутника для центрального луча может быть рассчитана по формуле:

$$dt = 2 \cdot (t_B - t_{ЗМС}) \quad (5.2)$$

где t_B – вертикальное время, $t_{ЗМС}$ – время пробега в ЗМС.

На рисунке 5.1.б показаны модели зондирующих возбуждаемых сигналов, в схеме формирования которых участвует только упомянутая волна-спутник, отраженная от подошвы ЗМС, значения временной задержки меняются от 0 до 16 мс, коэффициент отражения границы ЗМС – подстилающие породы принят равным 0.5. Видно что, амплитудные и фазовые искажения уже не столь существенны, как в предыдущем случае (см. рисунок 5.1.а). Если отметки времен определять по максимальному положительному экстремуму колебаний, то относительные отклонения времен не превысят 2 мс, что даст ошибку в глубине отражающего горизонта при принятых выше условиях порядка 3 м.

При возбуждении под ЗМС основных волн-спутников два – волна, отраженная от подошвы ЗМС, и проходящая волна, отраженная от дневной поверхности (см. лучевые схемы 1 и 2 на рисунке 5.2).

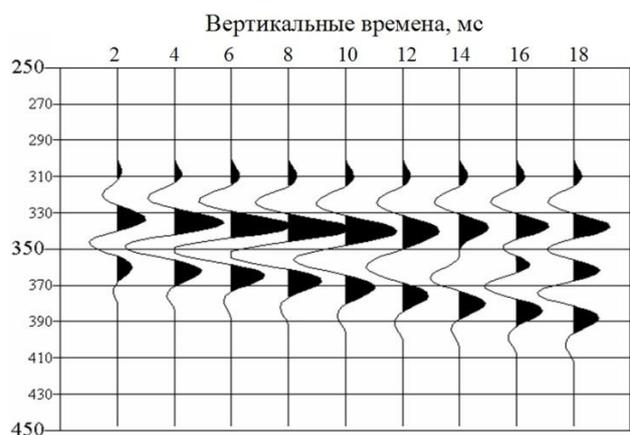


Рисунок 5.1.а. Модели возбуждаемых зондирующих сигналов по схеме “сигнал – волна-спутник, отраженная от дневной поверхности” при различных t_b .

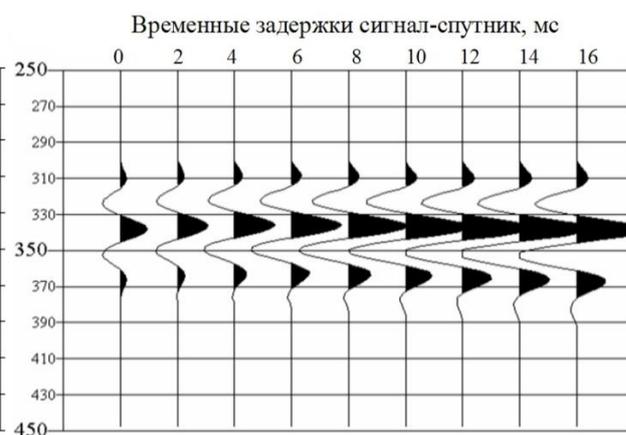


Рисунок 5.1.б. Модели возбуждаемых зондирующих сигналов по схеме “сигнал – волна-спутник, отраженная от подошвы ЗМС” при различных временных задержках.

Наиболее сложная ситуация с точки зрения формирования поля волн-спутников возникает при возбуждении в слое ЗМС, т.е. при расположении источника между двумя жесткими границами – подошвой ЗМС и дневной поверхностью. В этом случае формируется целая серия кратно-отраженных волн, которые можно условно классифицировать как нисходящие и восходящие волны-спутники.

Восходящие спутники формируются от фронта источника в направлении от источника к дневной поверхности, нисходящие спутники – в направлении от источника к подошве ЗМС (см. лучевые схемы 3, 4, 5 на рисунке 5.2).

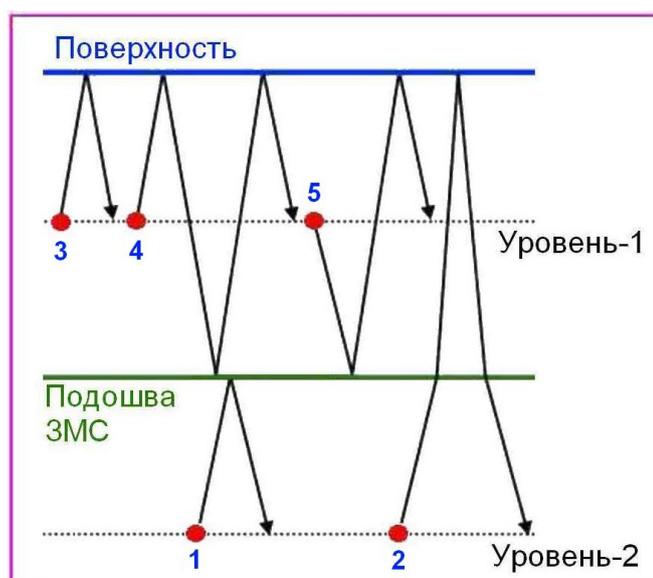


Рисунок 5.2. Лучевые схемы формирования основных волн-спутников в пункте возбуждения.

Временные задержки нисходящих волн-спутников по отношению к полезному сигналу для центрального луча могут быть рассчитаны по формуле:

$$dt = N \cdot 2 \cdot t_{\text{ЗМС}} \quad (5.3)$$

где $N = 1, 2, 3, \dots$ – кратность соответствующего спутника; для восходящих волн:

$$dt = 2 \cdot t_{\text{В}} + N \cdot 2 \cdot t_{\text{ЗМС}} \quad (5.4)$$

где $N = 0, 1, 2, 3, \dots$ – кратность волны-спутника.

Амплитуды волн-спутников для центрального луча можно оценить по формулам (без учета поглощения):

Для нисходящих волн-спутников:

$$A_{\text{Н.С.}} = A_{\text{ВОЗ.С.}} \cdot K_{\text{З-В}}^n \cdot K_{\text{П.ЗМС}}^n \quad (5.5)$$

$A_{\text{Н.С.}}$ – амплитуда нисходящей волны-спутника,

$A_{\text{ВОЗ.С.}}$ – амплитуда возбуждаемого сигнала,

$K_{\text{З-В}}$ – коэффициент отражения границы раздела земля-воздух,

$K_{\text{П.ЗМС}}$ – коэффициент отражения на подошве ЗМС,

n – показатель степени, равный кратности спутника.

Для восходящих волн-спутников:

$$A_{\text{В.С.}} = A_{\text{ВОЗ.С.}} \cdot K_{\text{З-В}}^{n+1} \cdot K_{\text{П.ЗМС}}^n \quad (5.6)$$

$A_{\text{В.С.}}$ – амплитуда восходящей волны-спутника,

$A_{\text{ВОЗ.С.}}$ – амплитуда возбуждаемого сигнала,

$K_{\text{З-В}}$ – коэффициент отражения границы раздела земля-воздух,

$K_{\text{П.ЗМС}}$ – коэффициент отражения на подошве ЗМС,

$n = 0, 1, 2, 3, \dots$ - показатель степени, равный кратности спутника ($n = 0$ будет соответствовать ситуации формирования спутника, отраженного от границы земля-воздух).

Для центрального луча величина коэффициента отражения определяется формулой:

$$K_{\text{отр.}} = \frac{P_2 \cdot V_2 - P_1 \cdot V_1}{P_2 \cdot V_2 + P_1 \cdot V_1} \quad (5.7)$$

Здесь P_1 – плотность вышележащего слоя,

P_2 – плотность нижележащего слоя,

V_1 – скорость в вышележащем слое,

V_2 – скорость в нижележащем слое.

При P_1 стремящимся к нулю (что характерно для границы земля-воздух) коэффициент отражения стремится к “1”, а для границы земля-воздух коэффициент отражения примерно равен -1.

5.1.2. Интерференционное суммирование волн-спутников в системе МОВ-ОГТ.

Как известно, оценка эффективности интерференционной системы МОВ-ОГТ производится на основе расчета частотной характеристики направленности [58] для конкретных значений t_0 целевого горизонта и соответствующих значений эффективных скоростей целевой волны и волны-помехи.

При расчете характеристики направленности интерференционной системы МОВ-ОГТ, для количественной оценки скорости полнократно – отраженной волны, соответствующей t_0 однократно-отраженной, часто используется так называемый способ $t_0/2$. Суть способа состоит в следующем: по вертикальному спектру эффективных скоростей ОГТ однократно-отраженных волн определяются значения скоростей, соответствующие временам t_0 и $t_0/2$. После этого полагают скорость кратной волны на времени t_0 равной скорости отраженной волны на времени $t_0/2$.

Если применить указанный принцип к схеме формирования зондирующего сигнала, то получится примерно следующее правило: эффективная скорость кратной волны, являющейся спутником однократной с временем t_0 , равна скорости однократной волны с временем $t_0 - dt$, где dt – временная задержка сигнал-спутник.

Теперь, задавшись конкретными значениями временных задержек сигнал-спутник, значениями t_0 опорных сейсмических горизонтов, скоростным законом $V_{огт}$, и параметрами системы наблюдений (минимальное и максимальное удаление, кратность) можно в определенном частотном диапазоне рассчитать частотные характеристики направленности системы МОВ-ОГТ снять для конкретных частот значения характеристики, рассчитать их обратные значения, и тем самым оценить степень подавления интерференционной системой соответствующей волны-спутника.

Так, на рисунке 5.3 показаны частотные характеристики направленности системы МОВ-ОГТ при различных временных задержках (dt) сигнал-спутник для уровня горизонта Б. Необходимый для определения эффективных скоростей сигнала и волн-помех априорный скоростной закон $V_{огт}$ (t_0), значения минимального и максимального удаления, кратность, t_0 опорных сейсмических горизонтов – были использованы по опыту работ одной из сейсмических партий на Северо-Часельской площади (район Старого Уренгоя).

Расчеты были произведены для 3-х опорных сейсмических горизонтов – Г, М, Б при 4-х значениях временной задержки сигнал-спутник – 20, 40, 80, 160 мс.

Ниже в виде таблицы представлены результаты расчета степени подавления (величины обратной отклику $H(f)$ частотной характеристики направленности – $1/H(f)$) волн-спутников в диапазоне частот 10 – 100 Гц.

Таблица 5.1. - Численные значения степени-подавления волн-спутников с временными задержками 20, 40, 80 и 160 мс по опорным отражающим горизонтам Г, М и Б для глубинных сейсмогеологических условий Северо-Часельской площади

Час- тота	горизонт Г, $t_0 = 1.1$ с. $L_{\max} = 2000$ м.				горизонт М, $t_0 = 1.7$ мс. $L_{\max} = 3000$ м.				Горизонт Б, $t_0 = 2.5$ с. $L_{\max} = 3000$ м.			
	Временная задержка "сигнал – спутник", мс											
	20	40	80	160	20	40	80	160	20	40	80	160
10	1.01	1.03	1.13	1.7	1.01	1.04	1.17	1.95	1.0	1.01	1.02	1.1
20	1.03	1.12	1.62	3.21	1.03	1.17	1.92	3.22	1.0	1.02	1.09	1.45
30	1.06	1.3	2.74	3.55	1.09	1.43	3.03	3.75	1.01	1.04	1.21	2.17
40	1.12	1.6	3.22	4.01	1.16	1.89	3.15	4.23	1.02	1.08	1.41	2.75
50	1.19	2.06	3.2	4.27	1.27	2.52	3.36	4.65	1.03	1.13	1.7	2.86
60	1.29	2.64	3.39	4.46	1.42	2.98	3.66	5.02	1.04	1.19	2.07	3.01
70	1.42	3.06	3.61	4.69	1.61	3.08	3.9	5.34	1.05	1.26	2.42	3.23
80	1.58	3.18	3.8	4.9	1.85	3.09	4.13	5.68	1.06	1.35	2.63	3.41
90	1.76	3.18	3.94	5.18	2.14	3.09	4.4	5.95	1.08	1.46	2.72	3.58
100	1.98	3.21	4.11	5.49	2.42	3.13	4.6	6.25	1.1	1.59	2.75	3.68

Степень подавления волны-спутника $1/N(f)$

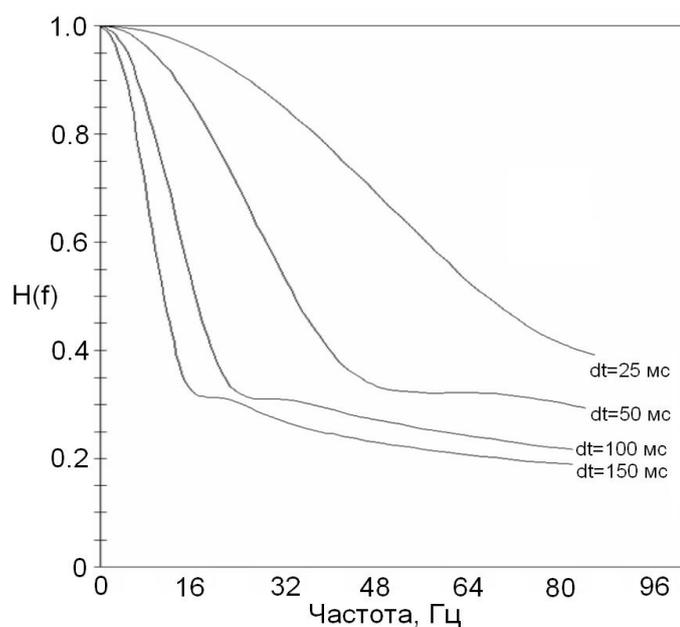


Рисунок 5.3. Частотные характеристики направленности системы ОГТ при различных временных задержках сигнал-спутник для уровня горизонта Б

Используя вышеприведенную таблицу, можно по схеме формирования зондирующего сигнала (т.е. зная временные задержки и относительные амплитуды волн-спутников) сделать реальные оценки степени подавления волн-помех интерференционной системой МОВ-ОГТ в некотором частотном диапазоне.

Анализируя данные таблицы 5.1 можно прийти к заключению, что в частотном диапазоне 10 – 40 Гц интерференционная система МОВ-ОГТ не обеспечивает требуемого (обеспечивающего отношение сигнал/помеха на выходе порядка 3-5) уровня подавления волн-спутников, с временной задержкой относительно возбуждаемого сигнала 40 мс и менее, для всех сейсмических горизонтов.

По опыту работ к таким спутникам в большинстве случаев относятся:

- волна, отраженная от дневной поверхности;
- волна, отраженная от подошвы ЗМС при возбуждении ниже ЗМС;
- восходящие и нисходящие волны-спутники 1-й кратности при возбуждении в ЗМС (в случае, если время пробега в ЗМС не превышает 20 мс).

Заметим, что указанные типы волн-спутников имеют наибольшую амплитуду, и именно эти волны-спутники будут оказывать наибольшее искажающее влияние на полезный сигнал в наиболее информативном при типовых сейсмических исследованиях частотном диапазоне.

При возрастании частоты, задержки сигнал-спутник, и уменьшении t_0 горизонта, эффективность интерференционной системы ОГТ возрастает. Так, для временных задержек сигнал-спутник 80 мс. И более, для частот свыше 20 Гц. И относительно неглубоких сейсмических горизонтов (до 2000 м) уровень подавления волн-спутников приближается к требуемому.

Для глубинных сейсмических горизонтов (3000 и более метров) при временных задержках сигнал – спутник 80 мс и более, требуемый уровень подавления достигается только для высокочастотной части спектра (более 50 Гц).

Обобщая вышеизложенное, можно сделать следующие выводы и наблюдения.

Интерференция с волнами – спутникам искажает амплитудные и фазовые характеристики полезного сигнала и приводит к ошибкам определения времен, значимым при поиске и разведке малоразмерных малоамплитудных структур.

Наибольшие амплитудные и фазовые искажения полезного сигнала происходят при возбуждении в ЗМС и связаны с влиянием волны-спутника, отраженной от дневной поверхности.

Интерференционная система МОВ-ОГТ, в целом, неэффективна в отношении волн-спутников полезного сигнала.

Погружение заряда под ЗМС минимизирует искажающее влияние волн-спутников.

5.2. Влияние изменений формы сейсмического сигнала на точность сейсмоструктурных построений [62]

Как уже было сказано выше, при проведении сейсморазведочных работ в сложных поверхностных условиях имеет место резкая изменчивость условий возбуждения.

Изменчивость условий возбуждения приводит к погрешностям определения времен сейсмических горизонтов, вызванных фазовыми сдвигами.

Основных причин две:

- изменение преобладающей частоты возбуждаемого сигнала;
- интерференция возбуждаемого сигнала с волнами-спутниками, образующимися на жестких сейсмических границах вблизи источника.

Иначе можно сказать, что изменение формы сейсмического сигнала (вызванное упомянутыми двумя причинами) приводит к ошибкам определения времен горизонтов, следовательно, к снижению точности сейсмоструктурных построений.

5.2.1. Оценка погрешностей определения времен, вызванных изменением преобладающей частоты возбуждаемого сигнала.

Как известно [156], при прочих равных условиях преобладающая частота возбуждаемого сигнала прямо пропорциональна скорости поперечных волн. В выше оговоренных сложных поверхностных условиях скорость продольных волн может меняться в пределах 300-3000 м/с, т.е. в 10 раз. Конечно, скорость поперечных волн не будет меняться в той же пропорции, соотношение V_p и V_s в ВЧР подчиняется более сложным закономерностям [155], но на изменчивость V_s в 2-4 раза рассчитывать вполне можно. Следовательно, в тех же пределах можно ожидать и изменений преобладающей частоты возбуждаемого сигнала.

Поскольку определение времен и эффективных скоростей основано на фазовой корреляции, т.е. на корреляции по максимальному значению времени соответствующей фазы, то при изменении видимой частоты возбуждаемого импульса изменится и видимая частота полезного сигнала в регистрируемом волновом поле, а значит, изменится и время. При снижении частоты возбуждаемого сигнала – времена регистрируемого волнового поля увеличатся, при увеличении частоты – уменьшаться. Конечно, после применения к сейсмическим данным процедур деконволюции того или иного вида, искажающий эффект от изменения частоты возбуждаемого сигнала статистически уменьшится, однако на полное его исключения не стоит рассчитывать, особенно в ситуации, когда снижению частоты регистрируемого волнового поля сопутствует снижение соотношения сигнал/помеха. Кроме того, любая попытка “выровнять” общий спектр, при существенных различиях видимых частот на сейсмограммах ОПВ, незамедлительно приведет к снижению общего отношения сигнал/помеха, а для корректной корреляции и определения эффективных скоростей требуется высокое отношение сигнал/помеха, поэтому обозначенное противоречие неразрешимо в рамках традиционного подхода к учету изменчивости условий возбуждения (приема).

Для оценки величины отклонения времени фазы первого положительного экстремума колебаний, при изменении частоты возбуждаемого сигнала

относительно некоторого осредненного значения видимой частоты, можно воспользоваться несложной формулой:

$$dt = \frac{1}{4} \cdot \left(\frac{1}{f_{\text{в.ср.}}} - \frac{1}{f_{\text{в.т.}}} \right) \quad (5.8)$$

dt – отклонение времени фазы, с.,

$f_{\text{в.ср.}}$ – осредненное значение видимой частоты,

$f_{\text{в.т.}}$ – текущее значение видимой частоты.

Допустим, диапазон изменения видимой (средневзвешенной, преобладающей) частоты полезного сигнала на этапе определения эффективных скоростей и фазовой корреляции составляет 20 – 40 Гц, что вполне реально для северных районов Западной Сибири.

В этом случае среднеквадратическая погрешность определения времени составит порядка 2 мс.

5.5.2. Оценка погрешностей определения времен, вызванных интерференцией возбуждаемого сигнала с волнами-спутниками.

Тема искажающего влияния волн-спутников на форму записи и спектральные характеристики отраженных и проходящих волн (для наземных сейсморазведочных работ) поднималась и ранее [1, 36, 37, 117, 128, 185], однако нас интересует обоснованная количественная оценка искажений времен, эффективных скоростей и глубин – для реальных моделей условий возбуждения.

Для количественной оценки фазовых погрешностей, обусловленных интерференцией возбуждаемого сигнала с волнами-спутниками, было проведено математическое моделирование, расчет амплитудно-частотных спектров и частотных характеристик зондирующих сигналов – для характерной модели условий при 10-ти различных значениях глубины погружения заряда.

Модель следующая: однослойная ЗМС мощностью 10 м с постоянной пластовой скоростью 500 м/с перекрывает толщу подстилающих пород с постоянной пластовой скоростью 1500 м/с. Коэффициент отражения границы земля-воздух принят равным -1.0, коэффициент отражения границы ЗМС –

подстилающие породы – равным 0.5. Величина глубины заложения заряда изменяется в пределах от нуля (поверхностный взрыв) до удвоенной мощности ЗМС (20 м), (см. рисунок 5.4).

Выбор параметров для модели опирался на результаты двухгодичных работ по изучению ВЧР с помощью дополнительной системы наблюдений на основе буксируемой сейсмической косы с малым (2-8 м.) шагом пунктов приема, проведенных в 1997-99 гг. на Северо-Часельской площади. Общий объем работ составил тогда 6607 ф.н. Было рассчитано процентное распределение величин мощности ЗМС по всему двухгодичному объему работ (см. рисунок 5.5). Максимум графика пришелся на диапазон 8-12 м, рассчитанное среднеарифметическое значение мощности ЗМС составляет 10.2 м, поэтому именно величина 10 м. взята для теоретического моделирования. Величина скорости в ЗМС, по данным упомянутых работ, меняется в пределах 250 – 1100 м/с, скорость в подстилающих ЗМС породах – в пределах 1500 – 3000 м/с. Столь большой диапазон изменения скоростей объясняется тем, что ЗМС перекрывает блоки растепленных и талых пород. Скорость в ЗМС, перекрывающей талые породы, меняется в средних пределах 400 – 600 м, а в ЗМС, перекрывающей мерзлые породы – в пределах 900 – 1100 м. Соответственно, скорость в подстилающих ЗМС талых породах меняется в пределах 1500 – 1700 м/с, в мерзлых породах 2400 – 3000 м/с. Поэтому для ситуации, когда ЗМС перекрывает талые породы, для моделирования выбраны значения скоростей – 500 м/с (для ЗМС) и 1500 м/с (для талых пород в основании).

Теперь чем обусловлен выбор величин коэффициентов отражения границ земля–воздух и ЗМС–подстилающие породы.

Как следует из формулы 5.7, при P_1 стремящимся к нулю (что характерно для границы земля-воздух) коэффициент отражения стремится к “-1”, поэтому для моделирования коэффициент отражения границы земля-воздух принят равным -1.0. Для границы ЗМС – подстилающие породы при условии

примерного равенства $P_2 = P_1$ коэффициент отражения границы ЗМС – подстилающие породы будет равным:

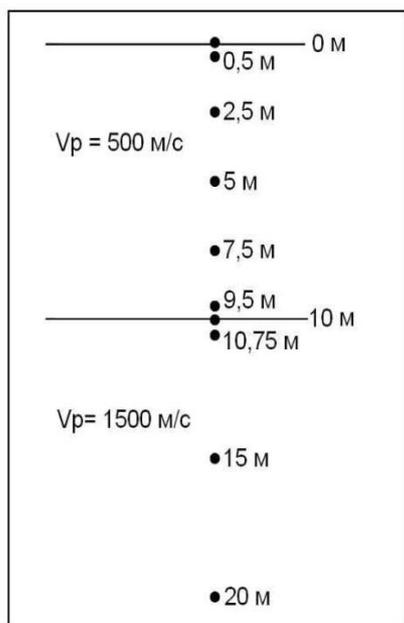


Рисунок 5.4. Модель условий возбуждения волн.

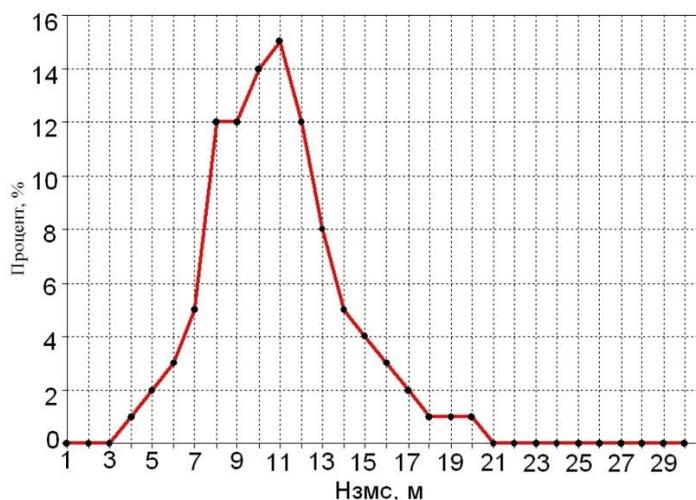


Рисунок 5.5. График процентного распределения мощностей ЗМС (Северо-Часельская площадь).

$$K_{\text{отр.}} = (1500-500)/(1500+500) = 0.5$$

В качестве модели возбуждаемого сигнала был использован импульс Пузырева с видимой частотой 33 Гц.

Выбор импульса Пузырева обусловлен следующими причинами.

Для реалистичной оценки амплитудных и фазовых искажений в результате интерференционного суммирования необходимо задаться моделью возбуждаемого сигнала не в непосредственной близости от источника, а на временах, соответствующих глубинным сейсмическим горизонтам. Известно, что в поглощающей среде всегда существует аномальная дисперсия фазовой скорости – увеличение скорости распространения колебаний при увеличении частоты [58]. Вследствие этого, имеет место различие скоростей распространения огибающей импульса (аналог групповой скорости) и его гармонического заполнения, а именно – групповая скорость несколько выше. Происходящее с увеличением времени пробега взрывной волны смещение первого экстремума заполнения относительно огибающей, а также затухание высокочастотных компонент спектра приводит к постепенному растяжению и

выполаживанию начальной части импульса, имевшего резкое первое вступление [58], т.е. перераспределение энергии в последующие фазы колебания. Симметричный импульс Пузырева вполне удовлетворяет приведенным соображениям.

Результаты моделирования приведены на рисунках 5.6 – 5.11.

На рисунке 5.6 показаны амплитудно-частотные спектры возбуждаемых зондирующих сигналов при различных глубинах погружения заряда ($N_{скв.}$), на рисунке 5.7 – частотные характеристики тех же сигналов, на рисунке 5.8 – сами зондирующие сигналы в условном временном масштабе приведены.

Анализируя информацию, приведенную на рисунках 5.6 – 5.8 можно сделать ряд наблюдений.

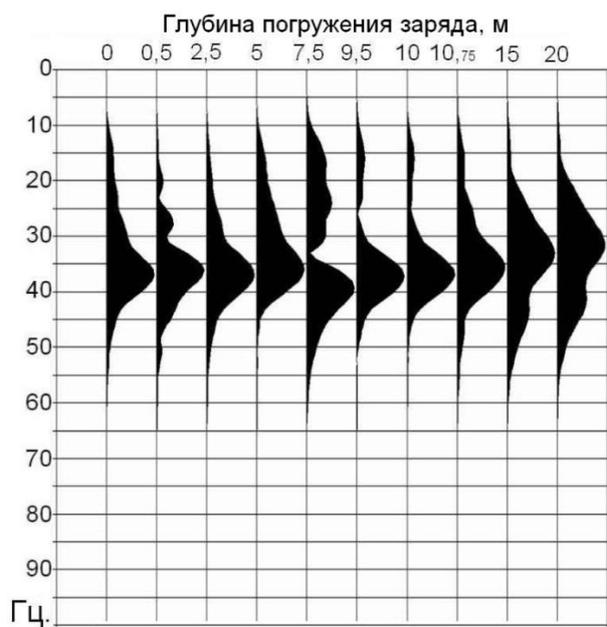


Рисунок 5.6. Амплитудно-частотные спектры зондирующих сигналов при различных соотношениях $N_{скв}$ и $N_{змс}$



Рисунок 5.7. Частотные характеристики зондирующих сигналов при различных соотношениях $N_{скв}$ и $N_{змс}$

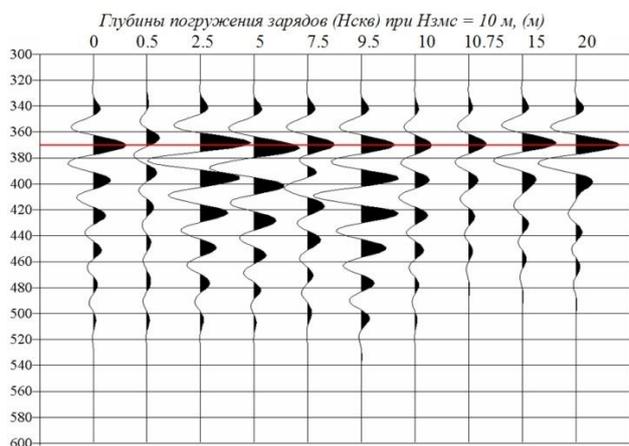


Рисунок 5.8. Зондирующие сигналы при различных соотношениях Нскв и Нзмс

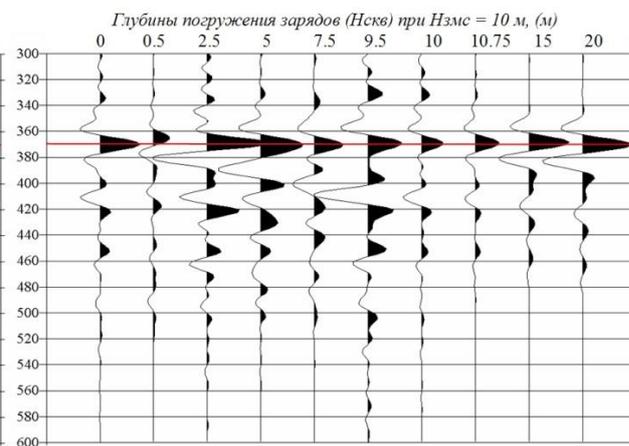


Рисунок 5.9. Зондирующие сигналы при различных соотношениях Нскв и Нзмс после нуль-фазовой деконволюции

Изменение соотношения глубины заложения заряда к мощности ЗМС приводит к резким изменениям как временной характеристики зондирующего сигнала, так и характера частотных искажений полезного сигнала. Поскольку частотная характеристика фактически характеризует относительные амплитудные искажения частотных компонент спектра сигнала, можно делать вывод о допустимом или недопустимом уровне искажений частотного спектра, исходя из общепринятых представлений об интерференционных системах. В частности, если значение частотной характеристики составляет менее 0.7 (т.е. амплитудный уровень снижается более -3 Дб), можно говорить о недопустимом уровне искажений данных частотных компонент спектра полезного сигнала.

Наиболее существенные искажения возбуждаемого сигнала имеют место при заложении заряда в ЗМС, особенно вблизи дневной поверхности (приповерхностный взрыв) и подошвы ЗМС, а так же на самой подошве. Искажения проявляются как резкие изменения амплитудного уровня возбуждаемого сигнала, сужение спектра, “перекачка” энергии от “центральной” фазы исходного сигнала – в последующие фазы, наконец, как общий недопустимый уровень частотных искажений.

Поверхностный взрыв, с точки зрения степени частотно-амплитудных искажений, оказывается лучше, чем взрыв в пределах ЗМС, несмотря на столь

же узкий спектр. Это объясняется отсутствием в схеме формирования сигнала посылки восходящих волн-спутников, т.е. волн, формирующихся в направлении от точки взрыва к дневной поверхности.

Искажения возбуждаемого сигнала уменьшаются при заглублении заряда под ЗМС, и при размещении заряда на 5-10 м. ниже подошвы достигается ощутимое приближение временной и амплитудно-частотной характеристики зондирующего сигнала к соответствующим характеристикам исходного сигнала.

При заложении заряда в непосредственной близости от подошвы ЗМС, несмотря на допустимый уровень частотных искажений, имеет место снижение уровня возбуждаемого сигнала и достаточно узкий спектр. Сравнивая между собой результаты моделирования по поверхностному и “приподошвенному” взрыву даже сложно отдать предпочтение какому-либо из них.

На рисунках 5.8 – 5.11 показана форма зондирующих сигналов для уже рассмотренных выше 10 ситуаций условий возбуждения в различных вариантах (временная шкала условная). Условно, данные последовательности трасс можно рассматривать как временные разрезы центровых лучей при наличии единственной отражающей границы. Разрезы дают представление о степени влияния изменчивости формы возбуждаемого сигнала на амплитуду и время, снимаемое с фазы временного разреза.

Как уже было сказано, на рисунке 5.8 показаны зондирующие сигналы при различных глубинах погружения заряда. Времена, снятые с максимального положительного экстремума колебаний (фазы временного разреза), приведены в таблице 5.2.

Таблица 5.2 - Времена зондирующих сигналов, снятые с максимального положительного экстремума колебаний.

Глубина заложения заряда, м.	Время, мс.
0	370
0.5	364
2.5	368

5	372
7.5	369
9.5	369
10	370
10.75	369
15	368
20	369

Среднеквадратическая погрешность определения времени равна 1.94 мс.

На рисунке 5.9 показаны зондирующие сигналы при различных глубинах погружения заряда после нуль–фазовой деконволюции. Времена, снятые с соответствующей фазы временного разреза приведены в таблице 5.3

Таблица 5.3 - Времена зондирующих сигналов, снятые с максимального положительного экстремума колебаний – после нульфазовой деконволюции.

Глубина заложения заряда, м.	Время, мс.
0	369
0.5	365
2.5	369
5	370
7.5	370
9.5	369
10	369
10.75	368
15	368
20	370

Среднеквадратическая погрешность определения времени равна 1.42 мс.

Деконволюция не устраняет фазовых погрешностей, вызванных интерференцией с волнами-спутниками [160].

На рисунке 5.10 показаны возбуждаемые зондирующие сигналы при различных глубинах погружения заряда после преобразования в

автокорреляционную функцию, т.е. после учета формы сигнала. Как видим, после учета формы возбуждаемого зондирующего сигнала, полностью отсутствуют ошибки определения времени преобладающей по амплитуде фазы временного разреза.

На рисунке 5.11 показаны возбуждаемые зондирующие сигналы после преобразования в автокорреляционную функцию и нуль-фазовой деконволюции. Как видим, полностью отсутствуют ошибки определения времени преобладающей по амплитуде фазы временного разреза, и сама основная фаза уверенно выделяется по амплитуде в общем волновом поле.

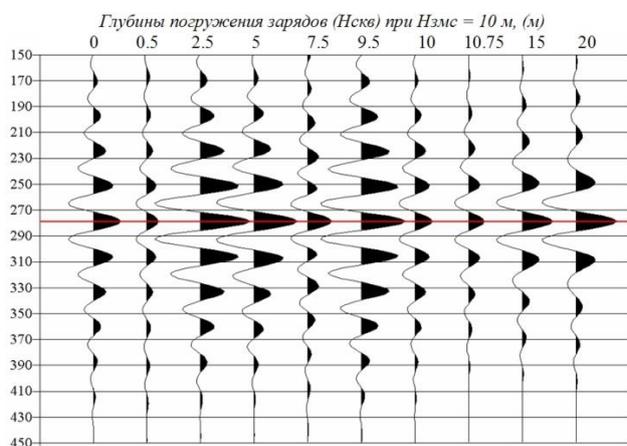


Рисунок 5.10. Зондирующие сигналы при различных соотношениях Нскв. И Нзмс.

После преобразования в функцию автокорреляции (ФАК)

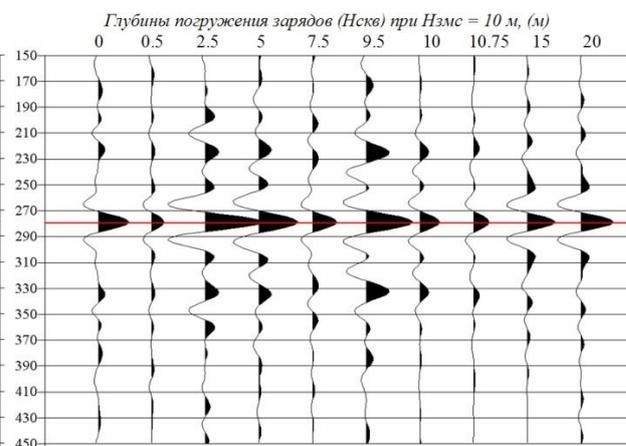


Рисунок 5.11. Зондирующие сигналы при различных соотношениях Нскв. И Нзмс.

После ФАК-преобразования и нуль-фазовой деконволюции

5.2.3. Оценка погрешностей определения глубин, вызванных изменением формы сигнала.

Теперь, опираясь на результаты моделирования, попытаемся ответить на вопрос, к каким погрешностям определения глубин приведет изменение формы сейсмического сигнала. Для этого необходимо выяснить, к каким ошибкам определения эффективных скоростей приведут уже рассмотренные выше искажения времен.

В первом приближении искажения времен годографов отраженных волн, вызванных изменениями формы сейсмического сигнала, можно рассматривать как случайные.

В случае, если времена на годографе искажены некоррелированными случайными погрешностями (вызванными изменениями формы сейсмического сигнала), период (радиус корреляции) которых соизмерим с расстояниями между точками на годографе, среднеквадратическую ошибку в определении скорости можно найти по рассеянию точек на годографе (см. формулу 4.8):

$$\delta_{V_{эф}} = \frac{3}{2} \cdot t_{cp} \cdot V^3 \cdot \delta_t \cdot \frac{\sqrt{10}}{l^2 \cdot \sqrt{2 \cdot k - 1}}$$

здесь δ_t – среднеквадратическая погрешность определения времени;

k – число точек на годографе; l – длина годографа;

t_{cp} – среднее время на годографе; V – эффективная скорость, в нашем случае $V_{огт}$.

Расчет по формуле 4.8 для конкретных сейсмогеологических условий Северо-Часельской площади дает нам следующие оценки $\delta_{V_{эф}}$:

-для уровня горизонта Б при $t_{cp}=2.5$ с, $V_{огт}=3000$ м/с, $l=3000$ м, кратности фланга $k = 15$ и δ_t равной 2.8 мс ошибка определения $V_{огт}$ составит 19.2 м/с;

-для уровня горизонта М при $t_{cp}=1.8$ с, $V_{огт}=2500$ м/с, $l=3000$ м, кратности фланга $k = 15$ и δ_t равной 2.8 мс ошибка определения $V_{огт}$ составит 7.7 м/с.

Теперь, воспользовавшись теорией ошибок, сделаем оценку возможных погрешностей определения глубин горизонтов, для ситуаций, рассмотренных выше.

Разумеется, речь пойдет лишь о той доле среднеквадратической погрешности определения глубин, которая обусловлена изменением формы сигнала, без учета других факторов, таких как ошибки определения альтитуд, глубин заложения заряда, изменчивость верхней части разреза, которые так же вносят свой вклад в снижение точности сейсмоструктурных построений.

Глубина залегания сейсмического горизонта в методе средних скоростей определяется по формуле:

$$H = \frac{1}{2} \cdot V_{\text{cp}} \cdot t_0, \quad (5.9)$$

В соответствии с теорией ошибок среднеквадратическая погрешность оценки глубины (H) определяется выражением:

$$\delta_H = \frac{1}{2} \sqrt{\left(\frac{dH}{dV_{\text{cp}}}\right)^2 \cdot \delta_V^2 + \left(\frac{dH}{dt}\right)^2 \cdot \delta_t^2} \quad (5.10)$$

или:

$$\delta_H = \frac{1}{2} \sqrt{t_0^2 \cdot \delta_V^2 + V_{\text{cp}}^2 \cdot \delta_t^2} \quad (5.11)$$

Для случая, когда времена годографов ОГТ искажены некоррелируемыми фазовыми сдвигами, в результате расчета по формуле 5.11 получим следующие величины среднеквадратических погрешностей определения глубин:

- для горизонта М - $\delta_H = 7.8$ м.
- для горизонта Б - $\delta_H = 24.4$ м.

Даже если полученные оценки погрешностей глубин завышены в 2-4 раза, рассматриваемый фактор оказывает заметное отрицательное влияние на точность окончательных результатов.

Итак, изменение формы сейсмического сигнала вносит существенную дополнительную погрешность в общую величину среднеквадратической погрешности сейсмоструктурных построений, поэтому даже при условии высокоточного учета аномалий верхней части разреза остается реальной вероятностью ошибки при обнаружении малоамплитудных малоразмерных структур, т.е. структур амплитудой 5 – 10 м и площадью 5 – 10 кв. км.

Для достижения высокой точности сейсморазведочных работ в сложных поверхностных условиях необходимо производить учет изменений формы

сейсмического сигнала на основе контроля условий возбуждения волн и изучения зоны малых скоростей.

5.3. Математическое моделирование профиля МОВ-ОГТ с целью оценки искажений, вызванных влиянием волн-спутников возбуждаемого сигнала, и тестирования методики коррекции

Моделирование преследовало цель получить максимально приближенные к реальности оценки искажений, обусловленных волнами-спутниками. Для этого на модельном профиле предусматривалось провести тестирование стандартных приемов обработки, таких как деконволюция, коррекция статических и кинематических поправок, суммирование с получением результативного временного разреза. Кроме того, предусматривалось опробование предполагаемой схемы учета волн-спутников – через ФВК с рассчитанным через модель условий возбуждения оператором фильтра.

Для расчета поля волн-спутников на модельном профиле МОВ-ОГТ использовались модель ЗМС (толщина ЗМС, скорость в ЗМС, скорость в породах, подстилающих ЗМС) и данные о фактических глубинах погружения зарядов, полученные по информации дополнительной системы наблюдения на одном из профилей Северо-Часельской площади (рисунок 5.12).

В качестве модели сигнала использован импульс Пузырева ($f_0 = 33$ Гц). Причины выбора симметричного импульса Пузырева уже оговаривались.

Модель разреза представляет собой совокупность горизонтальных отражающих границ, t_0 и условные амплитуды отраженных волн распределены следующим образом:



Рисунок 5.12. Построенная на основе реальных данных (работы по технологии многоуровневой сейсморазведки на Северо-Часельской площади 1997-1999 гг.) модель условий возбуждения волн

1. $t_{01} = 500$ мс, $A_1 = 1000$ ед.
2. $t_{02} = 1500$ мс, $A_2 = 1000$ ед.
3. $t_{03} = 1960$ мс, $A_3 = 250$ ед.
4. $t_{04} = 1976$ мс, $A_4 = 500$ ед.
5. $t_{05} = 1992$ мс, $A_5 = 1000$ ед.
6. $t_{06} = 2008$ мс, $A_6 = 1000$ ед.
7. $t_{07} = 2024$ мс, $A_7 = 500$ ед.
8. $t_{08} = 2040$ мс, $A_8 = 250$ ед.
9. $t_{09} = 2500$ мс, $A_9 = 1000$ ед.

Границы 3-8 следуют с интервалом 16 мс, что примерно равно полупериоду сигнала, т.е. моделируется тонкослоистый разрез, “симметричный” относительно линии $t_0 = 2000$ мс.

Технология расчета модельных сейсмограмм ОПВ следующая. Получены “пустые” (заполненные нулевыми отсчетами) сейсмограммы, затем 9-и отсчетам каждой трассы присвоены значения согласно модели и произведена свертка с соответствующим оператором фильтра (регистрируемым зондирующим сигналом), рассчитанным на основании модели условий возбуждения (приема), затем выведен априорный скоростной закон и произведен верхний мьютинг по линии $V^*=1700$ м/с. При расчете зондирующего сигнала учитывались волны-спутники по 2-ю кратность включительно, среда полагалась идеально упругой.

Параметры системы наблюдений:

- 48 каналов,
- минимальное удаление 0 м,
- максимальное удаление 2400 м,
- шаг ПВ 100 м,
- шаг ПП 100 м,
- длина профиля по ПВ (ПП) – 46500 км
- кратность – 24 (общая),
- длина записи – 3 с, дискретизация – 2 мс.

На рис.5.13 показаны рассчитанные на основе приведенной выше (рисунок 5.12) реальной модели зарегистрированные от горизонтальной границы $t_{01} = 500$ мс трассы центровых лучей по всему профилю с интервалом выборки по ПВ=300 м. Трассы дают представление об изменчивости формы зондирующих сигналов.

После расчета модельных сейсмограмм проведена обработка данных в двух вариантах – без учета и с учетом изменений формы сигнала, по следующей программе.

Вариант без учета изменений формы сигнала.

1. Нуль-фазовая деконволюция в широком диапазоне частот.

2. Автоматическая коррекция статических и кинематических поправок РАКС по 3-м опорным горизонтам (границы 1,2 и 9). База сглаживания времен – 500 м, база сглаживания скоростей – 1000 м.

3. Суммирование по ОГТ с откорректированными статическими и кинематическими поправками.

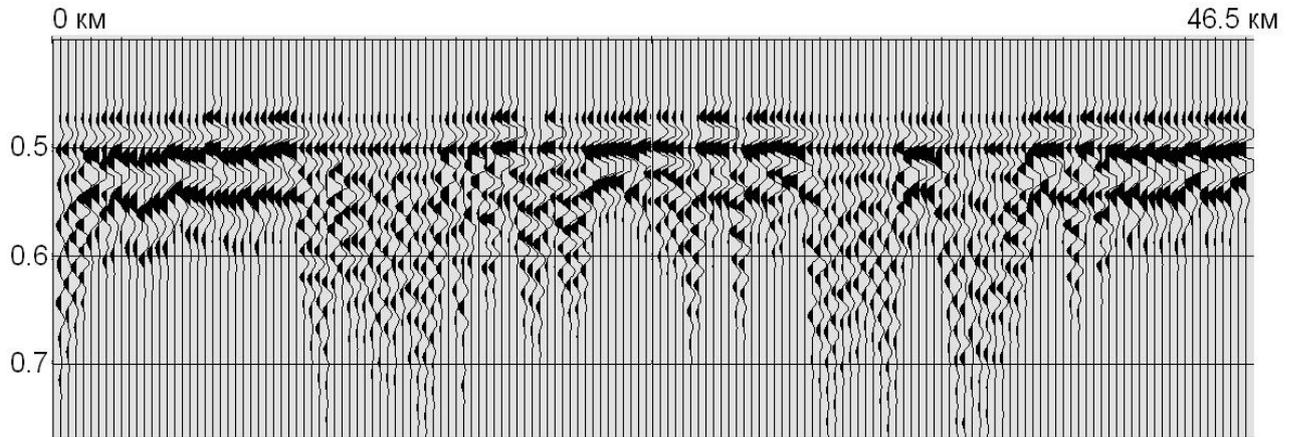


Рисунок 5.13. Разрез зарегистрированных трасс (зондирующих сигналов) центральных лучей при реальных условиях возбуждения для $t_{01} = 500$ мс

4. Статистический анализ погрешности времен, скоростей, глубин по данным коррекции РАКС.

Вариант с учетом изменений формы сигнала.

1. Учет изменений формы сигнала путем расчета ФВК трасс с соответствующими зондирующими сигналами согласно модели условий возбуждения (приема).

Поскольку в реальных условиях при работе со взрывами в скважинах корректная информация о форме возбуждаемого сигнала отсутствует, в качестве модели сигнала для расчета операторов фильтра использован короткий импульс положительной полярности, состоящий из 5 отсчетов - 0, 5000, 8000, 5000, 0 ед.

2. Нуль-фазовая деконволюция в широком диапазоне частот.

3. Автоматическая коррекция статических и кинематических поправок РАКС по 3-м опорным горизонтам (границы 1,2 и 9). База сглаживания времен – 500 м, база сглаживания скоростей – 1000 м.

4. Суммирование по ОГТ с откорректированными статическими и кинематическими поправками.

5. Статистический анализ погрешности времен, скоростей, глубин по данным коррекции РАКС.

На серии рисунков 5.14 – 5.17 в сравнении показаны фрагменты временных разрезов (для 2-х уровней усиления) и графики глубин горизонтов для вариантов обработки без учета и с учетом формы сигнала. Модель условий возбуждения – реальная, получена по данным дополнительной системы наблюдения на одном из профилей Северо-Часельской площади.

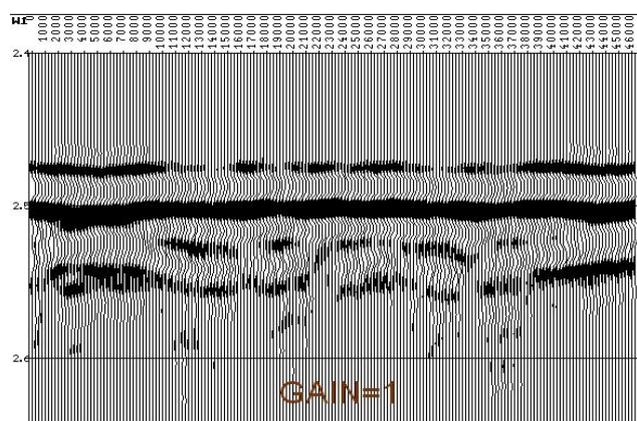


Рисунок 5.14.а. Фрагмент временного разреза МОВ-ОГТ после обработки модельных данных без учета волн-спутников. Модель – горизонтальная отражающая граница (№9)

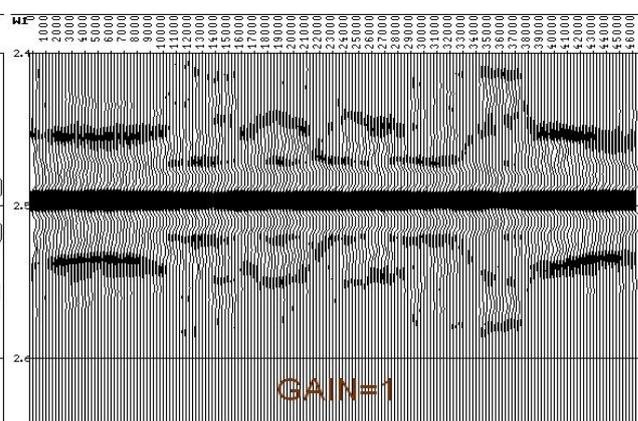


Рисунок 5.14.б. Фрагмент временного разреза МОВ-ОГТ после обработки модельных данных с учетом волн-спутников. Модель – горизонтальная отражающая граница (№9)

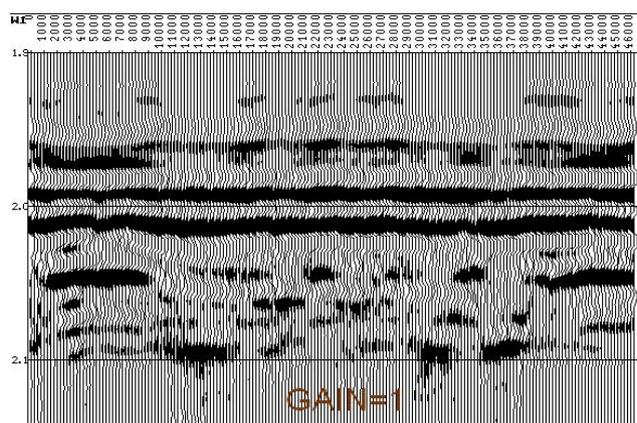


Рисунок 5.15.а. Фрагмент временного разреза МОВ-ОГТ после обработки модельных данных без учета волн-спутников. Модель – тонкослоистый разрез (гр. № 5-6)

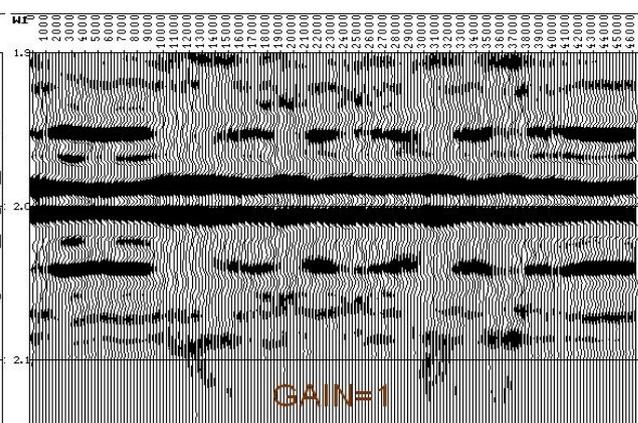


Рисунок 5.15.б. Фрагмент временного разреза МОВ-ОГТ после обработки модельных данных с учетом волн-спутников. Модель – тонкослоистый разрез (гр. № 5-6)

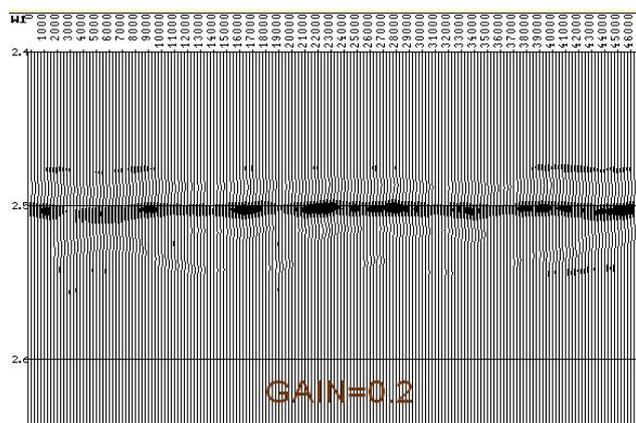


Рисунок 5.16.а. Фрагмент временного разреза МОВ-ОГТ после обработки модельных данных без учета волн-спутников. Модель – горизонтальная отражающая граница (№9)

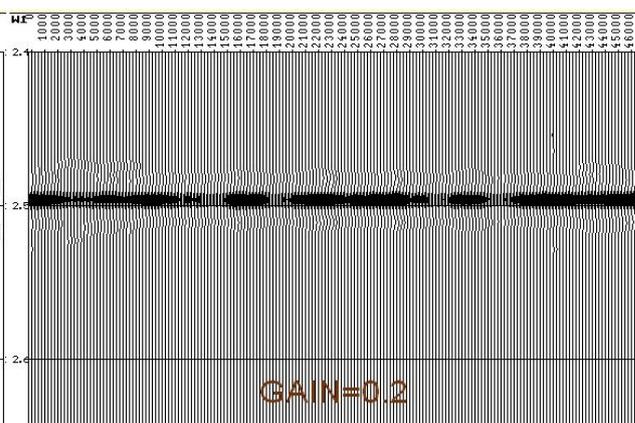


Рисунок 5.16.б. Фрагмент временного разреза МОВ-ОГТ после обработки модельных данных с учетом волн-спутников. Модель – горизонтальная отражающая граница (№9)

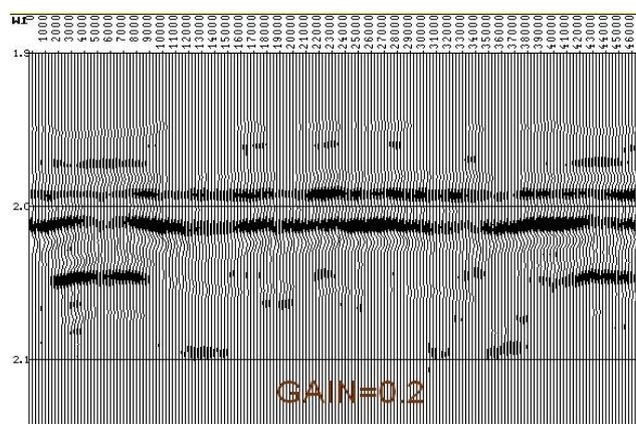


Рисунок 5.17.а. Фрагмент временного разреза МОВ-ОГТ после обработки модельных данных без учета волн-спутников. Модель – тонкослоистый разрез (гр. № 5-6)

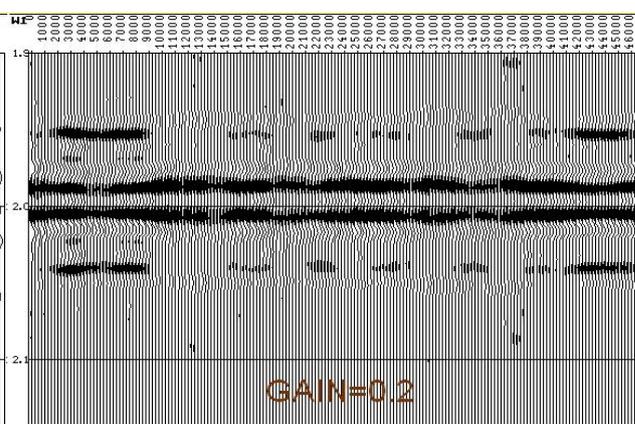


Рисунок 5.17.б. Фрагмент временного разреза МОВ-ОГТ после обработки модельных данных с учетом волн-спутников. Модель – тонкослоистый разрез (гр. № 5-6)

В таблице 5.4 по итогам выполненной обработки модельного профиля приводятся сравнительные результаты статистического анализа разброса сейсмических времен, скоростей, глубин.

Таблица 5.4 - Среднеквадратические погрешности определения сейсмических времен, скоростей и глубин по результатам обработки без учета и с учетом волн-спутников.

Горизонт	Без учета волн-спутников	После учета волн-спутников
----------	--------------------------	----------------------------

	σ_{to} , мс	σ_V , м/с	σ_H , м	σ_{to} , мс	σ_V , м/с	σ_H , м
500 мс	2.03	13.4	4.13	0	2.2	0.85
1500 мс	1.1	5.7	5.05	0	0.46	0.45
2500 мс	1.23	9.3	13.1	0	2.5	3.1

На рисунке 5.18 приведены соответствующие горизонтальной границе № 9 (рисунок 5.14) графики сейсмических глубин $H = t_o * V_{огт} / 2$.



Рисунок 5.18. Графики сейсмических глубин $H = t_o * V_{огт} / 2$ (граница № 9) до и после учета волн-спутников.

Анализируя фрагменты временных разрезов и данные таблицы можно сделать ряд выводов и наблюдений.

1. После учета изменений формы сейсмического сигнала устраняются искажения времен, обусловленные интерференцией с волнами-спутниками.
2. Учет формы сейсмического сигнала значительно минимизирует динамические аномалии, вызванные полем волн-спутников.
3. В условиях тонкослоистого разреза учет формы сигнала способствует уменьшению искажающего влияния вышележащего горизонта с более высоким значением акустической жесткости на сейсмические характеристики (амплитуда, время, когерентность) подстилающих горизонтов.
4. Учет изменений формы сигнала приводит к существенному (4-5 раз) уменьшению ошибок определения эффективных скоростей и глубин, обусловленных искажающим влиянием волн-спутников с малой задержкой.

5.4. Требования к точности параметров модели условий возбуждения волн для корректного учета волн спутников

Как уже было показано выше, для возможности расчета поля волн-спутников возбуждаемого сигнала, т.е. для формирования возбуждаемого (регистрируемого) зондирующего сигнала, необходимо знание в каждой точке возбуждения (приема) двух величин – вертикального времени и времени пробега в ЗМС (при возбуждении на дневной поверхности – только времени пробега в ЗМС). От погрешности определения этих двух величин зависит точность расчета временных сдвигов между сигналом и его волнами-спутниками (точность расчета оператора фильтра).

Поскольку учет формы сигнала реализуется путем расчета функции взаимной корреляции (ФВК) между зондирующим сигналом (оператором фильтра) и зарегистрированным волновым полем, достоверность результативных коррелограмм в широком диапазоне частот может быть обеспечена лишь при достижении требуемой среднеквадратической погрешности определения временных сдвигов между элементами зондирующего сигнала, по отношению к их истинным значениям в исходном волновом поле.

Из теории группирования нам известно, что для однородной группы из 2 элементов на базе b минимальная длина волны полезного сигнала, на которой уровень подавления остается допустимым (-3 Дб или 0.7 от максимума), составляет приблизительно $4 \cdot b$. Это означает, что для сохранения допустимого уровня искажений, временной сдвиг на базе суммирования не должен превышать четверть периода колебаний.

Если обозначенный принцип применить к схеме формирования зондирующего сигнала получится примерно следующее правило: предельная погрешность определения временной задержки между исходным сигналом и его самым “поздним” спутником не должна превышать четверти периода

верхней граничной частоты спектра полезного сигнала на окончательном этапе обработки.

Из теории ошибок нам известно, что для нормального закона распределения предельная погрешность равна 2.5 – 3 среднеквадратической.

Отсюда, для частотного диапазона до 50 Гц предельная погрешность определения временной задержки сигнал – спутник должна быть не более 5 мс, среднеквадратическая – не более 2 мс.

Остается выяснить, какая точность определения параметров ЗМС будет обеспечивать указанную погрешность расчета временных задержек сигнал – спутник.

Рассмотрим самую сложную ситуацию, когда источник находится между двух жестких границ – подошвой ЗМС и дневной поверхностью. Анализируя формулы 5.3 – 5.6 можно сделать вывод, что самый “поздний” из значимых по амплитуде спутников полезного сигнала – это волна 2-й кратности. Амплитуда этой волны составляет примерно 25 % от величины исходного сигнала при величине коэффициента отражения границы ЗМС – подстилающие породы 0.5. Влиянием волн-спутников 3-й кратности на результат расчета ФВК с сигналом послышки можно пренебречь, их амплитуда составляет около 12 % амплитуды исходного сигнала.

Используя теорию ошибок, после несложных преобразований формул 5.3 и 5.4 получим следующие выражения для среднеквадратических погрешностей определения временных задержек волн-спутников 2-й кратности по отношению к полезному сигналу:

для восходящих волн-спутников –

$$\delta_{dt} = 4 \cdot \delta_{t_{\text{ЗМС}}} \quad (5.12)$$

для нисходящих волн-спутников –

$$\delta_{dt} = 2 \cdot \sqrt{\delta_{t_{\text{В}}}^2 + 4 \cdot \delta_{t_{\text{ЗМС}}}^2} \quad (5.13)$$

Здесь:

δ_{dt} – среднеквадратическая погрешность определения временной задержки по отношению к полезному сигналу волны-спутника 2-й кратности (мс);

$\delta_{t_{змс}}$ – среднеквадратическая погрешность определения времени пробега в ЗМС (мс);

$\delta_{t_{в}}$ – среднеквадратическая погрешность определения вертикального времени (мс).

Задавшись допустимой величиной среднеквадратической погрешности определения временной задержки сигнал – спутник, можно оценить требующуюся точность расчета времени пробега в ЗМС. После несложных преобразований формул 5.12 и 5.13 получим следующие выражения для среднеквадратической погрешности определения времени пробега в ЗМС:

для восходящих волн-спутников –

$$\delta_{t_{змс}} = \frac{1}{4} \cdot \delta_{dt} \quad (5.14)$$

для нисходящих волн-спутников –

$$\delta_{t_{змс}} = \sqrt{\frac{1}{16} \cdot \delta_{dt}^2 - \frac{1}{4} \cdot \delta_{t_{в}}^2} \quad (5.15)$$

Например, при шаге квантования 1 мс для обеспечения среднеквадратической погрешности определения временной задержки сигнал – спутник – 2 мс среднеквадратическая погрешность расчета времени пробега в ЗМС не должна превышать 0.5 мс для восходящих волн-спутников и 0.47 мс для нисходящих волн-спутников.

Итак, когда возбуждение сигнала происходит в пределах ЗМС, если пренебречь погрешностью измерения вертикального времени, то требуемая среднеквадратическая погрешность определения времени пробега в ЗМС должна составлять порядка ± 0.5 мс. При этом будет гарантия корректного вычисления временных задержек сигнал-спутник в схеме формирования

возбуждаемого (регистрируемого) зондирующего сигнала по 2-ю кратность включительно в частотном диапазоне до 50 Гц.

Теперь остановимся на более простой, но не менее распространенной ситуации, когда возбуждение сигнала происходит ниже подошвы ЗМС. Здесь значимых по амплитуде волн-спутников два – проходящая волна, отраженная от дневной поверхности, и волна, отраженная от границы ЗМС – подстилающие породы. Точность определения временной задержки сигнал-спутник для волны, отраженной от дневной поверхности оценить просто – поскольку сама задержка равна удвоенному вертикальному времени, среднеквадратическая погрешность ее определения равна удвоенной среднеквадратической погрешности снятия вертикального времени, что при шаге дискретизации 1 мс составляет 0.66... мс при допустимой величине в 2 мс для диапазона частот до 50 Гц. Точность определения временной задержки для волны, отраженной от границы ЗМС – подстилающие породы, можно оценить после несложных преобразований формулы 5.2:

$$\delta_{dt} = 2 \cdot \sqrt{\delta_{t_B}^2 + \delta_{t_{ЗМС}}^2} \quad (5.16)$$

отсюда, $\delta_{t_{ЗМС}}$ будет равно:

$$\delta_{t_{ЗМС}} = \sqrt{\frac{1}{4} \delta_{dt}^2 - \delta_{t_B}^2} \quad (5.17)$$

Для обеспечения допустимой среднеквадратической погрешности определения временной задержки сигнал-спутник 2 мс при шаге дискретизации 1 мс время пробега в ЗМС должно быть рассчитано с среднеквадратической погрешностью (по формуле 5.17) не более 0.94 мс.

Итак, когда возбуждение сигнала происходит ниже подошвы ЗМС, если пренебречь погрешностью измерения вертикального времени, то требуемая среднеквадратическая погрешность определения времени пробега в ЗМС должна составлять порядка 1 мс. При этом будет гарантия корректного вычисления временных задержек сигнал-спутник в схеме формирования

возбуждаемого (регистрируемого) зондирующего сигнала в частотном диапазоне до 50 Гц.

Поскольку при применении дополнительной системы наблюдений с малым шагом пунктов регистрируются головные либо прямые преломленные волны, распространяющиеся в породах, подстилающих ЗМС, время пробега в ЗМС может быть рассчитано по $t_{ог}$ головной или прямой волны – $t_{ог}$ и скоростям в ЗМС и подстилающих породах.

Зная уравнение годографа преломленной волны для двухслойной модели [57], можно записать следующее выражение:

$$t_{ог} = 2 \cdot \frac{H_{ЗМС}}{V_{ЗМС}} \cdot \cos(i) \quad (5.18)$$

здесь $t_{ог}$ – $t_{ог}$ головной или прямой преломленной волны, распространяющейся в породах, подстилающих ЗМС;

$H_{ЗМС}$ – мощность ЗМС;

$V_{ЗМС}$ – скорость в ЗМС;

i – критический угол;

$$\cos(i) = \sqrt{1 - \frac{V_{ЗМС}^2}{V_{п.ЗМС}^2}} \quad (5.19)$$

здесь $V_{п.ЗМС}$ – скорость в породах, подстилающих ЗМС.

При изучении ЗМС методом преломленных волн $V_{п.ЗМС}$ соответствует граничной скорости преломленной волны, распространяющейся в подстилающем ЗМС слое, т.е. $V_{гр}$.

Учитывая, что:

$$\frac{H_{ЗМС}}{V_{ЗМС}} = t_{ЗМС} \quad (5.20)$$

после подстановок 5.19 и 5.20 в 5.18 и преобразований получим:

$$t_{ЗМС} = \frac{1}{2} \cdot \frac{t_{ог} \cdot V_{гр}}{\sqrt{V_{гр}^2 - V_{ЗМС}^2}} \quad (5.21)$$

или

$$t_{\text{ЗМС}} = \frac{1}{2} \cdot \frac{t_{\text{ог}}}{\sqrt{1-\alpha^2}} \quad (5.22)$$

где $\alpha = V_{\text{ЗМС}}/V_{\text{Гр}}$.

Путем анализа данных о $V_{\text{ЗМС}}$ и $V_{\text{Гр}}$ на уже упомянутой Северо-Часельской площади и многих других площадях, было установлено, что величина $\sqrt{1-\alpha^2}$ меняется в достаточно узких пределах, порядка 0.93 – 0.97, а это означает, что в реальных поверхностных условиях время пробега в ЗМС составляет $(0.51 - 0.53) \cdot t_{\text{ог}}$, в среднем $0.52 \cdot t_{\text{ог}}$, отсюда:

$$\delta_{t_{\text{ЗМС}}} = 0.52 \cdot \delta_{t_{\text{ог}}} \quad (5.23)$$

Итак, допустимая среднеквадратическая погрешность определения $t_{\text{ог}}$ может быть почти в два раза больше, чем допустимая среднеквадратическая погрешность расчета времени пробега в ЗМС.

Так, в диапазоне частот до 50 Гц, если для ситуации возбуждения в пределах ЗМС $\delta_{t_{\text{ЗМС}}} = 0.5$ мс, то $\delta_{t_{\text{ог}}} = 1$ мс, если для ситуации возбуждения под ЗМС $\delta_{t_{\text{ЗМС}}} = 1$ мс, то $\delta_{t_{\text{ог}}} = 2$ мс.

Факторы, определяющие $\delta_{t_{\text{ог}}}$ уже были подробно рассмотрены в п.4.2.

С учетом упомянутых факторов, при изучении ЗМС методом преломленных волн, для возможности корректного учета волн-спутников в широком частотном диапазоне (до 60-70 Гц минимум), необходимо с высокой точностью знать такой параметр, как скорость головной (прямой преломленной) волны, распространяющейся в породах, подстилающих ЗМС.

Поэтому особое внимание необходимо уделить методике полевых работ и технологии обработки данных, должных обеспечить необходимую точность определения $V_{\text{Г}}$.

5.5. О применимости модели центрального луча при расчете зондирующего сигнала

Ранее при рассмотрении схем формирования волн-спутников при различных условиях возбуждения (см. формулы 5.9 – 5.4) все расчеты были произведены для центрального луча, т.е. для нулевого удаления взрыв-прибор. Однако в реальных условиях глубинные горизонты наблюдаются в широком диапазоне удалений, при этом оптимальное максимальное удаление (L_{\max}) для прослеживания того или иного горизонта можно оценить по эмпирическим зависимостям, предложенным Шерифом и Гелдарттом [187, 188]:

$$L_{\max} = (0.95 - 1.15) \cdot H \quad (5.24)$$

где H – глубина до рассматриваемого горизонта.

Можно выделить два основных фактора, искажающих схему формирования зондирующего сигнала.

Первый фактор – увеличение при прохождении ЗМС углов падения-отражения волн-спутников, распространяющихся в тех же направлениях, что и однократно-отраженные волны, наблюдаемые на определенном удалении. При этом имеет место увеличение временных сдвигов между элементами зондирующей посылки.

Для количественной оценки степени изменения временных сдвигов, необходимо оценить максимальные величины углов падения-отражения при прохождении ЗМС кратно-отраженными спутниками однократно-отраженных волн для различных глубинных горизонтов, при соответствующих оптимальных максимальных удалениях взрыв-прибор.

Для расчета используем следующую модель: слой ЗМС с постоянной скоростью 500 м/с перекрывает непрерывную среду с вертикальным градиентом скорости, возбуждение сигнала происходит в ЗМС. Для условий Северо-Часельской площади в интервале глубин 0 – 3500 м зависимость скорости от глубины $V(h)$ близка к линейной, т.е. описывается функцией:

$$V(h) = V_0 \cdot (1 + b \cdot h) \quad (5.25)$$

где V_0 – начальная скорость, b – декремент.

В нашем случае $V_0 = 1700$ м/с, $b = 0.0001705$.

Уравнение луча для линейного закона изменения скорости с глубиной имеет вид [91]:

$$X(h, \alpha_0) = \frac{1}{b} \cdot \operatorname{ctg} \alpha_0 - \frac{1}{b \cdot \sin \alpha_0} \cdot \sqrt{1 - (1 + b \cdot h)^2 \cdot \sin^2 \alpha_0} \quad (5.26)$$

Здесь $x(h, \alpha_0)$ – зависимость $\frac{1}{2}$ удаления взрыв-прибор от глубины проникновения луча (h) и начального угла (α_0) между лучом и нормалью на выходе из слоя ЗМС (это угол преломления луча при прохождении границы ЗМС – подстилающие породы).

Пользуясь вышеприведенной формулой, можно задавшись определенным диапазоном изменения углов падения – отражения в ЗМС и рассчитав соответствующие углы прохождения границы ЗМС – подстилающие породы (α_0), для заданных глубин горизонтов определить соответствующие углам α_0 удаления выхода отраженных волн. Расчет произведем для примерных глубин залегания горизонтов Г, М и Б, характерных для Северо-Часельской площади. Для удобства восприятия представим результаты расчетов в виде таблицы.

Таблица 5.5 - Результаты расчета удаления выхода отраженной волны в зависимости от углов падения/отражения в ЗМС и подстилающих породах.

Угол падения (отражения) в ЗМС (град.)	Угол преломления для границы ЗМС-подстил. Породы. (град.)	Удаление выхода отраженной волны для глубины горизонта 1200 м (м) (горизонт Г)	Удаление выхода отраженной волны для глубины горизонта 2000 м (м) (горизонт М)	Удаление выхода отраженной волны для глубины горизонта 3400 м (м) (горизонт Б)
2	6.8	316	560	1052
4	13.7	650	1156	2188

6	20.8	1022	1834	3534
8	28.2	1468	2674	5358
10	36.2	2070	3902	8878

Анализируя полученные результаты можно сделать вывод, что наблюдение отраженных волн (и волн-спутников) на оптимальных для их прослеживания максимальных удалениях взрыв-прибор имеет место при углах падения-отражения в ЗМС порядка 6-8 градусов и углах преломления на границе ЗМС – подстилающие породы 21-28 градусов.

Теперь, пользуясь простейшими геометрическими соотношениями, можно оценить степень изменения временных задержек сигнал-спутник по формуле:

$$dt_{иск.} = \frac{dt_{ист.}}{\cos(i)} \quad (5.27)$$

здесь $dt_{иск.}$ – временная задержка сигнал-спутник при угле падения-отражения в равном I ;

$dt_{ист.}$ – временная задержка сигнал-спутник при угле падения-отражения равном нулю ($I = 0$).

Например, при если при возбуждении в ЗМС временная задержка для нисходящей волны-спутника 2-й кратности (см. формулу 5.3) для центрального луча равна 200 мс (что соответствует мощности ЗМС 25 м при скорости 500 м/с), то предельная погрешность определения задержки сигнал-спутник для угла падения-отражения в ЗМС 8 градусов составит 1.96 мс, а для средней мощности ЗМС 10 м, характерной для Северо-Часельской площади, при той же скорости в ЗМС, она не превысит 0.8 мс, что гораздо меньше допустимой предельной погрешности, равной 5 мс для диапазона частот до 50 Гц.

При возбуждении сейсмического сигнала под ЗМС (см. формулу 5.2) основная погрешность определения временной задержки будет возникать за счет увеличения времени пробега волны от источника до подошвы ЗМС при увеличении угла падения-отражения для границы подстилающие породы – ЗМС, равного углу преломления на границе ЗМС – подстилающие породы.

Например, при проектной глубине погружения заряда 16 м, средней мощности ЗМС 10 м и скорости в породах, подстилающих ЗМС, 1700 м/с, предельная погрешность определения временной задержки для волны-спутника, отраженной от подошвы ЗМС, для максимального начального угла (α_0) равного 28 градусам составит 0.93 мс.

Таким образом, увеличение углов отражения – преломления на границе ЗМС - подстилающие породы, при распространении волн-спутников в направлении глубинных горизонтов, не оказывает существенного искажающего влияния на временные задержки в схеме формирования зондирующего сигнала. Предельная погрешность определения временных сдвигов примерно в 3 - 5 раз меньше допустимой погрешности в диапазоне частот до 50 Гц.

Второй фактор, искажающий временные сдвиги в схеме формирования зондирующего сигнала - это изменение приращения времени между годографами отраженной (сигнал) и кратно-отраженной (спутник) волны при увеличении удаления взрыв-прибор.

Для количественной оценки указанных искажений можно воспользуемся известной формулой для расчета кинематических поправок [172]:

$$dt_k = \frac{L^2}{2 \cdot t_0 \cdot V_{огт}^2} \quad (5.28)$$

Здесь:

dt_k - кинематическая поправка, с,

L - удаление, для которого рассчитывается кинематическая поправка, м,

$t_0 - t_0$ годографа ОГТ, с,

$V_{огт}$ - эффективная скорость, определенная по годографу ОГТ.

Принцип определения скорости, соответствующей волне-спутнику полезного сигнала, уже был рассмотрен в п.5.1.

Произведем оценку искажений временных задержек сигнал-спутник изначально (для центрального луча) равных 50, 100 и 150 мс, в диапазоне удалений 0 - 3000 м, для времен, соответствующих опорным сейсмическим

горизонтом Г, М и Б на Северо-Часельской площади. Для удобства восприятия представим результаты расчетов в виде таблицы.

Таблица 5.6 - Временные задержки сигнал-спутник в интервале удалений 0 - 3000 м.

Удаление ПВ-ПП, м	Горизонт Г, to = 1.2 с.			Горизонт М, to = 1.7 с.			Горизонт Б, to = 2.5 с.		
	Временная задержка сигнал-спутник (мс)								
0	50	100	150	50	100	150	50	100	150
250	49.9	99.8	149.7	50	100	150	50	100	150
500	49.6	99.3	149.0	49.9	99.9	149.9	50	100	150
750	49.1	98.4	147.7	49.9	99.8	149.7	50	100	150.1
1000	48.5	97.1	145.9	49.8	99.6	149.5	50	100.1	150.1
1250	47.6	95.5	143.6	49.6	99.4	149.2	50	100.1	150.2
1500	46.6	93.5	140.8	49.5	99.1	148.8	50.1	100.1	150.3
1750	45.3	91.2	137.5	49.3	98.8	148.4	50.1	100.2	150.4
2000	43.9	88.5	133.7	49.1	98.4	147.9	50.1	100.3	150.5
2250	42.2	85.4	129.4	48.8	98	147.3	50.1	100.3	150.6
2500	40.4	82	124.6	48.6	97.5	146.7	50.2	100.4	150.7
2750	38.4	78.2	119.2	48.3	97	146	50.2	100.5	150.9
3000	36.2	74.1	113.4	48	96.4	145.3	50.2	100.6	151

Как видим, для сейсмических горизонтов М и Б в близком к оптимальному (см. формулу 5.24) диапазоне удалений наблюдается незначительный уровень предельных искажений временных задержек сигнал-спутник: порядка 1-2 мс против предельных 5 мс для частотного диапазона до 50 Гц, что в 2.5 - 5 раз меньше допустимого уровня искажений. Для относительно неглубокого сейсмического горизонта Г уровень предельных искажений временных сдвигов на оптимальном для прослеживания горизонта удалении близок к максимально допустимому.

Итак, для сейсмических горизонтов, залегающих на глубине порядка 2000 и более метров, искажениями временных задержек в схеме формирования зондирующего сигнала (при увеличении удалений взрыв-прибор до значений,

оптимальных для прослеживания этих горизонтов) можно пренебречь, из-за их незначительной величины по сравнению с допустимой погрешностью.

Для относительно неглубоких (менее 1500 м) сейсмических горизонтов целесообразно ограничить (например, путем задания соответствующего мьютинга) диапазон прослеживания волн величиной 0.65 - 0.75 от глубины соответствующего горизонта.

В целом, подход к формированию зондирующего сигнала, принятый для центрального луча, применим к реальному волновому полю.

5.6. Об ограничениях модели идеально-упругой среды при расчете зондирующего сигнала

Ранее все расчеты амплитуд волн-спутников (см. формулы 5.5, 5.6) производились для идеально-упругой среды, т.е. без учета поглощения. Однако в реальных средах имеет место частотно-зависимое поглощение, т.е. убывание амплитуды волны при увеличении пробега в среде, причем высокочастотные компоненты амплитудного спектра убывают быстрее. Это в первую очередь касается ЗМС, т.к. поглощающие свойства этого слоя на порядок выше, чем в подстилающих породах [37].

Для количественной оценки частотно-зависимого поглощения в схеме расчета амплитуд волн-спутников (см. формулы 5.5 и 5.6), воспользуемся эмпирическими данными о коэффициенте поглощения в ЗМС, приведенными в упомянутой в предисловии к настоящей главе работе Гамбурцева А.Г. и др. [117], согласно которым:

$$\alpha = 0.223 \cdot 10^{-5} \cdot f^{2.4} \cdot m^{-1}$$

На рисунке 5.19 приведены амплитудные характеристики сейсмических волн для частот 20, 30, 40, и 50 Гц. при изменении пути пробега в ЗМС (R) от 0 до 100 м.

Как видим, в поглощающей среде возникает тенденция уменьшения амплитуды волны-спутника относительно рассчитанного для идеально упругой

среды значения, при этом погрешность возрастает по мере увеличения частоты и пути пробега в ЗМС.

Графики позволяют количественно оценить данную погрешность по соотношению амплитуд исходного сигнала и волны-спутника (при фиксированной частоте) по разности пути пробега в ЗМС.

Рассмотрим характерный пример.

Взрыв произошел на глубине 8 м, толщина ЗМС – 10 м, коэффициент отражения на подошве ЗМС равен 0.6.

В этом случае, для 3-х основных спутников сигнала (волны, отраженной от дневной поверхности, “нисходящей” 1-й кратности и “восходящей” 1-й кратности) разности пути пробега в ЗМС (R) составят 16, 20 и 36 м.

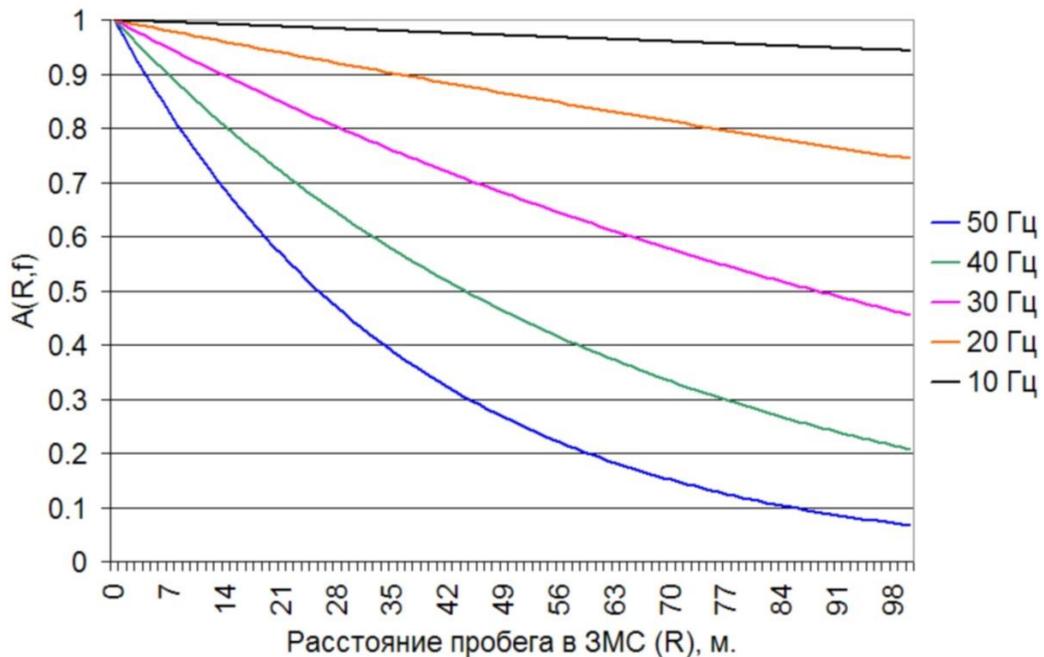


Рисунок 5.19. Амплитудные характеристики сейсмических волн с учетом поглощения в ЗМС

В идеально-упругой среде отношения амплитуд сигнал/спутник независимы от частоты и пути пробега, и для 3-х упомянутых волн будут, соответственно, равны -1, -0.6 и 0.6 (см. формулы 5.5, 5.6).

В поглощающей среде необходимо учесть значение амплитудной характеристики $A(R, f)$ (см. рисунок 5.19) для конкретных значений пути пробега R (16, 20 и 36 м) и частоты f (10-50 Гц).

Итак, для 10 Гц - $A(R, f) = 0.99, 0.98, 0.97$;

для 20 Гц - $A(R, f) = 0.96, 0.94, 0.90$;

для 30 Гц - $A(R, f) = 0.88, 0.86, 0.76$;

для 40 Гц - $A(R, f) = 0.78, 0.74, 0.57$;

для 50 Гц - $A(R, f) = 0.66, 0.60, 0.38$.

Как видим, при мощности ЗМС 10 м в среднечастотном (0-40 Гц) диапазоне для волн-спутников 1-й кратности обусловленное поглощением убывание амплитуды относительно исходного сигнала, в целом, не превышает -3 Дб (примерно 0.7 от исходного уровня), что, исходя из теории интерференционных систем, можно считать допустимым.

Однако, для учета волн-спутников без ограничения кратности, толщины ЗМС, верхней граничной частоты, следует использовать более совершенную схему обработки “идеального” зондирующего сигнала в пункте возбуждения (приема), основанную на применении дополнительных переменных во времени фильтров, учитывающих изменение частотной характеристики за счет поглощения в ЗМС.

В любом случае, зондирующий сигнал, рассчитанный по модели идеально упругой среды, является первым приближением к реальности, особенно когда ЗМС находится в промерзшем состоянии или отсутствует достоверная информация о коэффициенте поглощения.

5.7. Результаты экспериментальной обработки данных с учетом волн-спутников возбуждаемого сигнала по технологии многоуровневой сейсморазведки

Местоположение Ныдинской площади, на которой была проведена экспериментальная обработка – Западно-Тазовский район Тазовской области Северной геокриологической зоны. Породы, подстилающие ЗМС здесь находятся, в основном, в мерзлом состоянии. Среднее (по всей площади) значение граничной скорости головной (прямой преломленной) волны, распространяющейся в породах, подстилающих ЗМС – 3041 м/с (разброс 637 м/с), среднее значение скорости в ЗМС – 1436 м/с (200 м/с), толщины ЗМС – 8 м (3.8 м), глубины погружения заряда – 10.5 м (2.9 м) вертикального времени – 6.5 мс (2.3 мс).

Всего по технологии многоуровневой сейсморазведки было отработано 400 пог. км. (21 профиль). Обработывающая система – SDS-PC.

На данной площади для изучения ЗМС и контроля условий возбуждения использовалась 36-канальная буксируемая сейсмическая коса длиной 144 метра, что при расстоянии между ПВ 50 м обеспечивало непрерывное однократное прослеживание головной (прямой преломленной) волны по системе нагоняющих годографов.

Эксперимент включал в себя несколько этапов.

1. Определение параметров модели условий возбуждения (вертикального времени, времени пробега в ЗМС, скорости в ЗМС и подстилающих породах).
2. Преобразование полевых сейсмограмм ОПВ путем расчета ФВК с зондирующим сигналом, рассчитанным через модель условий возбуждения в ПВ и ПП.
3. Коррекция статических и кинематических поправок, получение результативных временных разрезов.

4. Корреляция волн, формирование базы данных времен и эффективных скоростей.
5. Картопостроение, анализ невязок скоростей и расхождений с данными бурения.

Для корректности сравнения с данными без учета волн-спутников, все параметры обрабатывающих процедур (мьютинга, нормирования, фильтрации, коррекции PAKS и др.) и картопостроения - были приняты строго идентичными.

Определение параметров модели условий возбуждения волн проводилось в полном соответствии с технологией обработки данных, изложенной в пункте 4.1 настоящей главы.

На рисунке 5.20 приведен пример такой модели по одному из профилей, включающей вертикальное время (t_v), время пробега в ЗМС ($t_{змс}$), скорость в ЗМС ($V_{змс}$) и подстилающих породах ($V_{п.змс}$).

Преобразование полевых сейсмограмм путем расчета ФВК с моделью зондирующего сигнала производилось с помощью разработанной автором специализированной программы (FORMA), адаптированной в систему SDS-PC.

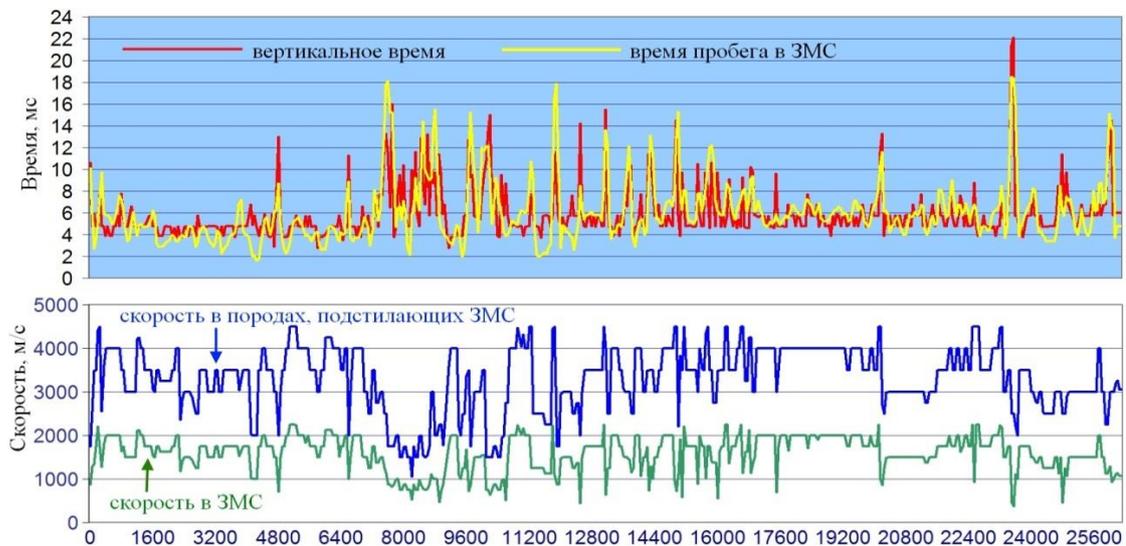


Рисунок 5.20. Модель условий возбуждения волн, пр.18

Алгоритм программы следующий: на основании пикета ПВ и ПП поступающей в обработку трассы, по подготовленной в специальном файле

информации о t_v , $t_{змс}$, $V_{змс}$, $V_{п.змс}$ - рассчитывается модель зондирующего сигнала в пункте возбуждения, а затем его реализация в пункте приема. Фактически, для каждой трассы рассчитывается свой оператор фильтра, с которым затем определяется ФВК. Расчет производится для центрального луча в допущении горизонтальности дневной поверхности и подошвы ЗМС в зоне возбуждения (приема), без учета поглощения.

Коррекция статических и кинематических поправок производилась с использованием такой известной программы, как PAKS (Куликов В.Н.). Предварительно были введены статические поправки за рельеф и ЗМС. В результате были получены окончательные временные разрезы, оценки времен и эффективных скоростей по опорным сейсмическим горизонтам.

На рисунке 5.21.а, б показаны фрагменты временных разрезов до (а) и после учета (б) волн-спутников по одному из профилей, модель условий возбуждения которого изображена на рисунке 5.20.

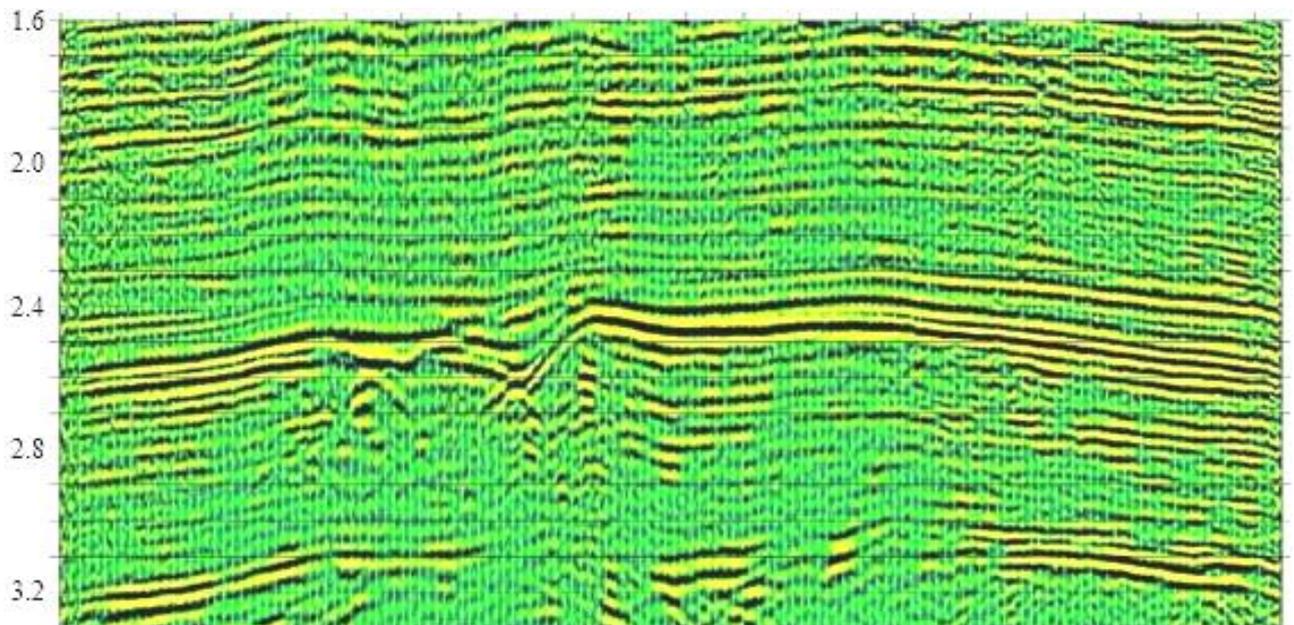


Рисунок 5.21.а. Временной разрез до учета волн-спутников, пр.18

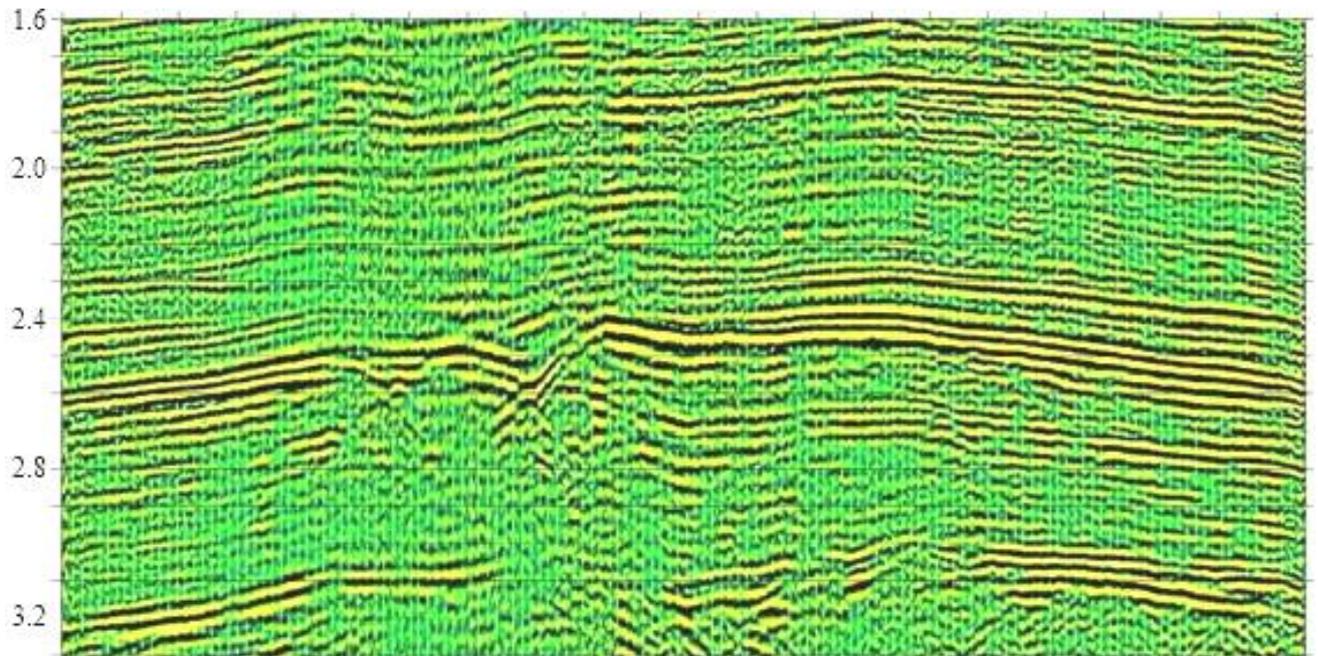


Рисунок 5.21.б. Временной разрез после учета волн-спутников, пр.18

На серии рисунков 5.22 – 5.24.а, б приведены временные разрезы, полученные с учетом (а) и без учета волн-спутников (б), т.е. после завершения 3 этапа эксперимента. Деконволюция не применялась, т.к. необходимо было оценить эффект фильтра, учитывающего влияние волн-спутников на форму сигнала. Красными рамками выделены соответствующие фрагменты, на которых эффект от коррекции формы сигнала, по нашему мнению, проявился особенно четко.

В целом учет волн-спутников привел к заметной регуляризации формы сейсмической записи, и, по данным частотно-энергетического анализа, к 25-40 процентному повышению отношения сигнал/помеха при незначительном (на 2-3 %) снижении разрешающей способности.

По результатам анализа невязок $V_{огт}$ на пересечениях профилей были получены следующие оценки.

Разброс невязок $V_{огт}$ по горизонту С составила 18.4 м/с до учета волн-спутников и 17.6 м/с после учета волн-спутников.

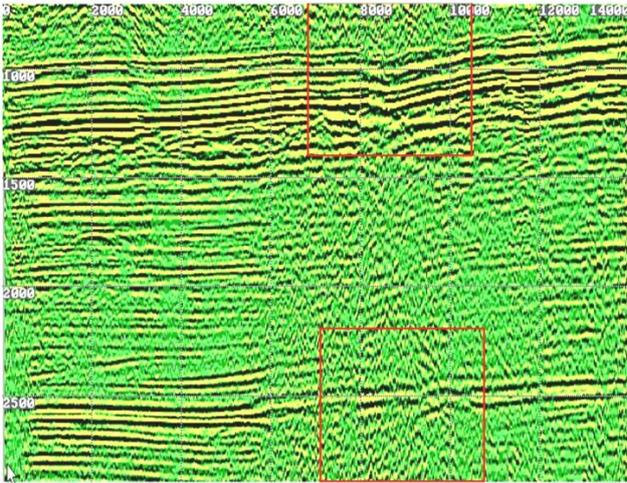


Рисунок 5.22.а. Временной разрез без учета волн-спутников. Пр. 2

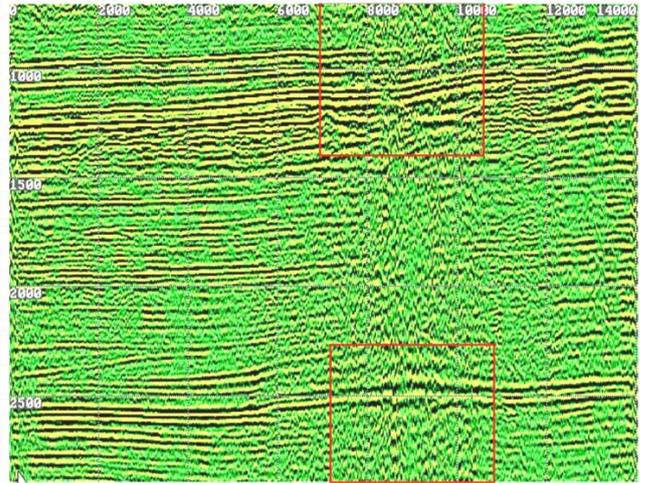


Рисунок 5.22.б. Временной разрез с учетом волн-спутников. Пр. 2

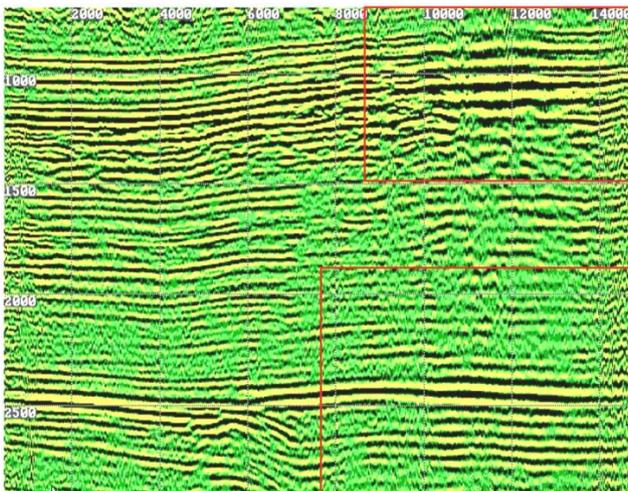


Рисунок 5.23.а. Временной разрез без учета волн-спутников. Пр. 7

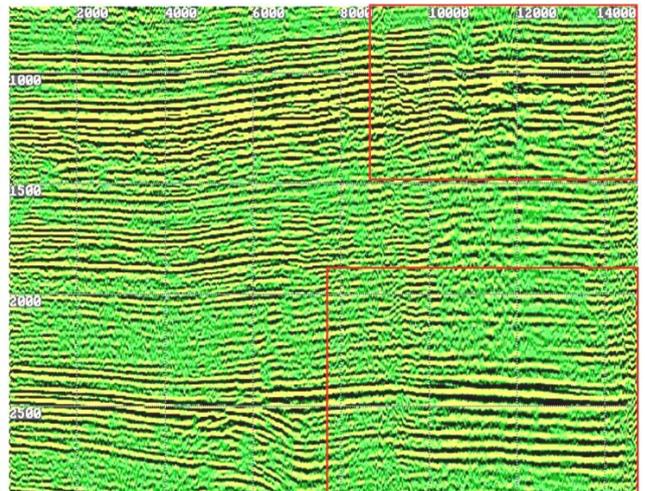


Рисунок 5.23.б. Временной разрез с учетом волн-спутников. Пр. 7

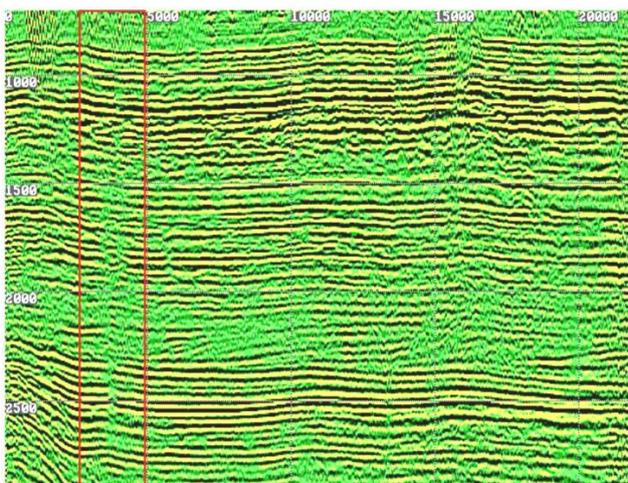


Рисунок 5.24.а. Временной разрез без учета волн-спутников. Пр. 13

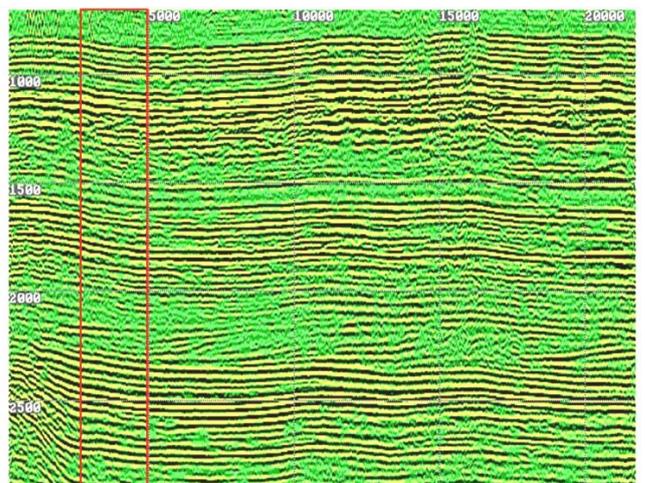


Рисунок 5.24.б. Временной разрез с учетом волн-спутников. Пр. 13

Разброс невязок $V_{огт}$ по горизонту Б составил 52.4 м/с до учета волн-спутников и 35.6 м/с после учета волн-спутников.

Заметное уменьшение невязок по глубокому опорному горизонту Б является свидетельством повышения точности определения скоростей за счет учета влияния волн-спутников по данным многоуровневой сейсморазведки.

Кроме того, отмечено уменьшение невязки с данными бурения (с 9.2 до 7.2 м по данным 13 скважин) структурной карты по горизонту С, по сравнению с аналогичной картой, построенной без учета волн-спутников (см. рисунок 5.25.а, б). Структурные карты получены путем соответствующего пересчета $t_{огт}$ и $V_{огт}$ с последующим осреднением глубин в плане (база 3000 м) и увязкой с данными бурения.

Разность карт (рисунок 5.25.в) характеризует прогнозную погрешность структурного плана по горизонту С вследствие неучета волн-спутников.

Как видим, предельные ошибки достигают ± 8 м, что имеет существенное значение как для достоверной оценки запасов, так и для поиска малоамплитудных объектов.

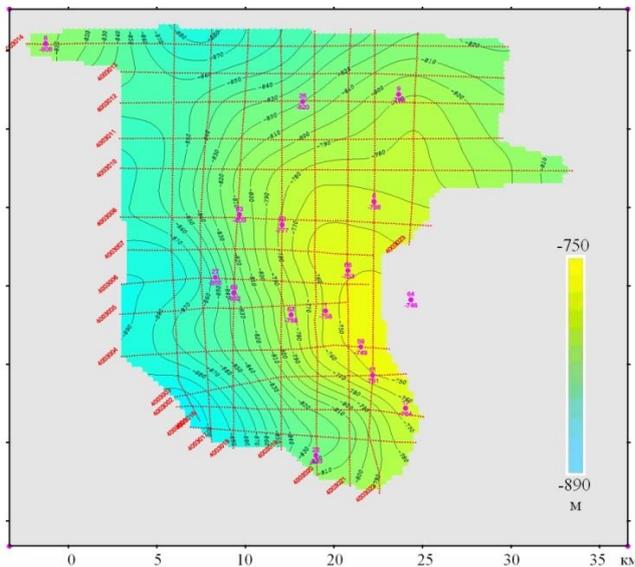


Рисунок 5.25.а. Карта осредненных на базе 3000 м сейсмических глубин $H=t_{огт} \cdot V_{огт}/2$ по горизонту С до учета волн-спутников.
 $S=9,2$ м (13 скв.)

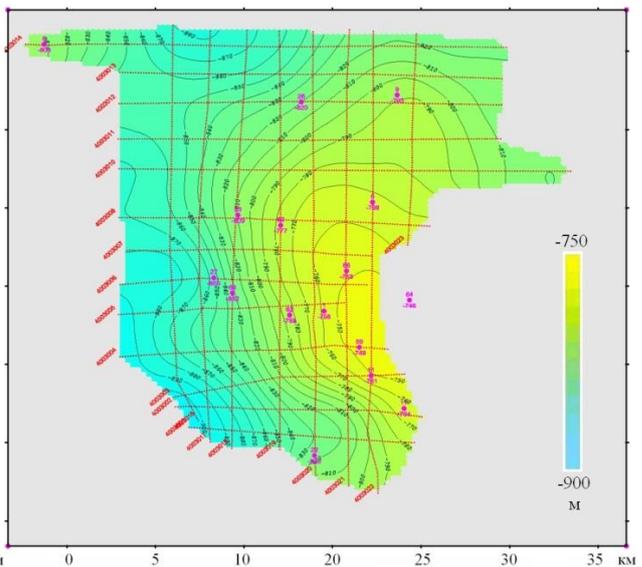


Рисунок 5.25.б. Карта осредненных на базе 3000 м сейсмических глубин $H=t_{огт} \cdot V_{огт}/2$ по горизонту С после учета волн-спутников.
 $S=7,2$ м (13 скв.)

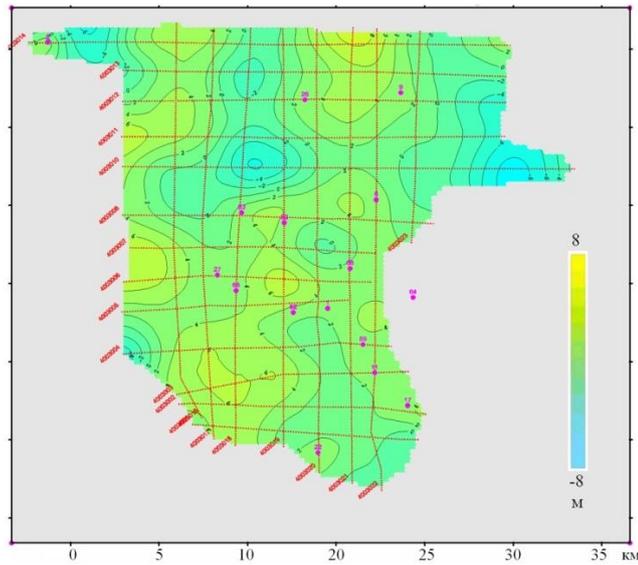


Рисунок 5.25.в. Карта разности сейсмических глубин.

Композиционные глубинные разрезы и разрезы интервальных скоростей до и после учета волн-спутников показаны на рисунке 5.26.

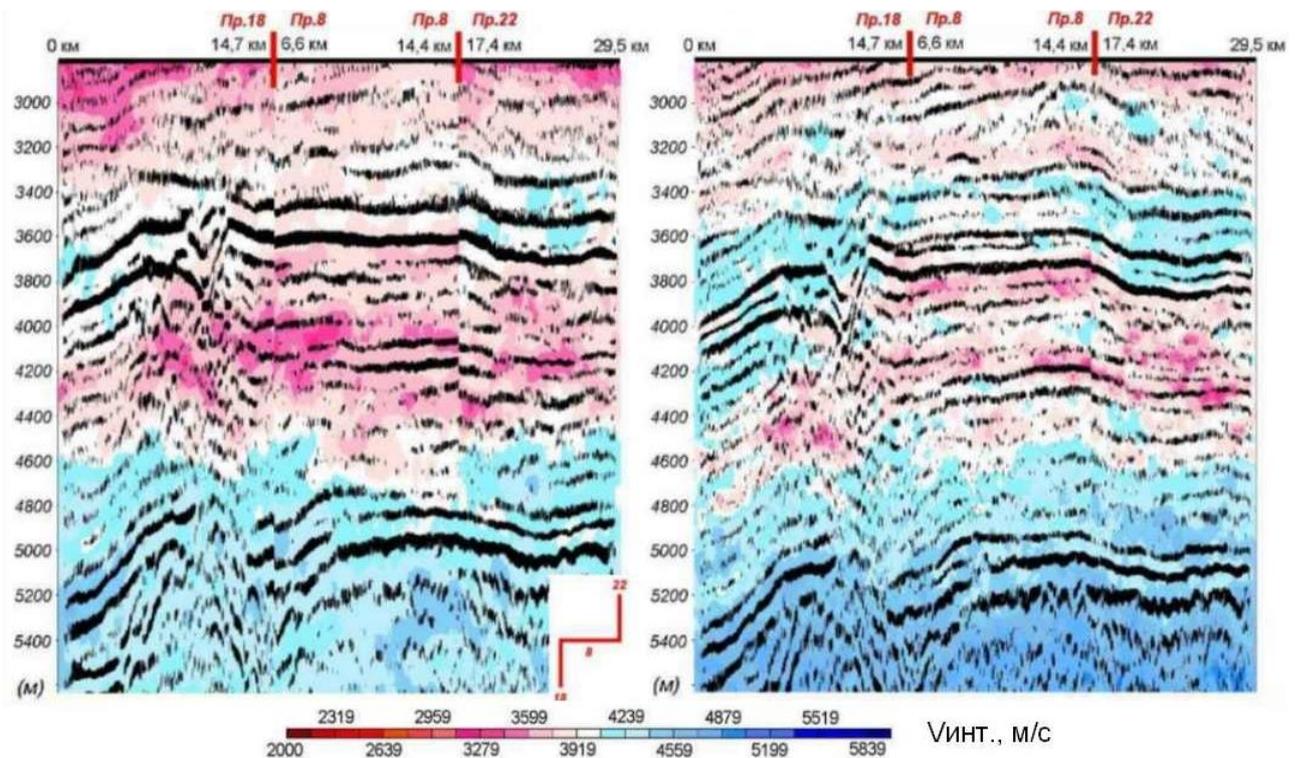


Рисунок 5.26. Композиционные глубинные разрезы и разрезы интервальных скоростей до (слева) и после (справа) учета волн-спутников

Таким образом, в ходе эксперимента на реальном полевом материале, получено практическое подтверждение возможности корректного решения проблемы волн-спутников в рамках технологии многоуровневой сейсморазведки, показано существенное влияние волн-спутников на точность и однозначность получаемых результатов.

6. РАЗВИТИЕ ТЕХНОЛОГИИ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕЙ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ МОВ-ОГТ

6.1. Частотная зависимость систем накопления сигналов

Метод накопления широко используется в сейсморазведке во всех системах наблюдений, предусматривающих суммирование сигналов. Сюда относятся группирование приемников и источников, система накопления в невзрывной сейсморазведке, разного рода системы многократного прослеживания (МОВ-ОГТ, МПВ-ОГП, параметрическая развертка отображения).

По разным причинам, таким, как неточность срабатывания источников, неполный учет искажающего действия ЗМС, погрешность поправок за влияние скоростных неоднородностей ВЧР, дискретность сейсмических наблюдений по горизонтали-вертикали, практически невозможно добиться абсолютного совмещения суммируемых сигналов, представляющих объект изучения.

Неточности синхронизации снижают эффективность накапливания, поэтому возникает обоснованный вопрос о допустимых пределах отклонений, определяемых техническими требованиями к результатам работ. Теоретические основы, пригодные проведения подобного исследования, разработаны в теории интерференционного приема.

Практические аспекты данной проблемы подробно рассмотрены в диссертационной работе Бевзенко Ю.П. [21].

В частности, для оценки эффективности реальных накапливающих систем упомянутым исследователем было введено понятие частотного коэффициента полезного действия (КПД).

КПД определялось как отношение (выраженное в процентах) количества (n) накоплений идеальной системы к количеству (m) накоплений реальной системы, при которых на выходах обеих систем получается одинаковое

соотношение сигнал/шум ($\delta_n = \delta_m$) при одинаковых средних отношениях сигнал/шум на их входах (δ_0).

$$\eta = \frac{n}{m} * 100\% , \quad (6.1)$$

Используя формулы частотных характеристик конкретных типов распределения отклонений, частотный КПД накапливающей системы определяется следующим образом [21].

Для предельных отклонений:

$$\eta = \cos^2 \frac{\omega t}{2} * 100\% , \quad (6.2)$$

Для прямоугольного распределения отклонений:

$$\eta = \left[\frac{\sin \frac{\omega t}{2}}{\frac{\omega t}{2}} \right]^2 * 100\% , \quad (6.3)$$

Для треугольного распределения отклонений:

$$\eta = \left[\frac{1 - \cos \frac{\omega t}{2}}{\frac{1}{2} \left(\frac{\omega t}{2} \right)^2} \right]^2 * 100\% , \quad (6.4)$$

В таблице 6.1 представлены значения η для частотного диапазона, который считается информативным в нефтяной сейсморазведке на современном этапе при равномерном отклонении суммируемых элементов.

Таблица 6.1- КПД накопления в зависимости от диапазона отклонений накапливаемого сигнала $t/2$ для максимальной частоты сигнала f_{max} .

(в числителе – значение $\frac{\omega \tau}{2}$, в знаменателе – значение η для случая равномерного распределения $\pm t/2$) [21]

f_{\max} , Гц						
$\frac{t}{2}$, с	20	40	60	80	100	120
0,001	<u>0,1256</u> 99,6	<u>0,2512</u> 98,0	<u>0,3768</u> 95,45	<u>0,5024</u> 91,95	<u>0,6280</u> 87,6	<u>0,07536</u> 84,8
0,002	<u>0,2512</u> 98,0	<u>0,5024</u> 91,95	<u>0,7536</u> 84,8	<u>1,0048</u> 70,61	<u>1,256</u> 57,33	<u>1,507</u> 43,85
0,004	<u>0,5024</u> 91,95	<u>1,0048</u> 70,61	<u>1,5072</u> 43,85	<u>2,0096</u> 20,28	<u>2,5120</u> 5,48	<u>3,0144</u> 0,17
0,006	<u>0,7536</u> 84,8	<u>1,5072</u> 43,85	<u>2,2608</u> 11,62	<u>3,0144</u> 0,17	-	-
0,008	<u>1,0048</u> 70,61	<u>2,0096</u> 20,28	<u>3,0144</u> 0,17	-	-	-

- таблица взята из диссертационной работы Бевзенко Ю.П. “Многоуровневая высокоточная сейсморазведка в районах развития многолетней мерзлоты” на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук

Из анализа таблицы видно, что широко применяемый в настоящее время шаг квантования 2 мс обеспечивает эффективное накопление (суммирование) сигналов до частоты 120 Гц, однако если отклонения суммируемых сигналов достигают 8-10 мс (т.е. $\frac{t}{2} = \pm 4 - 5$ мс) эффективное накопление может происходить на частотах, не превышающих 40 – 50 Гц, а это является значительным ограничением разрешающей способности сейсморазведки.

6.2. Суммирование сигналов с сохранением верхних частот при обработке материалов МОВ-ОГТ

Современной технологией обработки материалов многократных перекрытий предусматривается суммирование волн, зарегистрированных от общей глубинной точки (или площадки) между источниками и приемниками волн.

Обычно, предварительное суммирование выполняется после введения расчетных (или априорных) статических и кинематических поправок после выделения по первичным сейсмограммам оптимального (или преобладающего) в полезных сигналах частотного диапазона колебаний.

По результатам предварительного суммирования производится корреляция обнаруженных на временном разрезе сейсмических волн и выполняется автоматическая коррекция статических и кинематических поправок с целью повышения эффективности суммирования по ОГТ. Далее организуется итеративный процесс с последовательным выделением все большего количества отражающих горизонтов.

Как правило, процесс уточнения статических и кинематических поправок ведется в заранее выбранном частотном диапазоне, который считается оптимальным.

Бевзенко Ю.П. была высказана идея о том, что статические и кинематические поправки, выработанные для доминирующей частоты, не являются оптимальными для более узких частотных диапазонов, на которые может быть разбит весь информативный частотный диапазон.

Если принять этот тезис, то можно утверждать, что эффективность суммирования снижается по мере увеличения частоты слагающих сейсмический сигнал гармоник, что хорошо видно в таблице 6.1.

На этом основании автором идеи Бевзенко Ю.П. совместно с Долгих Ю.Н. была разработана технология обработки сейсмических сигналов с сохранением высоких частот – способ СВЧ.

Суть способа СВЧ состояла в том, что сейсмическое волновое поле, прошедшее предварительную обработку (автоматическую коррекцию статических и кинематических поправок), разбивается на ряд зон по времени, удалению и частоте, после чего в каждой зоне производится частично взаимозависимая коррекция кинематических, статических и остаточных фазовых сдвигов, с постепенным продвижением в более высокочастотную область.

С учетом результатов автоматической коррекции производится суммирование по ОГТ с получением временных сейсмических разрезов в каждой зоне, когерентная обработка разрезов.

Конечной операцией является синтез полученных для каждой зоны разрезов в окончательный широкополосный СВЧ - разрез, характеризующийся более высокой разрешающей способностью.

По технологии СВЧ было обработано более 3000 пог. км. профилей в различных сейсмогеологических условиях. Установлено, что СВЧ - обработка обеспечивает повышение разрешающей способности временных разрезов в 1,5 – 2 раза по сравнению с результатами стандартной среднечастотной ($f_{max}=45-50$ Гц) обработки.

На рисунке 6.1 в сравнении показаны фрагменты временных разрезов стандартной (сверху) и СВЧ-обработки (снизу) по одному из профилей Ныдинской площади.

Со временем критическое осмысление опыта применения и содержания методики СВЧ-обработки позволили автору данной работы на основе более совершенных программных средств, а именно сочетания возможностей системы GEOVECTOR и пакета BONUS, адаптировать и апробировать новую методику специализированной высокоразрешающей обработки.

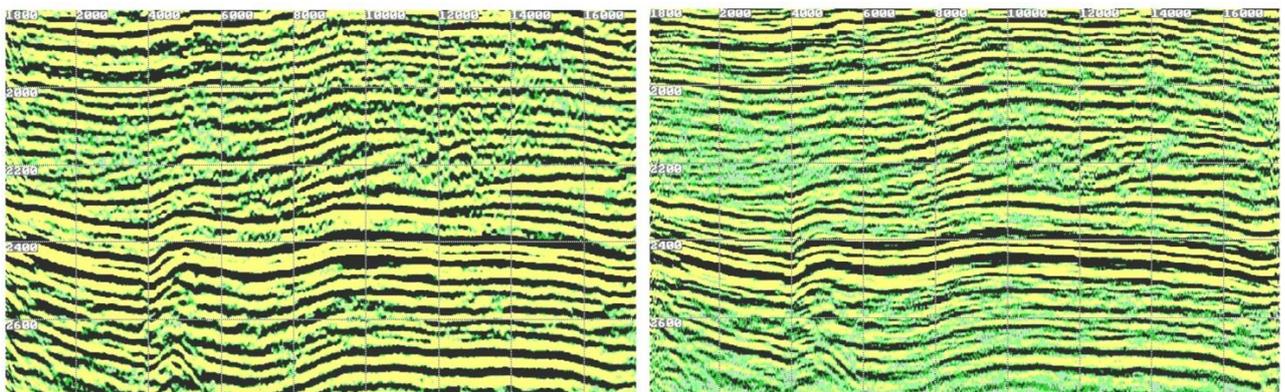


Рисунок 6.1. Сравнение окончательных временных разрезов стандартной (слева) и СВЧ-обработки (справа).

Ныдинская площадь, северная геокриологическая зона.

6.3. Методика специализированной высокоразрешающей обработки МОВ-ОГТ (СВ-обработка)

Как уже было сказано выше, при суммировании сейсмических данных происходит неизбежное обеднение высокочастотной составляющей спектра за счет наличия остаточных временных и фазовых сдвигов между трассами сейсмограмм ОГТ. Упомянутые сдвиги могут быть как постоянными, так и переменными во времени и иметь самую разнообразную природу.

Для синфазного суммирования по ОГТ и минимизации искажений высокочастотной составляющей спектра подобные сдвиги должны быть скорректированы, и для этого имеются вполне эффективные программные средства, например программа *ASTACK3D* пакета *BONUS*, адаптированного к системе *GEOCLUSTER/GEOVECTOR*.

Возможности программы *ASTACK3D* позволяют выполнять непрерывную по времени и пространству коррекцию остаточных кинематических поправок, коррекцию переменных по времени остаточных фазовых сдвигов, а также коррекцию частотно-зависимых остаточных фазовых сдвигов.

Последний режим специально предназначен для "широкополосной" обработки, когда требуется получить результаты на выше 70-80 Гц.

Методика специализированной высокоразрешающей обработки (СВ-обработки) разработана на основе взаимной адаптации программных средств и методических приемов, доступных в системе *GEOCLUSTER/GEOVECTOR* и дополнительных обрабатывающих программ пакета *BONUS*.

Основным элементом методики является итеративное уточнение частотно-зависимых остаточных фазовых сдвигов между трассами сейсмограмм ОГТ - в процессе общего расширения спектра сигнала в сторону более высоких частот.

При этом для компенсации эффекта ослабления высокочастотной составляющей в процессе применения необходимых процедур обработки (суммирования, шумоподавления, миграции, когерентной фильтрации) промежуточные сейсмограммы и временные разрезы ОГТ подвергаются

многозональной корректировке в частотно-временной области амплитудно-частотного спектра сигнала с целью приведения его (спектра) к желаемой форме на окончательном этапе.

В качестве дополнительного приема повышения отношения сигнал/помеха в области высоких частот на завершающем этапе обработки мигрированного разреза применяется фазооптимизированное объединение от 5 до 11 суммотрасс ОГТ, что, теоретически, соизмеримо с размерами первой зоны Френеля.

Комплексное применение упомянутых методических приемов обработки и программных средств позволяет достичь существенного повышения вертикальной разрешающей способности и получить дополнительную версию окончательных временных разрезов МОВ-ОГТ для прояснения “тонких” особенностей геологического строения разреза на этапе интерпретации.

На рисунке 6.2 в сравнении показаны фрагменты окончательных временных разрезов и АЧХ результатов стандартной и СВ-обработки, выполненной по современным сейсмическим данным МОВ-ОГТ 2D (взрывной источник), полученным на Гыданском полуострове (северная геокриологическая зона).

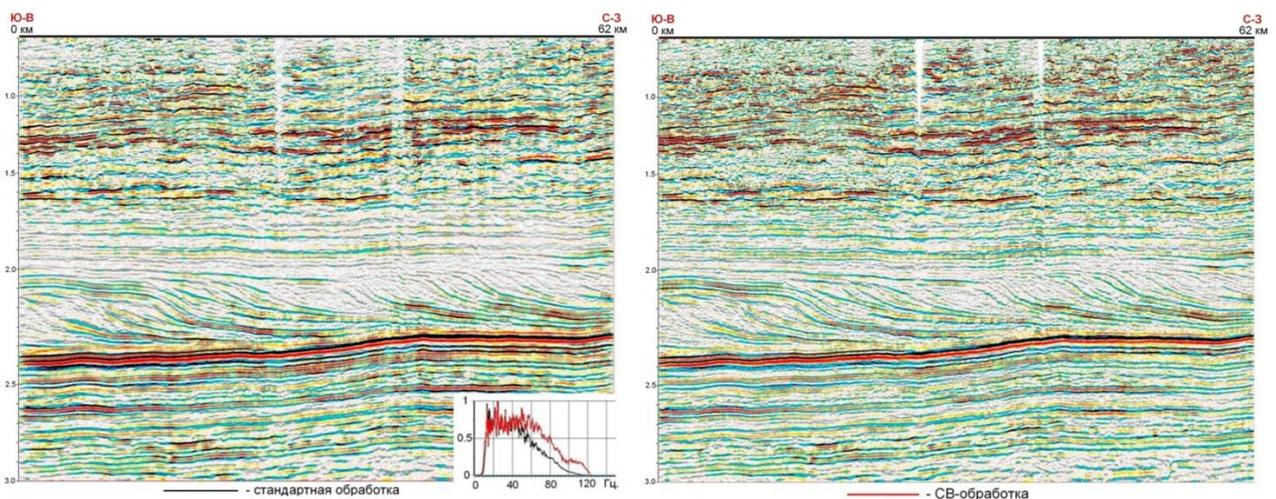


Рисунок 6.2. Фрагменты окончательных временных разрезов стандартной (слева) и СВ (справа) обработки. Пр.7910017.
П-ов Гыдан, северная геокриологическая зона

На рисунке 6.3 приведено сравнение композиционных профилей по одному из полигонов той же площади.

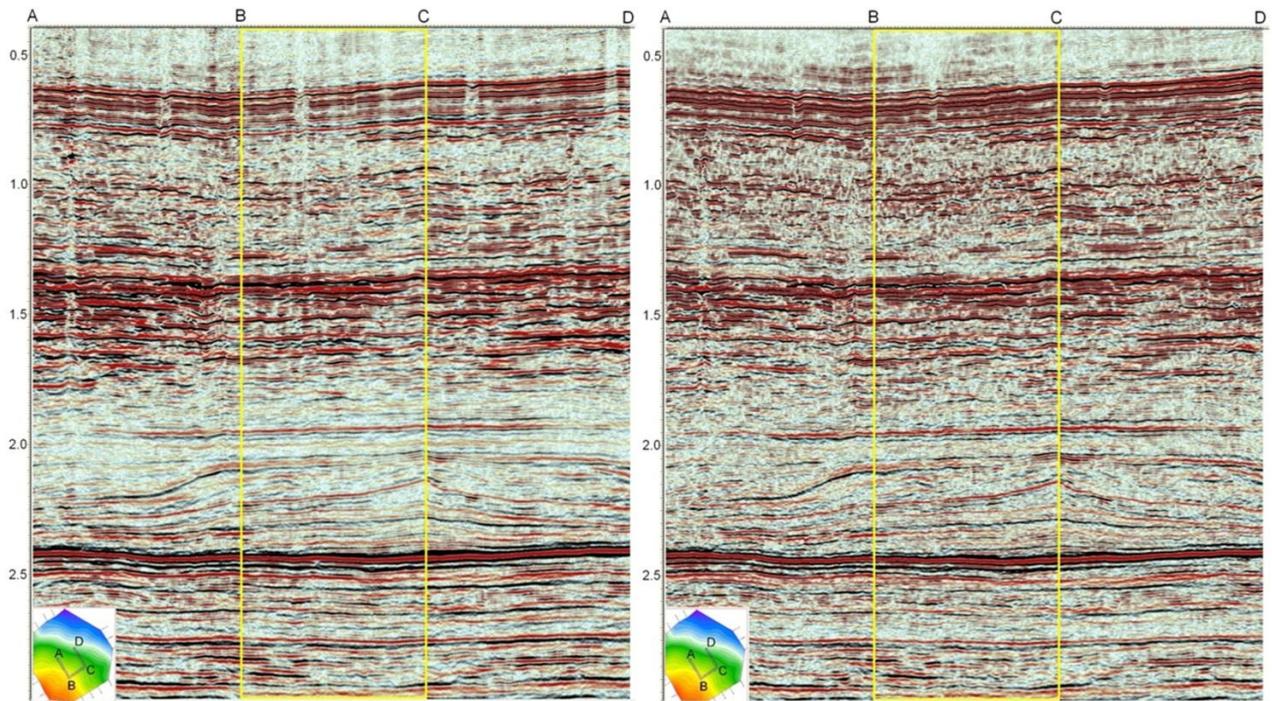


Рисунок 6.3. Композиционный разрез по линии ABCD стандартной (слева) и СВ-обработки (справа).

П-ов Гыдан, северная геокриологическая зона

На рисунках 6.4 и 6.5 в сравнении приведены временные разрезы и частотно-энергетические характеристики по одному из профилей МОВ-ОГТ 2D площади, расположенной на широте г. Новый Уренгой в центральной геокриологической зоне.

СВ-разрезы представляют собой дополнительную версию обработки и могут использоваться для уточнения деталей тонкослоистой модели на этапе интерпретации.

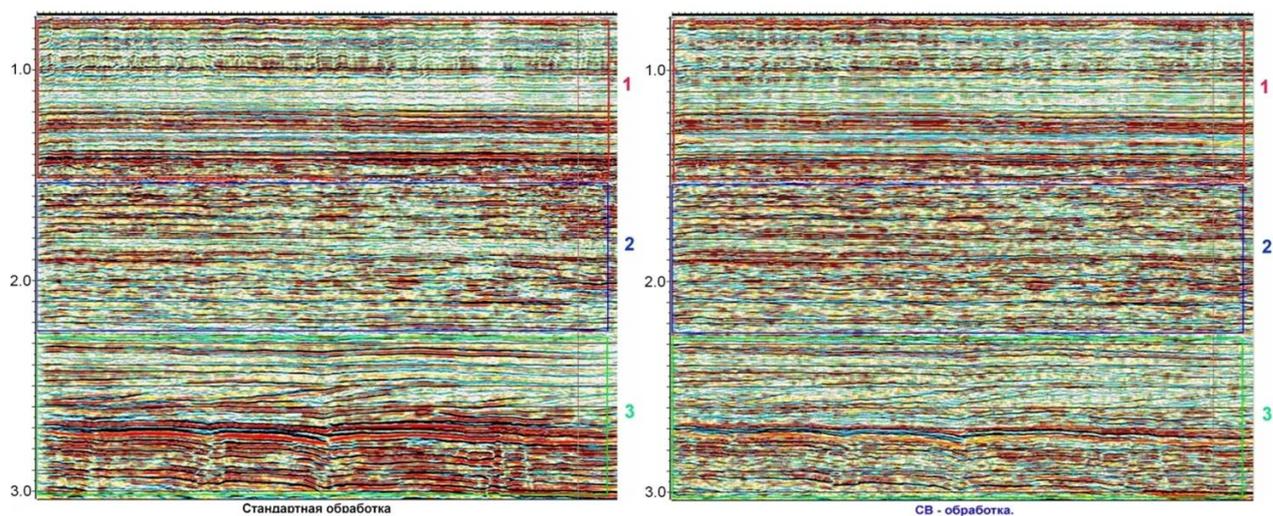


Рисунок 6.4. Сравнение окончательных временных разрезов стандартной широкополосной (слева) и СВ-обработки (справа).

Широта Нового Уренгоя, центральная геокриологическая зона

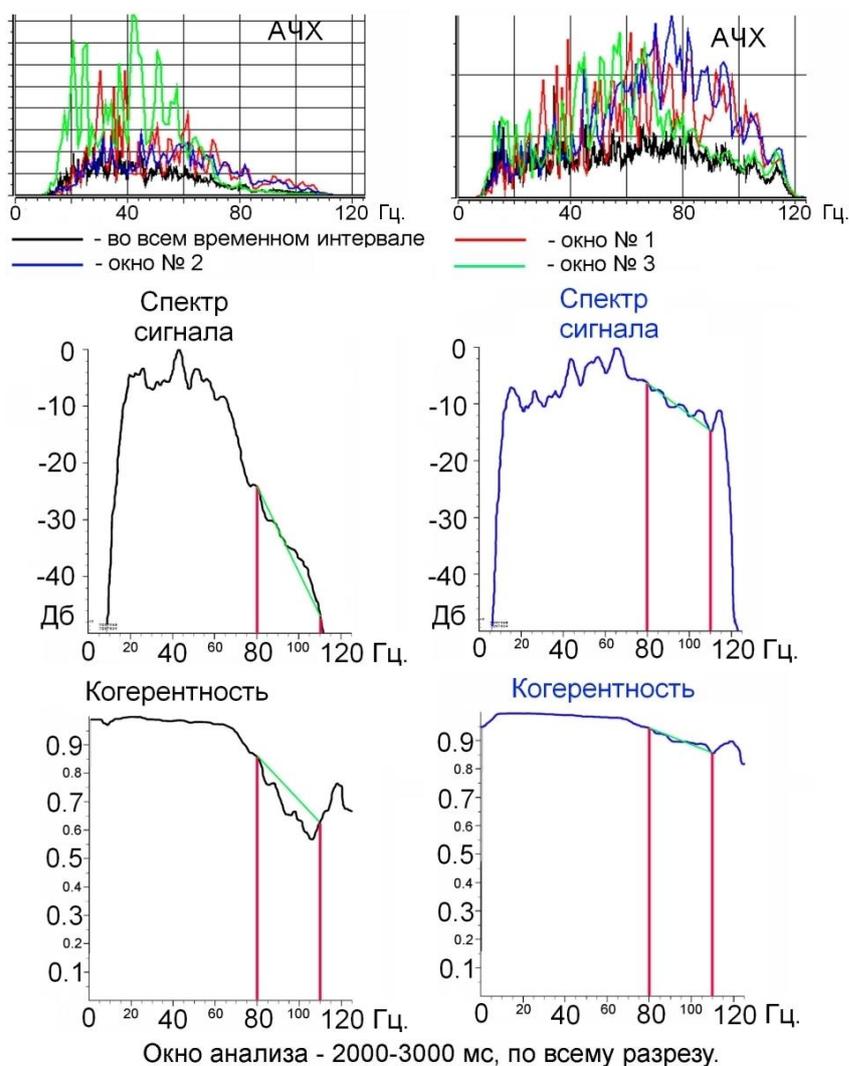


Рисунок 6.5. Сравнение частотно-энергетических характеристик стандартной широкополосной (слева) и СВ-обработки (справа).

Широта Нового Уренгоя, центральная геокриологическая зона

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Существуют значительные резервы повышения точности и достоверности сейсмического метода, но они могут быть реализованы только в рамках комплексного адаптивного подхода к планированию, проведению и использованию результатов геологоразведочных работ.

Наличие у сервисных геофизических компаний высокотехнологичных программных средств и вычислительных мощностей создает благоприятные предпосылки для использования более адекватных моделей кинематической обработки и интерпретации, однако потенциальная эффективность современных средств ограничивается дефицитом полевой информации, вследствие чего применяются упрощенные модели и методические схемы, не гарантирующие от грубых ошибок.

Применение комплексной адаптивной технологии кинематической инверсии обеспечивает эффективное использование возможностей современных сейсмических исследований и позволяет достичь максимальной точности и минимальной неоднозначности результативных сейсмических моделей.

В предыдущих главах книги на конкретных практических примерах и теоретических моделях было доказано, что независимо от применяемого алгоритма при отсутствии точной априорной информации неизбежно использование упрощенных схем учета ВЧР и построения глубинно-скоростной модели, что приводит к значительным погрешностям и в принципе не может обеспечить точности, необходимой для надежного обнаружения малоамплитудных и малоразмерных объектов, а также выявления глубинных скоростных аномалий, сопоставимых с величиной погрешности учета ВЧР.

В настоящее время проблема точности МОВ-ОГТ сочетается с целым рядом негативных факторов:

- дефицитом информации о строении ВЧР,
- недостаточной точностью определения параметров ВЧР,

- недостаточной точностью определения кинематических параметров целевых отражающих горизонтов,

- отсутствием обратных связей между основными элементами процесса сейсмических исследований – от проектирования до построения ГСМ по той или иной технологии.

Первоочередным направлением выхода на более высокий уровень точности и достоверности является применение таких технологий полевых сейсморазведочных работ, которые в значительной мере решают проблему дефицита информации о перекрывающей целевые объекты толще.

Варианты изменения технологии полевых работ могут быть различными, в зависимости от имеющегося в распоряжении подрядчика оборудования, предпочтений заказчика, объема финансирования, поверхностных и глубинных условий.

Например, если необходимо повысить точность сейсмической глубинно-скоростной модели, то акцент, помимо общих требований к качеству, должен быть сделан на получении дополнительной информации о ВЧР.

В свою очередь, дополнительную информацию о ВЧР за счет некоторого удорожания (5-10 %) работ можно получать различными способами: МСК, зондирование МПВ, профилирование МПВ, зондирование микроМОВ-ОГТ, профилирование микроМОВ-ОГТ.

Что касается проблемы изучения и учета ВЧР, то к настоящему времени накоплен удачный опыт комплексирования данных основной (МОВ-ОГТ) и дополнительной (профилирование МПВ) систем наблюдений (технология многоуровневой сейсморазведки [17, 20, 23]) при работе на площадях 2D, а также данных МСК (при плотности сети 1,5 – 2 км) и результатов обработки первых вступлений съемок 3D (для учета ЗМС+ЗПС).

Если помимо точности глубинной модели необходимо повысить детальность и разрешающую способность съемки, то необходимо гарантировать оптимальность условий возбуждения волн, а уже затем – возможность сохранения высокочастотной составляющей спектра на этапе регистрации и обработки.

Для гарантированной оптимальности условий возбуждения волн необходимо либо бурить все скважины на глубину, заведомо превышающую максимальную толщину зоны малых и пониженных скоростей, либо производить тем или иным способом опережающее изучение ЗМС для расчета оптимальной глубины погружения заряда на площади работ.

Для сохранения верхних частот на этапе регистрации и обработки, помимо уменьшения дискретности (до 1 мс, как минимум), необходимо осуществить переход к сейсморазведке 2D (3D) с одиночными приемниками и источниками [181], что в будущем неизбежно приведет к существенному уменьшению шага ПП (минимум до 10-12.5, а может и 5 м) и ПВ (минимум до 20-25 м) при кратном (минимум в 2 раза) сгущении сети ЛВ и ЛП для трехмерной съемки.

Фактически, речь идет о Q-технологии (весьма широко применяемой западными компаниями при морских работах), соответствующей расширенному пониманию технологии многоуровневой сейсморазведки, предполагающей применение к однородным сейсмическим данным оптимальных для каждого глубинного уровня методических приемов и процедур обработки (включая синтез оптимальных интерференционных систем).

Несмотря на доказано высокий потенциал точности и детальности, экономическая целесообразность применения подобной методики при наземных работах под вопросом – по крайней мере, пока не произошло качественного усовершенствования оборудования при одновременном удешевлении.

В качестве самого первого шага можно предложить переход на точечные цифровые датчики при кратном (4-5 раз) уменьшении шага между ПП (за счет соответствующего увеличения количества каналов), но при неизменности прочих основных параметров наземной 3D съемки.

Реальным, хотя и более дорогостоящим, является “компромиссный” в современных условиях вариант – пропорциональное (например, 2-кратное) уменьшение расстояний между ПП (линиями ПП и ПВ) и баз группирования и проведение дополнительных сейсморазведочных работ (МСК, зондирование

или профилирование МПВ) ориентированных на ВЧР, еще лучше - опережающее изучение для плана бурения.

Даже в “облегченном” варианте подобной технологии будет в значительной степени решена проблема дефицита информации о ВЧР, появится возможность оптимизировать и контролировать условия возбуждения волн, будет обеспечено повышение качества исходных материалов и разрешающей способности результатов обработки.

Преодоление проблемы дефицита информации о перекрывающей толще повлечет за собой, как следствие, обоснованное применение более адекватных моделей обработки данных МОВ-ОГТ, уменьшит неоднозначность результатов при использовании кинематических и/или томографических подходов к построению глубинно-скоростной модели, позволит отказаться от аппарата статических поправок как средства учета ВЧР.

В будущем следует ожидать более широкого распространения технологий, содержащих в себе возможности учета неоднородностей ВЧР не статическими поправками, а пересчетом волнового поля к более однородной модели на основе приближенной к реальности модели неоднородного слоя и глубинно-скоростной модели среды.

Анализ доступных источников свидетельствует, что помимо традиционной глубинной миграции до суммирования, эффективными подходами к решению проблем, связанных с ограничениями стандартного аппарата обработки, являются основанные на миграционных принципах способы обработки и трансформации волновых полей - Prime, GeoLab, Geodepth, FWI – технология (полноволновая мультипараметрическая акустическая инверсия).

Использование новых технологий повлечет за собой обоснованное применение более адекватных моделей обработки данных МОВ-ОГТ, позволит добиться одновременного увеличения разрешающей способности и достоверности динамических атрибутов сейсмической модели, и в сочетании с более точной глубинно-скоростной моделью обеспечит более достоверный прогноз ФЕС целевых объектов и интервалов.

Основные научные и практические результаты диссертационной работы

1. Разработана комплексная адаптивная технология кинематической инверсии данных сейсморазведки в условиях неоднородной ВЧР.
2. Технология внедрена в практику геологоразведочных работ, объем апробации составляет более 60 разведочных площадей в разных регионах России в период с 1998 по 2017 год.
3. Разработаны и одобрены НТС ООО “НОВАТЭК НТЦ” соответствующие данной технологии методические рекомендации по учету ВЧР и построению структурного каркаса геологических моделей, которые используются при составлении технических и геологических заданий для сервисных компаний.
4. Разработана методика расчета пространственного распределения погрешности структурного каркаса геологической модели, элементы методики включены в методические рекомендации по оценке геологических рисков и неопределенностей для предприятий Группы компаний ПАО “НОВАТЭК”.
5. Разработана программа имитационного моделирования REFRA+ для многослойных неоднородных сред, рассчитанная для решения широкого круга аналитических задач по проблематике ВЧР.
6. Разработан и апробирован интерпретационный метод коррекции сейсмоструктурного каркаса геологических моделей за влияние основных неоднородностей ВЧР.
7. На основе имитационного моделирования установлены тенденции и величины остаточных погрешностей ГСМ при учете типовых неоднородностей ВЧР статическими поправками и погрешностей, обусловленных принимаемым набором допущений о свойствах модели перекрывающей толщи при использовании томографических алгоритмов.
8. Результаты исследований автора изложены в выпущенной издательством “ЕАГО Геомодель” монографии, которая используется в учебном процессе студентами и аспирантами по специальности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авакян, А.Н. О влиянии зоны малых скоростей на структуру сейсмограмм отраженных волн / Авакян А.Н., Гасанов В.А. // Разведочная геофизика. – 1968. – вып. 28, Москва, Недра – С.3-5.
2. Адамович, О.О. Методика учета верхней части разреза при обработке данных трехмерной сейсморазведки (в условиях Западной Сибири): автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук: 25.00.10 / Адамович Олег Олегович. – Москва, 2013. – 24 с.
3. Александров, Д.В. Применение метода виртуального источника сейсмических волн для мониторинга резервуара: диссертация на соискание ученой степени кандидата физико-математических наук: 25.00.10 / Александров Дмитрий Владимирович. – С-Петербург, 2014. – 103 с.
4. Бевзенко, Ю.П. Оптимальное группирование сейсмоприемников и источников с переменным шагом / Ю.П. Бевзенко, В.А. Белкина // Тр. ЗапСибНИГНИ, вып.105. – Тюмень. – 1975.
5. Бевзенко, Ю.П. Способ сейсмической разведки / Ю.П. Бевзенко // патент РСФСР № 1323989, кл. G01V1/16, опубл. бюлл. № 26, 1987.
6. Бевзенко, Ю.П. Особенности методики сейсморазведочных работ на нефть и газ в районах развития криолитозоны / Ю.П. Бевзенко // Геокриологические исследования в арктических районах: Международный симпозиум СССР – Ямбург, 1989. – вып. 4. – С.122-129.
7. Бевзенко, Ю.П. Методика изучения и учета влияния неоднородностей верхней части разреза при сейсморазведке: отчет о НИР / Бевзенко Ю.П. – Тюмень: ПО “Тюменнефтегеофизика” – АО “Герус”, 1992 – 105 с.
8. Бевзенко, Ю.П. Многозональная обработка сейсмических данных в сложных поверхностных условиях / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих // Международная конференция и выставка: тезисы докладов, т.3 - Санкт-Петербург, 1995.
9. Бевзенко, Ю.П. Сейсмоприемник / Ю.П. Бевзенко // патент РФ № 2092873, кл. G01V1/16, опубл. бюлл. № 28, 1997.
10. Бевзенко, Ю.П. Транспортёр сейсмических приемников / Ю.П. Бевзенко // патент РФ № 2096811, кл. G01V1/16, опубл. бюлл. № 32, 1997.

11. Бевзенко, Ю.П. Станция взрывного пункта / Ю.П. Бевзенко, А.М. Брехунцов, Ю.Н. Долгих, А.П. Корилов // патент РФ № 2142149 кл. G01V1/104: опубл. бюлл. № 33, 1999.
12. Бевзенко, Ю.П. Результаты производственного применения технологии многоуровневой высокоточной сейсморазведки / Ю.П. Бевзенко, А.М. Брехунцов, Ю.Н. Долгих // Геолого-геофизическая научно - практическая конференция ЗапСибОЕАГО: тезисы докладов и выступлений - Тюмень, 2000.
13. Бевзенко, Ю.П. Пути повышения точности построения геологических моделей залежей в Западной Сибири с использованием сейсморазведки / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих // Геолого-геофизическая научно-практическая конференция ЗапСибОЕАГО: тезисы докладов и выступлений - Тюмень, 2000.
14. Бевзенко, Ю.П. Многоуровневая высокоточная сейсморазведка: решаемые задачи, технология и результаты применения на севере Западной Сибири / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих, В.А. Зозуля, С.И. Шулик // Геолого-геофизическая научно-практическая конференция ТюменьОЕАГО: тезисы докладов и выступлений - Тюмень, 2001.
15. Бевзенко, Ю.П. О проблеме объективной оценки точности сейсморазведочных работ / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих // Геолого-геофизическая научно-практическая конференция ТюменьОЕАГО: тезисы докладов и выступлений - Тюмень, 2001.
16. Бевзенко, Ю.П. О проблеме точности сейсморазведочных работ / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих // Проблемы качества и эффективности геофизических исследований, выполняемых на территории Ямало-Ненецкого автономного округа: сборник докладов совещания-семинара - Салехард, 2002.
17. Бевзенко, Ю.П. Результаты производственного применения технологии многоуровневой высокоточной сейсморазведки / Ю.П. Бевзенко, А.М. Брехунцов, Ю.Н. Долгих // Известия ВУЗ. Нефть и газ. – 2002. – №1. – С.14-18.
18. Бевзенко, Ю.П. О различии теоретических оценок эффективности группирования приемников (источников) для симметричных и несимметричных сигналов / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих, В.А. Зозуля // Известия ВУЗ. Нефть и газ. – 2003. – №4. –С.6-9.
19. Бевзенко, Ю.П. Многоуровневая сейсморазведка – перспективное направление повышения качества сейсморазведочных работ для

недропользователей / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих // Геолого-геофизическая научно-практическая конференция ТюменьОЕАГО: тезисы докладов и выступлений - Тюмень, 2003.

20. Бевзенко, Ю.П. Техника и технология многоуровневых сейсмических исследований на севере Западной Сибири / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2004. – №2. – С.31-35.

21. Бевзенко, Ю.П. Многоуровневая высокоточная сейсморазведка в районах развития многолетней мерзлоты: автореферат диссертации на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук: 25.00.10 / Бевзенко Юрий Петрович. – Тюмень, 2004. – 36 с.

22. Бевзенко, Ю.П. Многоуровневая сейсморазведка. Повышение точности сейсморазведочных работ на основе изучения ВЧР и учета волн-спутников с малой задержкой / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих, С.М. Трандин // Горные ведомости. – 2004. – №2. – С.41-51.

23. Бевзенко, Ю.П. Повышение точности – современная проблема нефтегазопроисковых сейсморазведочных работ / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих, А.П. Корилов // Сейсмические исследования земной коры: Сборник докладов Международной научной конференции, посвященной 90-летию академика Н.Н. Пузырева – Новосибирск, изд. СО РАН, 2004. – С.209-216.

24. Бевзенко, Ю.П. Пути совершенствования технологии сейсморазведочных работ в Западной Сибири / Ю.П. Бевзенко, А.М. Брехунцов, Ю.Н. Долгих Ю.Н., А.П. Корилов // Перспективы нефтегазоносности Западно-Сибирской нефтегазовой провинции: Материалы научно-практической конференции, посвященной 60-летию образования Тюменской области – Тюмень, изд. Западно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, 2004. – 392 с.

25. Бевзенко, Ю.П. Применение многоуровневой сейсморазведки для изучения и учета влияния ВЧР [Электронный ресурс] / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих // VII международная научно-практическая конференция, Геленджик, 2005. – Режим доступа: <http://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-bevzenko-primenienie-mnogourovnevoou-seysmorazvedki-dlya-izucheniya-i-uchyota.pdf>.

26. Бевзенко, Ю.П. Многоуровневая сейсморазведка – аппаратно-методическое средство для контроля качества и повышения эффективности

полевых сейсморазведочных работ / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих, С.И. Шулик // 9-я геофизическая научно - практическая конференция ТюменьОЕАГО: сборник материалов - Тюмень, 2005.

27. Бевзенко, Ю.П. Метрология, технология, экономика и геологическая эффективность сейсморазведки / Ю.П. Бевзенко, Ю.Н. Долгих, С.И. Шулик, И.А. Воронова // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2006. – №3. – С.36-39.

28. Бембель, Р.М. Об использовании априорной информации при обработке сейсмических годографов / Р.М. Бембель, С.В. Гольдин // Труды ЗапСибНИГНИ, вып.36. – Тюмень. – 1970. – С.2-27.

29. Бембель, Р.М. О модели среды в зонах растепления многолетнемерзлых пород / Р.М. Бембель, В.М. Межаков, Б.И. Музыченко // Научно-технический сборник: Нефть и газ Тюмени, вып.7 – Тюмень. – 1970. – С.18-20.

30. Беспятов, Б.И. Методические основы повышения эффективности сейсморазведки методом отраженных волн / Б.И. Беспятов. – Саратов: изд. Саратовского гос. ун-та, 1972.

31. Блинецов, М.Т. Исключение реакции верхней части разреза по сейсмограммам общего пункта приема / М.Т. Блинецов // Геофизика. – 1997. – №5. – С.32-37.

32. Бляс, Э.А. Некоторые кинематические задачи для слоистых сред со скоростными аномалиями в покрывающей толще / Э.А. Бляс // Геология и геофизика. – 2006. – т.47, №5. – С.591-607.

33. Боголюбский, А.Д. Исследование корреляционных связей между параметрами модели при решении обратных кинематических задач / А.Д. Боголюбский, А.К. Яновский // Прикладная геофизика. – 1975. – вып.80. – С.83-90.

34. Брехунцов, А.М. Об экономике и технологии поисков нефтяных и газовых месторождений в Западной Сибири / А.М. Брехунцов, Ю.П. Бевзенко // Геология нефти и газа. – 2000. – №3. – С.58-62.

35. Волкомирская, Л.Б. Исследование воронки на полуострове Ямал 10 ноября 2014 г. георадарами Грот-12 и Грот-12Н / Л.Б. Волкомирская, В.И. Сахтеров, А.В. Шерстнев и др. // Освоение Арктики - новый виток в развитии отечественной науки и инноваций: Научный вестник Ямало-Ненецкого

автономного округа (материалы научной конференции), – вып.2 (87) – Салехард. – 2015. – С.81-89.

36. Гальперин, Е.И. К вопросу о влиянии дневной поверхности и верхней части разреза на характер и структуру сейсмограмм / Е.И. Гальперин // Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн: Тр. ЛГУ, вып.7 – Ленинград. – 1964.

37. Гамбурцев, А.Г. О возможности определения фильтрующих свойств верхней части разреза / А.Г. Гамбурцев, В.В. Кузнецов, В.С. Исаев // В книге: Модели реальных сред и сейсмические волновые поля / Москва: Наука, 1967. – С.209-220.

38. Гамов, Б.С. Опыт построения скоростной модели среды по площади по материалам ОГТ / Б.С. Гамов, В.В. Тараненко // Разведочная геофизика. – 1978. – вып.84 – С.3-10.

39. Геништа, А.Н. Искажающее влияние неоднородностей ВЧР на сейсмическое изображение геологической среды / А.Н. Геништа, С.А. Кириллов, В.И. Косовцев, А.С. Лаврик А.С. // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2014. – №1. – С.15-19.

40. Геращенко, О.А. Определение скоростной модели среды по данным МОГТ / О.А. Геращенко // Разведочная геофизика. – 1984. – вып.99. – С.3-10.

41. Гершаник, В.А. О распознавании мерзлых пород с помощью сейсморазведки / В.А. Гершаник В.А. // Труды Гипротюменьнефтегаза и ЗапСибНИГНИ. – 1968. – вып.6. – С.71-80.

42. Гершаник, В.А. Некоторые данные об изменении средней скорости распространения сейсмических волн в многолетнемерзлых породах в связи с изменением их мощности / В.А. Гершаник, Л.А. Соколова // Научно-технический сборник: Нефть и газ Тюмени, вып.8 – Тюмень. – 1970. – С.13-15.

43. Гершаник, В.А. Влияние реликтовой мерзлоты на эффективность детальных сейсморазведочных работ в районе широтного Приобья / В.А. Гершаник // Научно-технический сборник: Нефть и газ Тюмени, вып.11 – 1971. – С.1-4.

44. Гершаник, В.А. К проблеме поиска малоамплитудных поднятий в районах развития многолетней мерзлоты / В.А. Гершаник, А.Д. Медведев, Л.Г. Митьков // Методика сейсморазведки в Западной Сибири: тр. ЗапСибНИГНИ, вып.64 – Новосибирск. – 1972. – С.35-39.

45. Гиноман, А.Г. Об изучении ВЧР при сейсморазведочных работах 2D и 3D / А.Г. Гиноман // Геофизический вестник. – 1999. – №8. – С.15-18.
46. Гиноман, А.Г. Об изучении ВЧР при площадных работах МОГТ / А.Г. Гиноман, В.В. Тимофеев // Геофизический вестник. – 2002. – №8. – С.5-8.
47. Глоговский, В.М. Проблема статики - анализ существующих методов и новых возможностей / В.М. Глоговский, А.Р. Хачатрян, Ю.А. Татаренко // Сборник докладов Второго научного семинара стран - членов СЭВ по нефтяной геофизике: Сейсморазведка, т. 1 - Москва.-1982. - С. 105-115.
48. Глоговский, В.М. Коррекция статических поправок без искажения кинематических параметров отраженных волн / В.М. Глоговский, А.Р. Хачатрян // Геология и геофизика. – 1984. – №10, с.54-63.
49. Глоговский, В.М. Коррекция статических поправок в сейсморазведке МОГТ на нефть и газ / В.М. Глоговский, А.Р. Хачатрян // Обзорная информация: сер. Нефтегазовая геология и геофизика, М.: ВНИИОЭНГ – 1986.
50. Глоговский, В.М. Свойства решения обратной кинематической задачи сейсморазведки / В.М. Глоговский, С.Л. Лангман // Технологии сейсморазведки. – 2009. – № 1. – С.10-17.
51. Глоговский, В.М. Структурная устойчивость алгоритмов определения скоростных и глубинных параметров среды / В.М. Глоговский // Технологии сейсморазведки. – 2011. – № 4. – С.6-11.
52. Гольдин, С.В. Восстановление формы сигнала при наличии поверхностных неоднородностей / С.В. Гольдин С.В., Г.М. Митрофанов // Сейсмические методы поиска и разведки полезных ископаемых. Киев: Знание – 1973. – С.6-8.
53. Гольдин, С.В. Спектрально-статистический метод учета поверхностных неоднородностей в системах многократного прослеживания отраженных волн / С.В. Гольдин, Г.М. Митрофанов Г.М. // Геология и геофизика. – 1975. – №6. – С.103-152.
54. Гольдин, С.В. Интерпретация данных сейсмического метода отраженных волн / С.В. Гольдин. – М.: Недра, 1979. – 344 с.
55. Гольдин, С.В. Развитие методов интерпретации данных сейсморазведки / С.В. Гольдин, И.Р. Оболенцева и др. // Развитие сейсмических методов исследования земной коры и верхней мантии в Сибири. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР – 1981. – с.136-153.

56. Гольцман, Ф.М. Статистические модели интерпретации / Ф.М. Гольцман. – М: Наука – 1971. – 324 с.
57. Гурвич, И.И. Справочник геофизика: Сейсморазведка, т.4. – ред. И.И. Гурвича, В.П. Номоконова – М.: Недра – 1967. – 749 с.
58. Гурвич, И.И. Сейсмическая разведка / И.И. Гурвич, Г.Н. Боганик. – Москва: Недра, 1980. – 551 с.
59. Денисов, М.С. Расширение возможностей обработки результатов сейсмических наблюдений за счет использования процедуры продолжения волнового поля / М.С. Денисов, О.А. Силаенков О.А. // Технологии сейсморазведки. – 2008. – №3. – С.3-18
60. Долгих, Ю.Н. Эффективность интерференционной системы МОВ-ОГТ в отношении волн-спутников возбуждаемого сигнала / Ю.Н. Долгих // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. – 2001. – №2. – С.13-22.
61. Долгих, Ю.Н. О возможности учета волн-спутников возбуждаемого сигнала в рамках технологии многоуровневой высокоточной сейсморазведки / Ю.Н. Долгих // Геолого-геофизическая научно-практическая конференция ЗапСибОЕАГО: тезисы докладов и выступлений - Тюмень, 2001.
62. Долгих, Ю.Н. Влияние изменений формы сейсмического сигнала на точность сейсмоструктурных построений / Ю.Н. Долгих // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. – 2003. – №3. – С.13-21.
63. Долгих, Ю.Н. Повышение точности сейсмических наблюдений на основе изучения ЗМС и учета волн-спутников в рамках технологии многоуровневой сейсморазведки: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук: 25.00.10 / Долгих Юрий Николаевич. – Тюмень, 2004. – 24 с.
64. Долгих, Ю.Н. О проблемах корректного учета ВЧР в условиях Западной Сибири / Ю.Н. Долгих // 10-я геофизическая научно - практическая конференция ТюменьОЕАГО: сборник материалов - Тюмень, 2006.
65. Долгих, Ю.Н. О недостатках упрощенных подходов к учету ВЧР в условиях Западной Сибири / Ю.Н. Долгих // Технологии сейсморазведки. – 2006. – №3. – С.60-68.
66. Долгих, Ю.Н. О проблемах сейсморазведки МОВ-ОГТ при поисках скрытых неоднородностями ВЧР структур в условиях Западной Сибири

[Электронный ресурс] / Ю.Н. Долгих, С.И. Шулик, И.Н. Бердюгин // VIII международная научно-практическая конференция, – Геленджик, 2006. – DOI: 10.3997/2214-4609.201404006.

67. Долгих, Ю.Н. Современные требования к точности изучения ВЧР для работ МОВ-ОГТ в северных районах Западной Сибири [Электронный ресурс] / Ю.Н. Долгих, С.И. Шулик, И.Н. Бердюгин // Международная конференция и выставка: Санкт–Петербург, 2006. – Режим доступа:

<http://earthdoc.eage.org/publication/publicationdetails/?publication=5278>

68. Долгих, Ю.Н. Возможности и ограничения сейсморазведки МОВ-ОГТ при поиске скрытых неоднородностями ВЧР структур в условиях Западной Сибири / Ю.Н. Долгих // Технологии сейсморазведки. – 2006. – №4. – С.37-41.

69. Долгих, Ю.Н. Проблема точности учета неоднородностей ВЧР при поиске малоамплитудных структур в условиях Западной Сибири / Ю.Н. Долгих // Геофизика. – 2007. – №1. – С.23-26.

70. Долгих, Ю.Н. Проблемы структурных построений с использованием Vogt после учета локальных неоднородностей мерзлоты / Ю.Н. Долгих // Технологии сейсморазведки. – 2007. – №2. – С.47-52.

71. Долгих, Ю.Н. Интерпретационный подход к учету влияния региональных изменений мощности мерзлого слоя на результаты структурных построений с использованием Vogt [Электронный ресурс] / Ю.Н. Долгих // IX международная научно-практическая конференция, – Геленджик, 2007. – DOI: 10.3997/2214-4609.201404079

72. Долгих, Ю.Н. Основные принципы и условия, обеспечивающие точность структурных построений в северных районах Западной Сибири / Ю.Н. Долгих // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири: сборник материалов международной академической конференции – Тюмень, изд. Западно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, 2007. – 480 с.

73. Долгих, Ю.Н. К вопросу о характере и величине остаточных погрешностей Ногт после учета неоднородностей мерзлой толщи / Ю.Н. Долгих // Технологии сейсморазведки. – 2008. – №1. – С.46-47.

74. Долгих, Ю.Н. Использование Vogt при построении глубинно-скоростных моделей в северных районах Западной Сибири. Проблемы, решения,

результаты / Ю.Н. Долгих // Состояние, тенденции и проблемы развития нефтегазового потенциала Западной Сибири: сборник материалов международной академической конференции – Тюмень, изд. Западно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии и геофизики, 2009. – 608 с.

75. Долгих, Ю.Н. Методика коррекции сейсмоструктурных построений за длиннопериодные погрешности, обусловленные влиянием неоднородностей ВЧР / Ю.Н. Долгих // Технологии сейсморазведки. – 2010. – №3. – С.60-68.

76. Долгих, Ю.Н. Модель ВЧР как фактор неединственности решения обратной кинематической задачи сейсморазведки / Ю.Н. Долгих // Проблемы эффективности геофизических исследований при разведке и разработке месторождений нефти и газа в Западной Сибири: тезисы докладов тюменской геофизической научно-практической конференции - Тюмень, 2010 – С.4-9.

77. Долгих, Ю.Н. Неоднозначность кинематической инверсии данных МОВ-ОГТ в условиях неоднородной ВЧР [Электронный ресурс] / Ю.Н. Долгих // Проблемы геологии и геофизики нефтегазовых бассейнов и резервуаров: 1-я международная научно-практическая конференция – Сочи, 2011. – Режим доступа: <http://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-eago-1-ya-nauchno-prakticheskaya-konferenciya-dlya-geologov-i-geofizikov-sochi-201.pdf>.

78. Долгих, Ю.Н. Проблемы кинематической инверсии данных МОВ-ОГТ в условиях Западной Сибири / Ю.Н. Долгих // Состояние и перспективы совершенствования методов обработки и интерпретации результатов геофизических исследований при поисках, разведке и эксплуатации месторождений нефти и газа Западной Сибири: тезисы докладов научно-практической конференции - Тюмень, 2011 – С.33-37.

79. Долгих, Ю.Н. Базовая модель ВЧР как фактор неединственности решения обратной кинематической задачи сейсморазведки МОВ-ОГТ / Ю.Н. Долгих // Технологии сейсморазведки. – 2011. – №4. – С.19-26.

80. Долгих, Ю.Н. Проблемы кинематической инверсии данных МОВ-ОГТ в северных районах Западной Сибири / Ю.Н. Долгих // Технологии сейсморазведки. – 2012. – №4. – С.40-50.

81. Долгих, Ю.Н. Постфактум-контроль условий возбуждения волн и фактической глубины погружения заряда / Ю.Н. Долгих // Технологии сейсморазведки. – 2013. – №1. – С.65-73.
82. Долгих, Ю.Н. Многоуровневая сейсморазведка и кинематическая инверсия данных МОВ-ОГТ в условиях неоднородной ВЧР / Ю.Н. Долгих. – Москва: «ЕАГЕ Геомодель», 2014. – 212 с.
83. Евдокимов, А.А. О формализме модели статических поправок [Электронный ресурс] / А.А. Евдокимов, А.П. Сысоев // Международная конференция и выставка: Санкт–Петербург, 2006.
84. Жданович, В.В. Технологическая схема площадной кинематической интерпретации данных сейсморазведки методом ОГТ на ЭВМ БЭСМ-6 / В.В. Жданович, Б.В. Монастырев, С.Н. Щекин // В кн. Методы оптимизации сейсморазведки на севере Западной Сибири: тр. ЗапСибНИГНИ, – Тюмень. – 1983. – С.38-44.
85. Жданович, В.В. Способы и методика решения кинематических задач сейсморазведки в условиях сложного строения ВЧР / В.В. Жданович, Б.В. Монастырев, Г.Б. Борисов, Г.Г. Шаталов // Труды 28 Международного геофизического симпозиума, – Балатонсемеш, Венгрия. – 1983. – С.219-235.
86. Жданович, В.В. Анализ эффективности способов учета локальных скоростных неоднородностей разреза при обработке и интерпретации данных сейсморазведки ОГТ по результатам площадного моделирования / В.В. Жданович, В.Г. Шаталов, П.В. Ежов, Б.В. Монастырев Б.В. // Труды 29 Международного геофизического симпозиума, – София, Болгария. – 1984. – С.86-98.
87. Жданович, В.В. Изучение и компенсация искажающих свойств верхней части разреза в сейсморазведке / В.В. Жданович, Ю.В. Ознобихин, Б.В. Монастырев // Геофизика. –1997. – №6. – С.22-36.
88. Жданович В.В. Возможности и ограничения кинематической интерпретации данных объемной сейсморазведки / В.В. Жданович, Ф.С. Абдрахманова // Геофизика. –1999. –№2. – С.19-26.
89. Завьялов, В.А. Учет влияния зоны малых скоростей и неоднородностей верхней части разреза по работам МОВ-ОГТ / В.А. Завьялов, А.Н. Бобрышев,

- В.А. Киселев и др. // Геофизика, спец. выпуск: Технологии сейсморазведки – II, – 2003/ – С.200-202.
90. Завьялов, В. А. Компенсация аномалий, вызванных влиянием ЗМС и ВЧР, по работам 3D в Среднем Приобье / В.А. Завьялов // Геофизика. – 2004. – №5. – С.14-15.
91. Завьялов, В.А. Об учете неоднородностей верхней части разреза по данным сейсморазведки в Широтном Приобье / В. А. Завьялов // Геофизика. – 2004. – №6. – С.6-11.
92. Завьялов, В.А. Особенности компенсации поверхностных неоднородностей по материалам, полученным с использованием вибросейсмических источников / В.А. Завьялов // Геофизика. – 2005. – №4, С.10-13.
93. Завьялов, В.А. Перспективы подготовки новых структурных объектов в Среднем Приобье / В.А. Завьялов // Технологии сейсморазведки. – 2009. – №2. – С.99-103.
94. Завьялов, В.А. Особенности коррекции статических поправок за влияние зоны малых скоростей по работам МОВ-ОГТ / В.А. Завьялов // Геофизика. – 2012. – №3. – С.24-29.
95. Захарова, Г.А. Определение среднечастотной компоненты остаточных статических сдвигов сигналов по фрагментам отраженных волн / Г.А. Захарова, С.В. Колесов, О.А. Потапов, А.Н. Иноземцев // Геофизика. – 2000. – №1. – С.19-24.
96. Ильюшина, А.С. Анализ геологических неопределенностей основных эксплуатационных объектов уникального газоконденсатного месторождения [Электронный ресурс] / А.С. Ильюшина, В.В. Серебряков, А.А. Куркин и др. // Российская техническая нефтегазовая конференция и выставка SPE по разведке и добыче: –2014. – DOI: 10.2118/171206-RU.
97. Иоспа, В.М. Применение современных методов учета скоростных аномалий с целью повышения достоверности структурных построений / В.М. Иоспа, Е.А. Барина, В.В. Васильев, В.М. Игуменов // Геофизика, спец. выпуск. – 2002. – С.13-16.
98. Кивелиди, В.Х. Вероятностные методы в сейсморазведке / В.Х. Кивелиди, М.Е. Старобинец, В.М. Эскин // М.: Недра – 1982. – 247 с.

99. Козырев, В.С. Определение и коррекция статических поправок в методе многократного профилирования при наличии протяженных неоднородностей / В.С. Козырев, В.К. Королев // Обзор ВИЭМС: Региональная разведочная и промысловая геофизика. М.: 1979. – С.66-70.
100. Козырев, В.С. Интерактивная методика коррекции статических поправок для условий сложного строения ВЧР / В.С. Козырев, Е.К. Королев // Геофизика. – 1993. – №3. – С.13-19.
101. Козырев, В.С. Учет неоднородностей верхней части разреза в сейсморазведке / В.С. Козырев, А.П. Жуков, И.П. Коротков и др. // Современные технологии. М.: ООО “Недра-Бизнесцентр”, – 2003. – 227 с.
102. Козырев, В.С. Способы учета сложно построенной верхней части разреза в Западной Сибири / В.С. Козырев, И.П. Коротков, А.П. Жуков // Технологии сейсморазведки. – 2014. – № 3. – С.66-78.
103. Кондратьев, И.К. Детальность и точность решений в задаче сейсмической волновой инверсии / И.К. Кондратьев, П.А. Лисицин, Ю.М. Киссин // Геофизика. – 2005. – № 3. – С.19-25.
104. Кондратьев, И.К. Экспериментальная оценка точности прогнозирования коллекторов акустической пластовой инверсией в Западной Сибири / И.К. Кондратьев, М.Т. Бондаренко, Ю.М. Киссин, Е.В. Рейгасс // Геофизика. – 2013. – №1. – С.11-19.
105. Кондрашков, В.В. Теория и методика эллиптической развертки отражений (ЭРО) для построения временных разрезов в сложных сейсмогеологических условиях: автореферат дис. на соискание ученой степени кандидата технических наук: 25.0010 / Кондрашков Вадим Васильевич. – Москва. – 1986. – 24 с.
106. Кондрашков, В.В. Основы метода параметрической развертки отображений (ПРО) как универсального способа обработки сейсмических данных / В.В. Кондрашков, Е.М. Анискович // Известия РАН. Физика Земли. 1998. – вып.2 – С.46-64.
107. Копилевич, А.Е. Автоматизированное построение глубинных сейсмических разрезов по данным МОГТ / А.Е. Копилевич, С.И. Бендурин и др. // Разведочная геофизика. – 1983. – вып.96 – С.16-22.

108. Коротков, И.П. Применение метода интерактивной коррекции статических поправок для повышения достоверности геологической интерпретации / И.П. Коротков, В.С. Козырев // Технологии сейсморазведки. – 2011. – №2. – С.13-22.
109. Коротков И.П. Создание технологии формирования изображений среды по данным многоволновой сейсморазведки в условиях сложно построенных сред: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук: 25.00.10 / Коротков Илья Петрович. – Москва. – 2012 – 26 с.
110. Корягин, В.В. 1993, Сейсморазведка нефтегазоперспективных структур малого размера / В.В. Корягин. – Москва: Недра, 1993. – 264 с.
111. Кочнев, В.А. Технология расчета плотностной и скоростной моделей и статических поправок по гравиметрическим данным / В.А. Кочнев, И.В. Гоз, Поляков В.С. // Геофизика. – 2014. – №1. – С.2-7.
112. Кривокурцев, В.И. Выявление скоростных неоднородностей разреза при сейсморазведке МОВ в районах распространения многолетнемерзлых пород / В.И. Кривокурцев // Региональная, разведочная и промысловая геофизика: экспресс-информация, ВИЭМС. – 1974. – вып.1 – С.22-32.
113. Кривокурцев, В.И. Сейсмические исследования при поисках и разведке малоамплитудных структур в зоне развития многолетнемерзлых пород / В.И. Кривокурцев, В.И. Казаис, В.И. Млотэк, Д.Б. Тальвирский // Разведочная геофизика СССР на рубеже 70-х годов – Москва: Недра, 1974. – С.589-593.
114. Крылов, С.В. Свойства головных волн и новые возможности автоматизации их обработки / С.В. Крылов, В.Н. Сергеев // Геология и геофизика. – 1985. – №4. – С.92-102.
115. Крылов, С.В. Селекция и интерпретация головных волн при многократных системах наблюдения / С.В. Крылов, Г.М. Митрофанов, В.Н. Сергеев // Международная геофизическая конференция SEG: сборник рефератов. – Москва, 1992. – С. 516-517.
116. Крылатков, С.М. Верхняя часть разреза и ее роль при проведении сейсморазведочных работ / С.М. Крылатков, Н.А. Крылаткова, А.Н. Крылевская // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2014. – №1. – С.6-14.
117. Кузнецов, В.В. Методика регистрации прямых продольных волн на поверхности и во внутренних точках среды / В.В. Кузнецов, А.Г. Гамбурцев // В

книге “Модели реальных сред и сейсмические волновые поля”. Москва: Наука, 1967. – С.197-219.

118. Кузнецов, В.М. Изучение многолетнемерзлых пород с использованием технологий многоволновой сейсморазведки в применении к верхней части разреза / В.М. Кузнецов, А.П. Жуков, Е.О. Никонов и др. // Технологии сейсморазведки. – 2014. – №1. – С.74-83.

119. Кунин, Н.Я. Подготовка структур к глубокому бурению для поисков залежей нефти и газа / Н.Я. Кунин. – Москва: Недра, 1981. – 304 с.

120. Куркин, А.А. Оптимизация технологии учета ВЧР и построения глубинно-скоростной модели на основе адаптивной фильтрации поверхности верхнего опорного горизонта [Электронный ресурс] // А.А. Куркин, Ю.Н. Долгих, С.Н. Курышкин // Глубокие горизонты науки и недр: сборник материалов Международной научно-практической конференции – Тюмень. – 2015. – DOI: 10.3997/2214-4609.201412073.

121. Куркин, А.А. Оценка пространственного распределения погрешности структурных построений / А.А. Куркин // Известия ВУЗ. Нефть и газ – 2016. – №1. – С.15-21.

122. Кутьина О.Г. Построение статистических алгоритмов обработки и интерпретации сейсмических данных / О.Г. Кутьина. Москва: Недра, 1982. – 165 с.

123. Лаврик А.С., Геништа А.Н. Интерпретационный подход к учету неоднородностей ВЧР при обработке 2D- и 3D-сейсморазведки ОГТ на территории Западной Сибири / А.С. Лаврик, А.Н. Геништа // Геофизика. – 2001. – №1. – С.61-63.

124. Лаврик, А.С. Способ определения скоростных неоднородностей пород в верхней части геологического разреза / А.С. Лаврик, А.П. Геништа // патент РФ № 2172003, П01М1/28, опубл. 10.08.2001.

125. Лещук, Ф.А. Учет скоростных неоднородностей ВЧР при сейсморазведке МОВ на севере Западно-Сибирской плиты / Ф.А. Лещук, Ю.М. Забелин // Геология и геофизика. – 1976. – №2. – С.151-155.

126. Логовской, В.И. Повышение достоверности сейсморазведочных данных в зонах развития многолетнемерзлых пород / В.И. Логовской, С.С. Говоров // Геофизический вестник (ЕАГО). – 2000. – №2. – С. 8-13.

127. Лозинский, З.Н. Комплекс программ расчета скоростной модели среды (РСМ-2) / З.Н. Лозинский и др. – Москва: ЦГЭ, 1981.
128. Мадатов, А.Г. Определение оператора фильтра зоны малых скоростей по записям отраженных продольных волн конечной длины на дневной поверхности и во внутренних точках среды / А.Г. Мадатов, М.М. Жечев, Я.М. Шпорт // тр. Днепропетровского Горного Института имени Артема, № 503-82 деп., Люберцы, ПИК ВИНТИ, зак. 32792, 1982.
129. Малкин, А.Л. Точность определения кинематических параметров волн при скоростном анализе материалов ОГТ / А.Л. Малкин, М.Б. Рапопорт // Разведочная геофизика. – 1980. – вып.90. – с.31-36.
130. Маловичко, А.А. Изучение сложного скоростного строения разреза по данным метода ОГТ / А.А. Маловичко // РНТС, сер. Нефтегазовая геология и геофизика. – Москва: ВНИИОЭНГ, 1982. – № 5. – С.29-31.
131. Маловичко, А.А. Возможности изучения латеральной изменчивости скоростей по данным метода ОГТ / А.А. Маловичко // В книге: Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. – Пермь: 1982. – С.52-61.
132. Маловичко, А.А. Изучение скоростных параметров слоисто-неоднородных сред на основе детального кинематического анализа / А.А. Маловичко // Прикладная геофизика. – 1982. – вып.105. – С.57-64.
133. Маловичко, А.А. Влияние динамических характеристик сейсмической записи на точность определения кинематических параметров волн / А.А. Маловичко А.А. // В книге: Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа. – Пермь. – 1983. – С.52-60.
134. Маловичко, А.А. Влияние тонкой слоистости разреза на точность вычислений эффективных и интервальных скоростей в методе отраженных волн / А.А. Маловичко // Геофизический журнал, т.5. – 1983. – №5. – С.24-29.
135. Маловичко, А.А. Анализ потенциальной точности вычисления скоростей в сейсморазведке МОГТ / А.А. Маловичко // В книге: Вопросы совершенствования методов поисков, разведки и разработки нефтяных месторождений Пермского Прикамья. – Пермь. – 1984. – С.34-35.

136. Маловичко, А.А. Погрешности вычисления эффективных и интервальных скоростей при обработке на ЭВМ материалов сейсморазведки МОГТ / А.А. Маловичко // Обзорная серия: Разведочная геофизика. – Москва: ВИЭМС, 1984.
137. Маловичко, А.А. К оценке оптимальных длин расстановок при определении эффективных скоростей. В книге: Геофизические методы поисков и разведки месторождений нефти и газа / А.А. Маловичко // Пермь. – 1985. – С.45-54.
138. Меркулов, В.И. О достоверности изучения параметров сейсмических волн / В.И. Меркулов, М.И. Поволоцкий, О.А. Строгуш О.А.// Техника и технология геофизических работ на нефть и газ: сборник научных трудов УкрНИГРИ. – Львов. – 1989.
139. Мешбей, В.И. Оценка точности определения скоростной модели среды по данным МОГТ / В.И. Мешбей, З.И. Лозинский З.П. и др. // РНТС, в серии: Нефтегазовая геология и геофизика. – Москва: ВНИИОЭНГ. – 1977. – №7. – С.34-39.
140. Митрофанов, Г.М. Учет поверхностных неоднородностей в методе ОГТ / Г.М. Митрофанов // Геология. Геофизика. Геохимия: Тезисы докладов X научной студенческой конференции. - Новосибирск: НГУ. – 1972. – С. 44-45.
141. Митрофанов, Г.М. Анализ влияния поверхностных неоднородностей на спектр сейсмического сигнала / Г.М. Митрофанов // Геология и геофизика. – 1975. – №5. – С.133-137.
142. Митрофанов, Г.М. Последовательное уточнение оценок линейных факторов при интерпретации данных сейсморазведки / Г.М. Митрофанов // Геология и геофизика. – 1978. – № 2. – С.109-122.
143. Митрофанов, Г.М. Эффективное представление волнового поля в сейсморазведке / Г.М. Митрофанов // Геология и геофизика. – 1980. – №4. – С.135-145.
144. Митрофанов, Г.М. Псевдоаприорная информация в задаче коррекции частотно-зависимой статики / Г.М. Митрофанов // Математические проблемы интерпретации данных сейсморазведки. – Новосибирск: Наука, 1988. – С.149-168.

145. Митрофанов, Г.М. Формирование априорной информации при анализе и коррекции данных сейсмического метода отраженных волн / Г.М. Митрофанов, Н.А. Рачковская // Геология и геофизика. – 1996. – №3. – С.74-84.
146. Митрофанов, Г.М. Развитие методов интерпретационной обработки сейсмических данных и оптимизации систем наблюдений на основе факторных представлений: диссертация ... доктора физико-математических наук: 25.00.10 / Митрофанов Георгий Михайлович. – Новосибирск, 2014. – 297 с.
147. Митюнина, И.Ю. Первые волны на сейсмограммах МОВ и изучение верхней части разреза / И.Ю. Митюнина, Б.А. Спасский, А.П. Лаптев // Геофизика. – 2003. – №5. – С.5-12.
148. Митюнина, И.Н. Методика комплексирования геофизических методов при создании скоростной модели ВЧР / И.Н. Митюнина // Геофизика. – 2014. – №5. – С.41-45.
149. Михеев, С.И. Некоторые проблемные вопросы изучения и учета влияния верхней части разреза в сейсморазведке / С.И. Михеев, Д.С. Михеев // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2014. – №1. – С.31-41.
150. Монастырев, Б.В. Оптимизация глубинных построений по площади на основе подбора модели ВЧР / Б.В. Монастырев // Развитие геофизических исследований на нефть и газ в Западной Сибири: Тюмень. – 1985. – С.43-45.
151. Монастырев, Б.В. Способы повышения точности результатов кинематической обработки и интерпретации данных сейсморазведки МОВ-ОГТ применительно к условиям Западной Сибири: автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук: 25.00.10 / Монастырев Борис Владимирович. – Москва. – 1986. – 24 с.
152. Монастырев, Б.В. Технология учета приповерхностных неоднородностей и результаты ее применения на севере Западной Сибири / Б.В. Монастырев, В.Б. Козак, А.И. Базаев, В.Б. Монастырев // Геофизика. – 2002. – №5. – С.15-20.
153. Назаров, В.И. Экономическая оценка ресурсов нефти и газа в России / В.И. Назаров, В.Д. Наливкин, Г.П. Сверчков // Геология нефти и газа. – 1997. – №10. – С.15-25.
154. Немченко, Н.Н. Проблемы оценки промышленных запасов нефти и газа в России / Н.Н. Немченко, М.Я. Зыкин, В.И. Порожун, И.С. Гутман // Геология нефти и газа. – 1998. – №4. – С.4-9.

155. Сейсморазведка: Справочник геофизика (1 том). Под ред. В.П. Номоконова. – Москва: Недра, 1990. – 336 с.
156. Сейсморазведка: Справочник геофизика (2 том). Под ред. В.П. Номоконова. – Москва: Недра, 1990. – 400 с.
157. Палагин, В.А. Сейсморазведка малых глубин / В.А. Палагин, А.Я. Попов, П.И. Дик // Москва: Недра, 1989. – 300 с.
158. Петрашень, Г.И. Продолжение волновых полей в задачах сейсморазведки / Г.И. Петрашень, С.А. Нахамкин. – Ленинград: Наука, 1973. – 170 с.
159. Плотников, А.А. К методике оценки результатов и планирования геолого-поисковых работ / А.А. Плотников, Н.Ф. Медведев, Д.А. Плотников // Геология нефти и газа. – 1997. – №7. – С.39-42.
160. Потапов, О.А. Технология полевых сейсморазведочных работ / О.А. Потапов. – Москва: Недра, 1987. – 309 с.
161. Пузырев, В.В. Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров / В.В. Пузырев. – Новосибирск: Наука, 1979. – 296 с.
162. Путилов, И.С. Разработка технологий комплексного изучения геологического строения и размещения месторождений нефти и газа / И.С. Путилов. – Пермь: Пермские национальные исследования политехнического университета, 2014. – 285 с.
163. Роганов, В.Ю. Оценка точности определения статических поправок поперечных волн в верхней части разреза по кривым дисперсии поверхностных волн Рэлея / В.Ю. Роганов // Технологии сейсморазведки. – 2013. – №4. – С.49-55.
164. Соколова, Н.Е. Учет влияния вариаций толщин многолетнемерзлых пород при структурных построениях на севере Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна / Н.Е. Соколова, А.С. Щарева // Технологии сейсморазведки. – 2007. – №1. – С.44-49.
165. Спасский, Б.А. Использование первых волн в сейсморазведке методом отраженных волн для изучения верхней части разреза / Б.А. Спасский, И.Ю. Митюнина // Разведочная геофизика. – 1992. – №5.
166. Спасский, Б.А. Рациональный комплекс изучения скоростной характеристики разреза / Б.А. Спасский, М.А. Нурсубин, В.Ф. Ланцев и др. // Геофизика, спец. выпуск. – 2000. – С.65-70.

167. Спасский, Б.А. Влияние скоростной анизотропии ВЧР на точность расчета статических поправок / Б.А. Спасский, И.Ю. Митюнина, И.В. Огородова // Геофизика. – 2012. – №5. – С.42-46.
168. Сысоев, А.П. Коррекция формы сейсмического сигнала в МОВ на основе спектрально-статистического метода (ССМ) / А.П. Сысоев, А.А. Евдокимов // Геология и геофизика. – 1986. – № 5. – С.94-103.
169. Сысоев, А.П. Влияние рельефа на оценки кинематических параметров отраженных волн / А.П. Сысоев, Р.Б. Янивец // Геофизический вестник. – 2004. – №12. – С.10-15.
170. Сысоев, А.П. Прикладные задачи компенсации неоднородности верхней части разреза при обработке и интерпретации сейсмических данных / А.П. Сысоев. – Новосибирск: ИНГГ им. А.А.Трофимука СО РАН, 2011. – 90 с.
171. Татанова, М.С. Применение головных волн от виртуального источника в задачах томографии / М.С. Татанова, К. Мета и др. // Вопросы геофизики. – 2010. – т.43. – С.63-79.
172. Телегин, А.Н. Методика сейсморазведочных работ МОВ и обработка материалов / А.Н. Телегин. – Ленинград: Недра, 1991. – 239 с.
173. Троян В.Н. Статистические методы обработки сейсмической информации при исследовании сложных сред / В.Н. Троян. – Москва: Недра, 1982. – 184 с.
174. Троян, В.Н. Исследование точности оценок параметров одиночной волны по сейсмограммам ОГТ / В.Н. Троян, А.П. Иванов // В книге: Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн. – Ленинград: Наука, вып.16. – С.178-182.
175. Труфанова, Н.В. Построение и оптимизация глубинно-скоростной модели в сейсмогеологических условиях юга Сибирской платформы / Н.В. Труфанова, Е.Е. Казанцева // Технологии сейсморазведки. – 2005. – №2. – С.37-41.
176. Урупов, А.К. Погрешности вычисления эффективных и интервальных скоростей при использовании метода отраженных волн / А.К. Урупов, А.А. Маловичко // Прикладная геофизика. – 1983. – вып.106. – С.16-28.
177. Урупов, А.К. Определение и интерпретация скоростей в методе отраженных волн / А.К. Урупов, А.Н. Левин. – Москва: Недра, 1985. – 287 с.
178. Фокин, А. Риски и неопределенности в геологоразведочном процессе / А. Фокин // ROGTEC. – 2011. – №27. – С.76-84.

179. Хасанов, Т.И. Влияние структурных неопределенностей на геологические риски / Т.И. Хасанов, А.А. Куркин, С.А. Федоров и др. // Известия ВУЗ. Нефть и газ. – 2016. – № 2. – С.32-40.
180. Чао, В. Волновая инверсия, включая ограничения на режимы работы скважин, анизотропию и ослабление / В. Чао, Д. Ист, Ц.Бай и др. // The Leading Edge. – 2013. – September.
181. Череповский, А.В. Сейсморазведка с одиночными приемниками и источниками: обзор современных технологий и проектирование съемок / А.В. Череповский. – Тверь: Издательство ГЕРС, 2012. – 134 с.
182. Череповский, А.В. Наземная сейсморазведка нового технологического уровня съемок / А.В. Череповский // Геофизика. – 2014. – №2. – С.75-83.
183. Черняк, В.С. Остаточные аномалии *Voigt* после ввода в сейсмограммы поправок за многолетнемерзлые породы и способ избавления от них / В.С. Черняк // Технологии сейсморазведки. – 2006. – №3. – С.43-46.
184. Черняк, В.С. Еще раз об остаточных аномалиях *Voigt* после ввода поправок за мерзлоту / В.С. Черняк // Технологии сейсморазведки. – 2007. – №1.
185. Чернявский, В.Е. Использование частотных характеристик направленности сейсмического излучателя для определения динамических параметров отраженных волн / В.Е. Чернявский // Разведочная геофизика, вып.91. – Москва: Недра, 1980. – С.7-12.
186. Шевченко, А.А. Метод оценки точности скоростного анализа общей глубинной точки / А.А. Шевченко // Технологии сейсморазведки. – 2011. – №4. – С.6-11.
187. Шерифф, Р. Сейсморазведка: В 2-х т. Т.1. Пер. с англ. / Р. Шерифф, Л. Гелдарт. – Москва: Мир, 1987. – 448 с.
188. Шерифф, Р. Сейсморазведка: В 2-х т. Т.2. Пер. с англ. / Р. Шерифф, Л. Гелдарт. – Москва: Мир, 1987. – 400 с.
189. Hydrocarbon Risk and Uncertainty: Indian Scenario. / K.C. Dani, V.K. Baskaran, D.K. Gupta, A.M. Urkude // International Petroleum Technology Conference, 2013. – IPTC 16759.
190. Validating the velocity model: the Hamburg Score / V. Glogovsky, E. Landa, S. Langman S., J.M. Tijmen // FIRST BREAK. – 2009. – №3.

191. Holton, Glyn A. Defining Risk / Glyn A. Holton // Financial Analysts. – 2004. – №60. – P.19-25.
192. Hubbard, D. How to Measure Anything: Finding the Value of Intangibles in Business. / D. Hubbard // Wiley & Sons. – 2007. – P.46.
193. Hubbard, D. The Failure of Risk Management: Why It's Broken and How to Fix It. John Wiley & Sons. – 2009.
194. Knight, F. Risk, Uncertainty, and Profit. Boston: Houghton Mifflin Co, 1921. – P.210–235.
195. Otis, R.M. and Schneidermann, N. A Process for Evaluating Exploration Prospects. AAPG Bulletin, V. 81, No. 7 (July), 1997. – P.1087-1109.
196. Plessix, R.-E. and Perkins, C. Full waveform inversion of a deep water ocean bottom seismometer dataset, First Break. – 2010. – №28. – P.71-78.
197. Plessix, R.-E, and Qin, C. A parameterization study for surface seismic acoustic full waveform inversion in a vertical transverse isotropic medium, geophysical Journal International. – 2011. – №185. – P.539-556
198. Plessix, R.-E. A pseudo-time formulation for acoustic full waveform inversion, Geophysical Journal International. – 2013. – doi:10.1093/gji/ggs056.
199. Turdiev, D. Methods of geological risks assessment during conduction of exploration works. Social and Natural Sciences Journal. – 2011. – vol.2. – P.12-13.
200. Krey, Th. and Toth, F. Remarks on Wavenumber Filtering in the Field. Geophysics. – 1973. – vol.38. – №5.