

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ
АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

ШЕЛОХОВ ИВАН АНТОНОВИЧ

КОМПЛЕКСИРОВАНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ДЛЯ ПРОГНОЗА
СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА

Специальность 25.00.10 – геофизика, геофизические методы поисков полезных
ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
Доктор геолого-минералогических наук, профессор
Поспеев Александр Валентинович

Иркутск, 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	5
Глава 1. Проблемы обработки данных сейсморазведки МОВ ОГТ в условиях сложнопостроенной ВЧР.....	11
1.1. Постановка проблемы.....	11
1.2. Осложняющие факторы ВЧР.....	14
1.2.1. Рельеф.....	15
1.2.2. Зона малых скоростей.....	15
1.2.3. Многолетняя мерзлота.....	16
1.3. Статические поправки: виды, области применения.....	17
1.4. Длиннопериодные статические поправки: способы расчета, проблемы.....	18
1.4.1. Метод замещения слоя.....	18
1.4.2. Использование волн в первых вступлениях данных МОВ ОГТ.....	19
1.4.3. Высокоточная гравиразведка.....	21
1.5. Опыт применения электроразведки.....	21
для восстановления скоростных характеристик ВЧР.....	21
Глава 2. Петрофизическая модель.....	24
2.1. Петрофизическая модель УЭС Арчи-Дахнова.....	24
2.2. Петрофизическая модель УЭС глиносодержащих пород.....	25
2.3. Петрофизическая модель УЭС мерзлых пород.....	26
2.4. Петрофизическая модель УЭС мерзлых пород с массивной криогенной текстурой.....	27
2.5. Петрофизическая модель «скорость-пористость». Уравнение Уайлли.....	27
2.6. Петрофизическая модель «скорость – пористость».....	28
Уравнение Раймера-Ханта-Гарднера.....	28
2.7. Модель критической пористости Ньюра.....	29
2.8. Петрофизическая модель скорость – пористость – объем глины. Уравнение Хана.....	30
2.9. Закономерности распространения упругих волн в мерзлых породах.....	32
2.10. Модель связи «скорость-УЭС». Зависимость Фауста.....	34
2.11. Петрофизическое моделирование на простых моделях.....	35
2.12. Типичные физико-геологические модели.....	39
2.12.1. Модель многолетнемерзлых пород.....	39

2.12.2. Модель карбонатного разреза (Восточная Сибирь).....	41
2.13. Выводы к главе 2	42
Глава 3. Основы метода зондирования становлением поля в ближней зоне в малоглубинной модификации	44
3.1. Возможности метода мЗСБ в различных геологических условиях	47
3.1.1. Возможности метода мЗСБ для картирования многолетнемерзлых пород.	47
3.2. Выводы к главе 3	54
Глава 4. Прогноз акустических свойств разреза на основе данных мЗСБ.....	55
4.1. Методология подхода к восстановлению скоростных характеристик ВЧР из данных мЗСБ	55
4.2. Комплексная методика восстановления скоростных характеристик разреза	56
4.3. Возможности применения методики для уточнения модели ВЧР.....	58
4.4. Выводы к главе 4	62
Глава 5. Оценка геологической эффективности использования малоглубинных зондирований методом становления поля в ближней зоне для прогноза скоростной модели верхней части разреза	64
5.1. Ангаро-Ленская ступень	64
5.1.1. Геологическая и геокриологическая характеристика ВЧР участка исследований ..	64
5.1.2. Физико-геологическая модель ВЧР участка исследований.....	66
5.1.3. Проблематика восстановления скоростных характеристик ВЧР	67
5.1.4. Расчет статических поправок традиционными методами.....	68
5.1.5. Результаты расчета скоростной модели по данным мЗСБ и ВСП	69
5.1.6. Анализ полученных скоростных моделей.....	72
5.1.7. Результаты учета скоростной модели ВЧР по данным мЗСБ.....	73
5.2. Непско-Ботубинская антеклиза	79
5.2.1. Физико-геологическая модель ВЧР	79
5.2.2. Проблематика восстановления скоростных характеристик ВЧР	81
5.2.3. Результаты расчета скоростной модели по данным мЗСБ и ВСП	81
5.2.4. Анализ полученных скоростных моделей.....	83
5.2.5. Результаты учета скоростной модели ВЧР по данным мЗСБ.....	84

5.3. Полуостров Ямал.....	87
5.3.1. Физико-геологическая модель ВЧР	87
5.3.2. Проблематика восстановления скоростных характеристик ВЧР	89
5.3.3. Расчет скоростной модели ВЧР.....	90
5.3.4. Результаты ввода статических поправок	92
5.4. Выводы к главе 5	93
Заключение	94
Список литературы	96

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность.

Современная нефтегазопроисковая сейсморазведка, ввиду особенностей параметров приема и возбуждения сигнала, не всегда способна восстановить достоверную информацию о скоростных характеристиках верхней части разреза (ВЧР). Данный факт оказывает прямое влияние на качество итоговых геологических моделей месторождений, находящихся в сложных поверхностных условиях. В рамках данной проблемы остро стоит необходимость в привлечении сторонних источников информации о ВЧР в местах, где построение скоростной модели ВЧР по данным сейсморазведки проблематично.

При интерпретации материалов сейсморазведочных работ на территориях со сложными поверхностными условиями и неоднородной верхней частью разреза необходимо учитывать их влияние.

Источником такого влияния выступают скоростные аномалии, сосредоточенные в относительно тонком, но неоднородном по толщине приповерхностном интервале разреза.

Недоучет влияния данных аномалий на форму отражающих горизонтов может привести к значительным ошибкам в структурных построениях, ухудшению волновой картины во всем временном диапазоне, а также повлечет за собой большие неопределенности при решении обратной кинематической задачи сейсморазведки.

В настоящей работе предлагается подход к восстановлению упругих свойств верхней части разреза по данным малоглубинных зондирований становлением поля в ближней зоне (мЗСБ).

Степень разработанности проблемы. В связи с растущими объемами сейсморазведочных работ 2D и 3D проблема корректного восстановления скоростной модели ВЧР стоит достаточно остро. Существует ряд классических методик для прогноза скоростной модели ВЧР и расчета статических поправок.

Учет небольших аномалий ВЧР сопряжен с целым рядом трудностей. Как правило, такая задача решается очень приближенно [Armstrong, 2001; Armstrong et al., 2001; Jones, 2010]. Геометрия распространения лучей всех отраженных волн в районе аномалии ВЧР искажается. Зона влияния аномалии ВЧР составляет приблизительно половину длины расстановки от каждой границы аномалии. В

реальных условиях зона влияния ВЧР распространяется еще дальше за счет зоны Френеля, ведь речь идет скорее о прохождении фронта волны, а не гипотетических лучей. Кроме того, типовые методы анализа скоростей и обработки данных во временной области обеспечивают обработку всех трасс на сейсмограмме ОГТ/ОСТ с использованием одинаковой скоростной функции 1D, следовательно, типовые методы обработки во временной области не решают задачу учета влияния ВЧР.

Целью работы является повышение точности построения глубинно-скоростной модели верхней части разреза путем применения данных нестационарных электромагнитных зондирований.

Основные задачи исследования:

- обоснование петрофизических предпосылок к восстановлению акустических характеристик разреза из геоэлектрических;
- разработка эффективной технологии восстановления скоростной характеристики ВЧР из геоэлектрической модели, полученной по данным мЗСБ;
- калибровка и апробация разработанной технологии на синтетических и экспериментальных данных;

Объект исследования

В данной работе объектом исследования является сложнопостроенная верхняя часть разреза. Предметом исследования при этом выступают упругие и геоэлектрические свойства ВЧР.

Методологическая основа и методы

Применяемые в работе методы исследования состояли из математического моделирования, различных методов интерпретации данных, основанных на применении статистических процедур, применении атрибутивного анализа посредством Гильберт преобразований. Выполнялся качественный анализ путем построения трехмерных геолого-геофизических моделей. Точность моделей оценивалась путем применения метода кросс-валидации.

Фактический материал.

В основу диссертационной работы положены материалы, собранные автором за время работы в ООО «СИГМА-ГЕО». К данным материалам можно отнести более 30000 физических наблюдений мЗСБ в различных районах Восточной и Западной Сибири. Также были использованы результаты сейсморазведочных работ и

материалы ГИС и ВСП, полученные в различных условиях Восточной и Западной Сибири.

Защищаемые положения

1. Факторами, определяющими в неоднородной верхней части осадочного разреза связь между удельным электрическим сопротивлением и скоростью продольной волны, является глинистость, температура и водонасыщенность породного массива.

2. Прогнозировать скоростную модель и рассчитывать статические поправки возможно на основе корреляционных связей «удельное электрическое сопротивление – скорость продольной волны», полученных для конкретных геологических условий верхней части разреза.

3. Расчет скоростной модели верхней части разреза на основе геоэлектрической модели, полученной по данным мЗСБ с применением уравнения Фауста, повышает точность структурных построений и увеличивает уровень амплитуды сейсмического сигнала за счет учета динамических аномалий верхней части разреза при обработке материалов сейсморазведки.

Научная новизна и теоретическая значимость работы.

Для различных геологических условий Восточной и Западной Сибири обобщены и систематизированы петрофизические зависимости для скорости продольной волны и УЭС. Выполнено петрофизическое моделирование для обоснования связи между V_p и УЭС через петрофизические параметры K_p , K_{gl} , K_v .

Предложено использование метода малоглубинных зондирований становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) в качестве дополнительного источника информации об упруго-скоростных характеристиках верхней части разреза (ВЧР), а также ее геолого-структурных особенностях. Для решения данной задачи предложено привлечение эмпирической зависимости Фауста для перехода от удельного электрического сопротивления (УЭС), определенного по данным ЗСБ, к скоростям продольных волн. Указанный подход позволяет существенно прирастить информацию о ВЧР и, как следствие, повысить точность обработки данных сейсморазведки, которая, в свою очередь, оказывает решающее влияние на точность построения геологической модели целевых нефтегазоносных интервалов.

Впервые для различных геологических условий Восточной и Западной Сибири удалось адаптировать уравнение Фауста для применения к данным ЗСБ. Проведена апробация подхода на ряде месторождений Восточной и Западной Сибири.

Практическая значимость.

Предложенная в работе методика расчета скоростных моделей на основе данных мЗСБ позволяет снижать неопределенности сейсмической глубинно-скоростной модели и, как следствие, повышать точность структурных построений и глубинной миграции. На примере математического моделирования показана эффективность применения методики для повышения точности структурной модели.

Геологическая эффективность проведенных исследований состоит в повышении точности восстановления геологической модели и достоверности прогноза.

Основные выводы исследования найдут практическое применение в производственных и научных организациях, осуществляющих деятельность в сфере обработки и интерпретации данных сейсморазведки.

Использование разработанной методики позволяет при минимальных затратах повысить качество обработки данных сейсморазведки и увеличить точность картирования пород геологического разреза исходя из характера решаемой задачи.

Соответствие диссертации паспорту научной специальности 25.00.10.

Диссертационная работа представляется по научной специальности 25.00.10 – геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых.

Согласно паспорту научной специальности **25.00.10** работа соответствует пунктам №14, 16, 22.

Пункт № 14: «Методы обработки и интерпретации результатов измерения геофизических полей», так как изучаются подходы к интерпретации материалов зондирований становлением поля в ближней зоне.

Пункт № 16: «Использование геолого-геофизических данных для построения геологических, гидродинамических и геодинамических моделей месторождений», так как в процессе исследований уточняются структурные построения, которые являются неотъемлемой частью геологической модели.

Пункт № 22: «Теоретическое и экспериментальное исследование связей петрофизических и физических свойств горных пород с результатами измерения геофизических полей», так как в рамках работы анализируются петрофизические

связи между УЭС и скоростью продольной волны, производится моделирование откликов от заданных коэффициентов пористости, водонасыщенности и глинистости.

Личный вклад:

1. Обоснованы петрофизические предпосылки и определены граничные условия для перехода от геоэлектрических свойств к акустическим, для различных геологических условий Восточной и Западной Сибири обобщены и систематизированы петрофизические зависимости для скорости продольной волны и УЭС. Выполнено петрофизическое моделирование для обоснования связи между V_p и УЭС через петрофизические параметры K_p , $K_{гп}$, K_v .

2. Обоснован граф расчета скоростных моделей из геоэлектрических моделей.

3. Обоснованы процедуры калибровки эмпирических коэффициентов уравнения Фауста.

4. Выполнено математическое моделирование для оценки фактической эффективности методики.

5. Проведена апробация на ряде месторождений Восточной и Западной Сибири.

Работы по сбору и систематизации геолого-геофизических данных выполнены непосредственно автором совместно со специалистами ООО «СИГМА-ГЕО» к.г.-м.н. И.В. Буддо, Н.В. Мисюркеевой и др. Разработка подхода к восстановлению скоростных характеристик ВЧР на основе данных мЗСБ выполнялась под непосредственным руководством д.г.-м.н., проф. А.В. Поспеева.

Обоснование, тестирование и внедрение в производство предлагаемых методических подходов проведено автором данной работы. Программирование математических процедур для пересчета УЭС в скорости продольных волн осуществлено Л.В. Суровым и А.С. Кочневым.

Апробация работы

Результаты научных исследований по защищаемой теме опубликованы автором лично или в соавторстве в 15 работах, из них 3 – в журналах, входящих в перечень ВАК, 1 – патент Российской Федерации, результаты работы опубликованы в международном отраслевом журнале «First Break».

Представленные в диссертации научные и практические результаты апробировались на семинарах, выставках и конференциях различного уровня: Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием «Геонауки-2014: актуальные проблемы изучения недр»; международная научно-практическая конференция «Инженерная геофизика 2017», 79 th EAGE Conference & Exhibition 2017, международная научно-практическая конференция «Геобайкал 2018»; Всероссийская науч.-техн. конференция с международным участием «Геонауки-2018: актуальные проблемы изучения недр»; международная научно-практическая конференция «Инженерная геофизика и рудная геофизика 2019»; международная научно-практическая конференция «Углеводородный потенциал Дальнего Востока 2019»; международная научно-практическая конференция «ПроГРРесс-2019».

Объем и структура работы. Работа состоит из введения, пяти глав и заключения, содержит 103 страниц текста, 58 рисунков и список литературы из 88 наименований.

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю д.г.-м.н., профессору А.В. Поспееву за постоянное внимание и консультационную помощь при подготовке диссертационной работы.

За постоянные наставления и активное участие в формировании научных взглядов и интересов, а также участие в разработке технологии автор благодарен главному геофизику ООО «СИГМА-ГЕО» к.г.-м.н. Буддо И.В.

За всестороннюю поддержку при подготовке научной работы автор благодарен исполнительному директору ООО «СИГМА-ГЕО» М.В. Шарлову и генеральному директору ООО «СИГМА-ГЕО» к.т.н. Агафонову Ю.А.

Автор выражает благодарность за поддержку и продвижение технологии начальнику центра по работе в Восточно-Сибирском регионе, ООО «ГАЗПРОМ ВНИИГАЗ», к.г.-м.н., доценту Смирнову А.С.

Связь работы с научными проектами.

Настоящее исследование стало возможным при финансовой поддержке по программе «мегагрантов» по постановлению р220 Правительства РФ № 075-15-2019-1883.

ГЛАВА 1. ПРОБЛЕМЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ МОВ ОГТ В УСЛОВИЯХ СЛОЖНОПОСТРОЕННОЙ ВЧР

1.1. Постановка проблемы

При интерпретации материалов сейсморазведочных работ методом отраженных волн общей глубинной точки (МОВ ОГТ) на территориях со сложными поверхностными условиями и неоднородной верхней частью разреза (ВЧР) необходимо учитывать их влияние. Источником такого влияния выступают скоростные аномалии, сосредоточенные в относительно тонком, но неоднородном по толщине приповерхностном интервале разреза. Недоучет влияния данных аномалий на форму отражающих горизонтов может привести к значительным ошибкам в структурных построениях, ухудшению волновой картины во всем временном диапазоне, а также повлечет за собой большие неопределенности при решении обратной кинематической задачи сейсморазведки [Козырев и др., 2003; Бондарев и др., 2005; Долгих, 2017; Armstrong, 2001; Armstrong et al., 2001; Jones, 2010; Shelokhov et al., 2018].

Территория Восточной Сибири, на которой сосредоточено большое количество крупных нефтегазовых месторождений, характеризуется сложными условиями как поверхностного возбуждения упругих колебаний, так и к сложнопостроенной ВЧР. К наиболее яркому примеру осложнений ВЧР можно отнести резкопересеченный рельеф и выходы трещиноватых карбонатных пород на дневную поверхность [Пьянков и др., 2019].

На сейсмических разрезах такие аномалии характеризуются полной или частичной потерей корреляции отражающих горизонтов (ОГ), а также искажением морфологии ОГ из-за резкопересеченного рельефа (Рис.1).

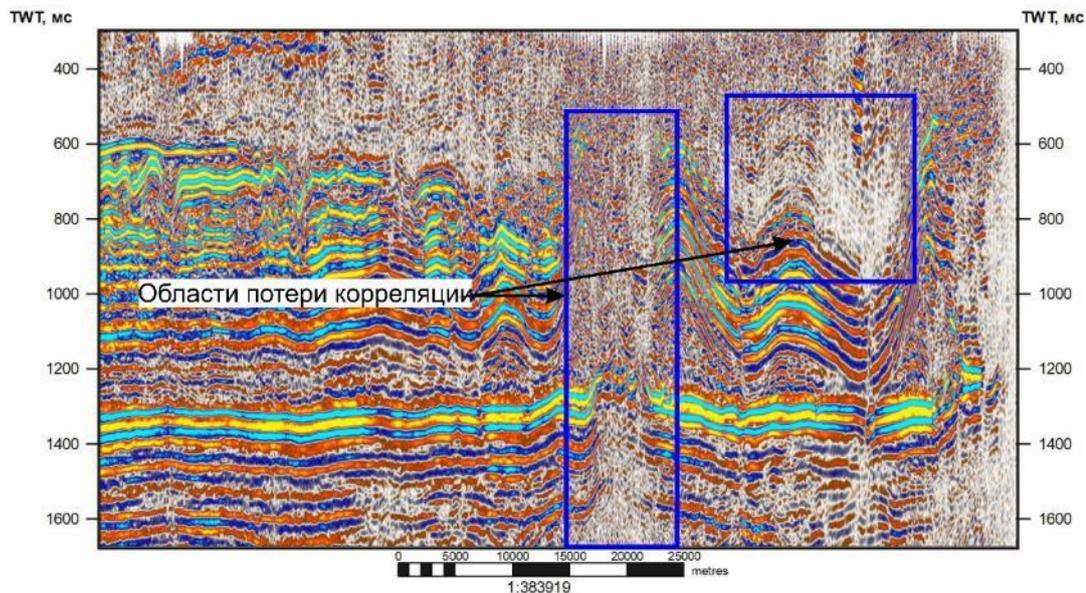


Рис.1 Сейсмический разрез МОВ ОГТ 3D, полученный в области со сложным строением ВЧР.

Наряду с резкопересеченным рельефом необходимо отметить наличие в ВЧР карбонатного карста, зачастую флюидонасыщенного. Разрезы, осложненные данной аномалией, характеризуются областями полной или частичной потери корреляции ОГ (Рис.2).

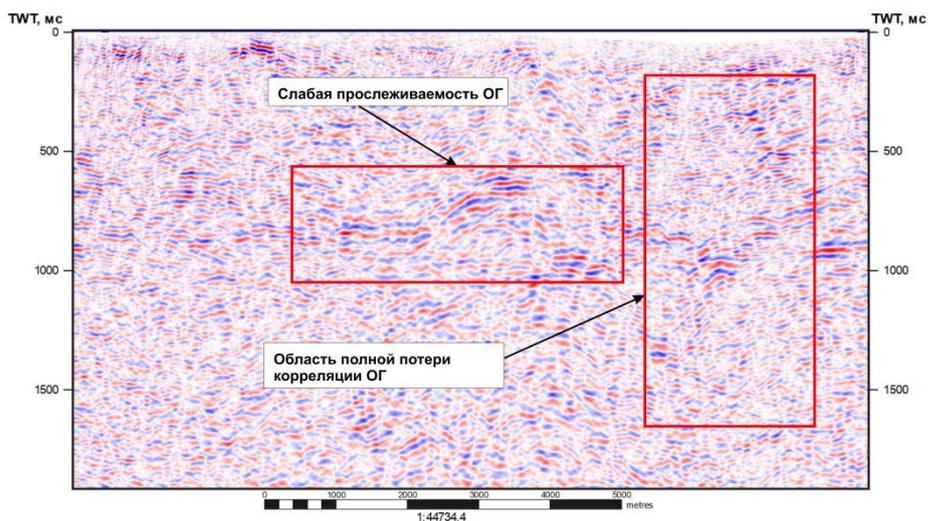


Рис.2 Разрез, осложненный влиянием карбонатного карста.

В данной работе рассмотрены условия как Восточной так и Западной Сибири. Области распространения многолетнемерзлых пород (ММП) занимают около 5 млн. км² территории России [Brown et al., 1997]. Значительное количество разведанных месторождений России, как рудных, так и нерудных, также сосредоточены в области распространения ММП.

Одним из немаловажных вопросов является вопрос влияния ММП на ухудшение качества материалов сейморазведочных работ при поисках на нефть и газ на территории Западной Сибири.

При расчете статических поправок традиционными методами (путем сглаживания вариаций времен годографа) на разрезе возникают искусственные синклинали (Рис.3). Комбинация глубоких низкочастотных вариаций статических задержек с интенсивным полем помех, затрудняющих прослеживание отражений, создает трудноразрешимую ситуацию [Табаков и др., 2016].

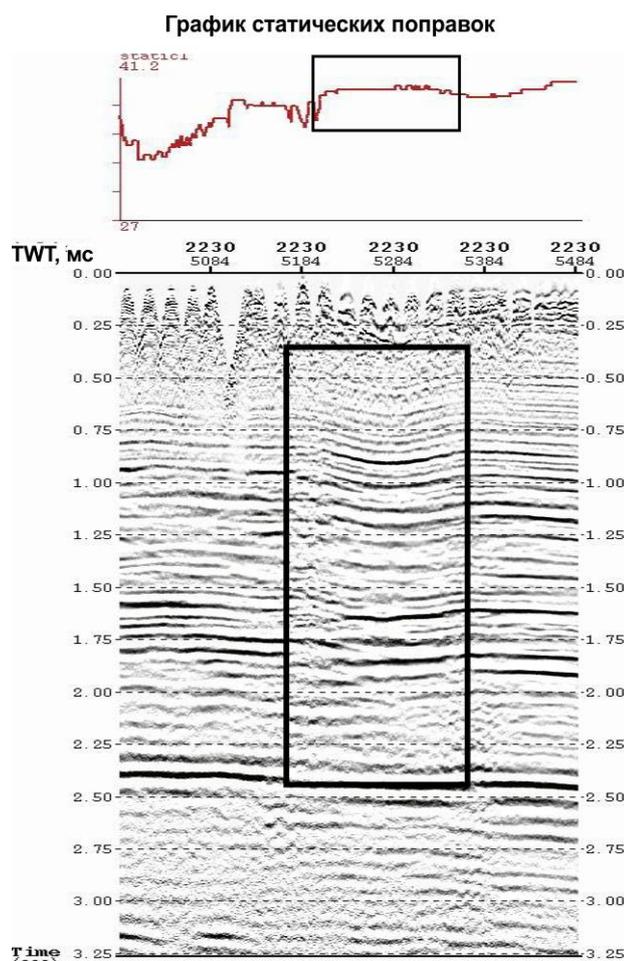


Рис.3 Временной сейсмический разрез с недоучетом скоростных аномалий ВЧР (полуостров Ямал)

Поправки за влияние локальных изменений свойств ММП определяются рядом классических способов, один из них - замена слоя после проведения детального скоростного анализа. Значения скоростей для расчета поправок за ММП снимаются по траектории прослеживания горизонтов, связанных с мерзлотой, или по условному уровню ниже ММП (Рис.4).

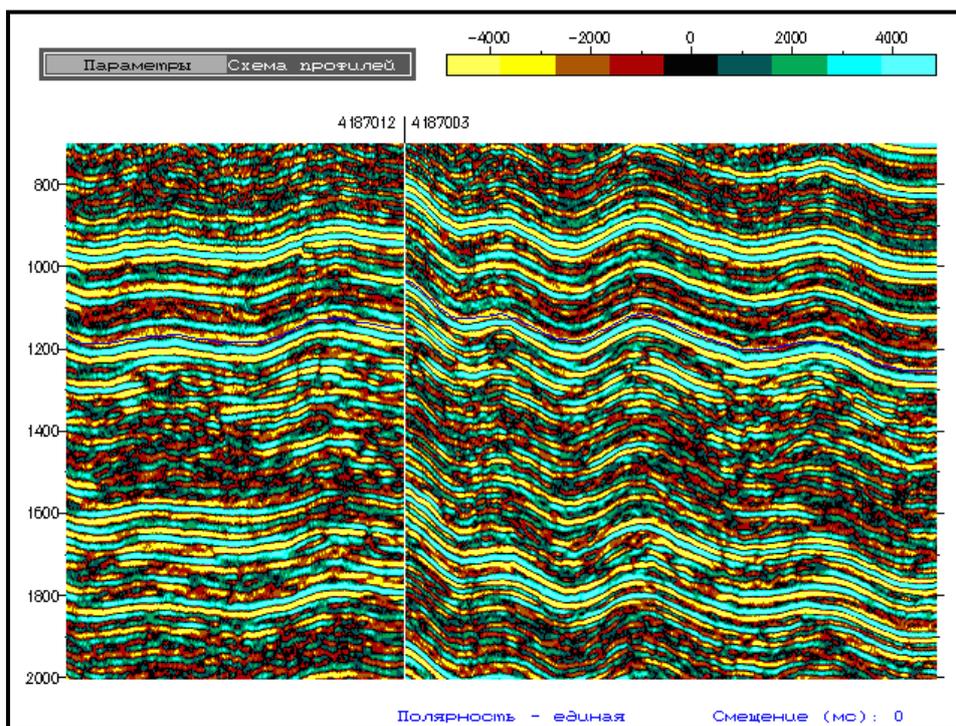


Рис.4 Пример сейсмического разреза, осложненного влиянием ВЧР в Западной Сибири (по данным ОАО «СибНАЦ», 2003)

1.2. Осложняющие факторы ВЧР

Основными задачами глубинной сейсморазведки является поиск и разведка нефтяных и газовых месторождений. Как правило, не всегда изучаемый геологический разрез описывается горизонтально-слоистой моделью. Однако ключевую опасность для качества материала несут приповерхностные неоднородности, залегающие на глубине первых сотен метров. К такому виду неоднородностей относятся:

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

ВЧР в реальных условиях может характеризоваться одновременно несколькими видами неоднородностей. В связи с этим, учет таких неоднородностей является весьма актуальным для корректного прогнозирования геологического разреза [Бондарев, 2005; Бондарев, 2011; Кочнев и др., 2009; Табаков, 2016; Сысоев, 2011; Armstrong, 2001; Armstrong et al., 2001; Jones, 2010; Vaixas et al., 1997].

1.2.1. Рельеф

Рельеф дневной поверхности является общим фактором неоднородности ВЧР для основных районов сейсморазведочных работ Западной и Восточной Сибири. Для преимущественно равнинной территории Западной Сибири можно выделить территории с практически горизонтальным рельефом дневной поверхности, что в свою очередь говорит о том, что в данном регионе данный осложняющий фактор не является ключевым.

Расчлененность рельефа земной поверхности оказывает существенное влияние на времена прихода отраженных волн. Она может приводить к очень сложным формам годографа. Рельеф глубинных рефлекторов, наоборот, практически не оказывает влияния на данные МОВ ОГТ, так как все отражения формируются от локально-плоской границы. Однако, промежуточные границы (рефракторы) также вносят искажения в кинематику, которые тем сильнее, чем сложнее поведение рефрактора и чем контрастнее граница (чем больше отношение двух скоростей) [Бондарев, 2005; Бондарев, 2011; Кочнев и др., 2009; Табаков, 2016; Сысоев, 2011].

В Восточной Сибири резкопересеченный рельеф является очень серьезной проблемой как для условий поверхностного возбуждения на этапе полевых работ, так и на этапе обработки данных. Преобладающее число нефтегазовых месторождений Восточной Сибири находится в областях с абсолютными отметками рельефа более 1300 м.

1.2.2. Зона малых скоростей

Зона малых скоростей (ЗМС) - приповерхностная часть геологического разреза, в которой скорость распространения упругих колебаний крайне изменчива как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях (300 – 1600 м/с). ЗМС – резко гетерогенная среда, представленная слабосцементированными рыхлыми отложениями, образовавшимися в основном вследствие выветривания выходящих на земную поверхность горных пород. Для ЗМС характерно отсутствие каких-либо

закономерностей в строении и составе отложений. Ее подошва является резкой границей раздела и служит, как правило, основной кратнобразующей границей разреза, с которой связывается формирование также и других волн-помех. ЗМС является мощным природным фильтром, при прохождении которого все сейсмические волны ослабевают, а их спектральный состав заметно обедняется высокочастотными компонентами. Чувствительность поперечных волн к неоднородностям ЗМС существенно ниже, чем продольных.

Мощность ЗМС изменчива по площади и часто определяется положением уровня грунтовых вод. В среднем она составляет 5 – 15 м, а в некоторых районах (например, в зонах морен, конусов выноса и т.д.) может резко возрасти, достигая 100 м и более. В области выхода на земную поверхность коренных карбонатных, хемогенных или изверженных пород, а также в районах развития многолетней мерзлоты ЗМС может отсутствовать. В платформенных условиях рельеф подошвы ЗМС часто повторяет в сглаженной форме поверхностный рельеф территории; нередко наблюдается возрастание мощности ЗМС на водораздельных участках и ее уменьшение в низинах. Наличие ЗМС, специфика ее строения и свойств во многом определяют методику проведения сейсмических исследований и обработки получаемых данных. Поправки за ЗМС устанавливаются расчетными способами или с помощью специальных наблюдений в неглубоких скважинах (микросейсмокаротаж) [Бондарев, 2005; Бондарев, 2011; Кочнев и др., 2009; Табаков, 2016; Сысоев, 2011].

1.2.3. Многолетняя мерзлота

Многолетняя мерзлота является основным аномалиеобразующим фактором в Западной Сибири. Многолетнемерзлые горные породы (ММП) – это породы, длительное время (не менее двух лет подряд) находящиеся в мерзлом состоянии непрерывно, то есть без периодического оттаивания. В таких условиях вода, заполняющая поры горных пород, находится, как правило, в твердом состоянии, что приводит к резкому росту скоростей волн (до 3000–4000 м/с). Интерес к ее детальному изучению обусловлен необходимостью учета аномалий, связанных со строением мерзлоты. Относительно проблем сейсморазведки наибольший интерес представляет изучение вертикального строения мерзлоты [Бондарев, 2005; Бондарев, 2011; Кочнев и др., 2009; Табаков, 2016; Сысоев, 2011].

Для Восточной Сибири характерно островное распространение ММП. Именно за счет своей локальности данный тип аномалии особенно сложен для картирования стандартными способами, т.к. зачастую размер аномалии меньше длины сейсмической расстановки и, как следствие, недоступен для учета длиннопериодными статическими поправками, получаемыми традиционными методами.

1.3. Статические поправки: виды, области применения

Резкие изменения рельефа поверхности наблюдений, мощностей и скоростей упругих волн в ВЧР приводят к тому, что времена прихода отраженных волн на сейсмической записи в разных точках профиля наблюдений резко меняются. Если это влияние не исправить, то в таком случае оси синфазности отраженных волн будут сильно искажены. Повысить качество таких сейсмических записей возможно только путем поканального введения специально рассчитанных компенсирующих временных сдвигов – статических поправок.

Важнейшими практическими характеристиками изменчивости статических поправок являются пространственная частота и амплитуда. Условно, по пространственной частоте выделяют короткопериодные, среднепериодные и длиннопериодные статические поправки [Бондарев, 2005; Бондарев, 2011].

К короткопериодным статическим поправкам относятся поправки с периодом по величине меньшим, чем $0.5 \cdot L$, где L – длина применяемой активной расстановки. Как правило, короткопериодные статические поправки характеризуют неоднородности в самой верхней части разреза до глубин 10 – 30 м [Бондарев, 2005; Бондарев, 2011].

К среднепериодным статическим поправкам относятся поправки с периодом $(0.5 - 1.5) \cdot L$, а к длиннопериодным поправкам – с периодом, превышающим $1.5 \cdot L$. Длиннопериодные поправки обусловлены неоднородностями строения разреза до глубин 300 – 600 м и более [Бондарев, 2005; Бондарев, 2011].

Как правило, ввод статических поправок производится в два этапа. В первую очередь производится непосредственно расчет статических сдвигов и ввод. Однако ввиду того, что в первом приближении такие поправки являются очень грубыми, закономерно возникает необходимость их коррекции [Бондарев, 2005; Бондарев, 2011].

Второй этап – непосредственно коррекция полученных статических поправок. На практике разработано и применяется множество способов коррекции статических поправок. Однако все способы включают в себя:

1. подбор исходных трасс, подвергнутых автоматической регулировке амплитуд, фильтрации и предварительному вводу расчетных статических и кинематических поправок;
2. группировка выбранных трасс по общей точке возбуждения (ОТВ), общей точке приема (ОТП), общей средней точке (ОСТ) и общему уровню (ОУ);
3. вычисление сдвигов каждой из трасс по отношению к некоторой осредняющей трассе или по отношению к первой трассе соответствующей сейсмограммы;
4. выравнивание математическим способом полученных относительных сдвигов;
5. выбор на основе анализа полученных результатов корректирующих поправок и их ввод в соответствующие трассы.

1.4. Длиннопериодные статические поправки: способы расчета, проблемы

Традиционным решением проблемы ВЧР является введение в сеймотрассы длиннопериодной статики. Однако введение длиннопериодной статики влечет за собой появление ложных структурных элементов и искажение временного разреза. Существуют различные традиционные методики расчета статических поправок.

1.4.1. Метод замещения слоя

Подход замещения слоя представляет собой определение разницы времен по лучам до целевых горизонтов по двум моделям: первая отражает реальное строение ВЧР, вторая ситуацию, в которой наблюдения находятся на уровне приведения, и неоднородности ВЧР исключены (Рис.5).

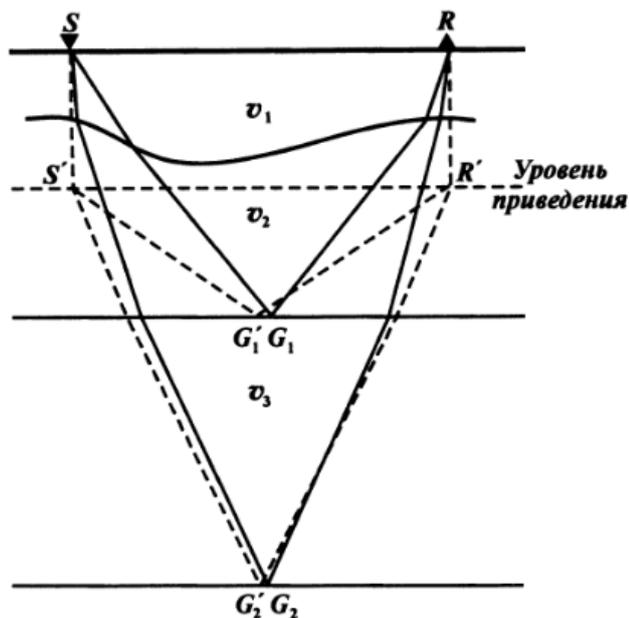


Рис.5 Схема лучей отраженных волн, иллюстрирующая принцип замещения слоя [Козырев и др, 2003] где – SG_1R , SG_2R – лучи в реальной модели; $S'G_1'R'$, $S'G_2'R'$ – лучи в модели замещения; v_1 , v_2 , v_3 – скорости в слоях модели

Данный подход требует наличия значительного объема информации о разрезе, и результат весьма чувствителен к изменению скоростной модели. Главный недостаток метода заключается в том, что для построения качественной скоростной модели требуется высокое качество скоростного анализа по отражающим горизонтам, и, как следствие, учет временных задержек ВЧР. Сами задержки определяются по лучам, рассчитываемым по сформированной скоростной модели.

1.4.2. Использование волн в первых вступлениях данных МОВ ОГТ

Для характеристики поверхностных слоев широко используются волны, зарегистрированные в начальной части записей основной съемки. Преимуществом проведения специальных сейсмических работ является возможность выбора методики наблюдений, обеспечивающей высококачественное прослеживание волн, связанных с мелкими горизонтами. Методика основной съемки, как правило, не оптимальна для этой цели. Так, удаление ближайшего к источнику канала и шаг каналов могут быть таковы, что выделение прямой волны и определение ее скорости будет затруднительным. При наличии нескольких слоев в ВЧР волна от каждого из них может регистрироваться на столь ограниченном числе каналов, что построение точной модели ВЧР станет невозможным. Искажения записи волн, особенно от

низкоскоростных слоев, вызываются группированием источников и приемников. Значительное погружение заряда при взрывах в скважинах, вибрационное возбуждение затрудняют интерпретацию первых вступлений.

Достоинствами же методики обработки первых вступлений основной съемки являются возможность непрерывной оценки поправок за ВЧР непосредственно по точкам наблюдений – позициям источников и приемников, глубинность исследования (могут быть отслежены неоднородности в слоях ниже ЗМС), удешевление полевых работ. Большая избыточность данных, с одной стороны, повышает надежность оценок; однако с другой стороны, исключительно большой объем информации делает соответствующие процедуры достаточно трудоемкими, затрудняет контроль качества пикировок и оценок параметров ВЧР.

Вследствие большого объема данных прослеживание волн в первых вступлениях может быть только автоматическим либо интерактивным, когда геофизик контролирует качество работы автоматической процедуры.

Наиболее простой алгоритм выделения вступления – это определение первой на трассе выборки или экстремума, превышающего установленный порог. Однако этот способ наименее помехоустойчив. Предлагались различные варианты повышения надежности: устанавливать порог по отношению амплитуд двух последовательных фаз или средних амплитуд по нескольким фазам, порог по энергии в скользящем окне, выделять вступление по максимуму отношения энергий в смежных окнах, скользящих вдоль трассы. Могут быть использованы и другие атрибуты записи – огибающая, фаза, а также комплексы признаков.

Большая группа алгоритмов основана на использовании функций взаимной корреляции (ФВК). Способы, предусматривающие взаимную корреляцию трасс, обеспечивают определение конфигурации оси синфазности волны, но требуют привязки по времени либо на каналах, где пикируемое вступление выделено другими способами или отмечено геофизиком, либо по сопоставлению с данными МСК. ФВК рассчитываются по соседним трассам, между всеми парами трасс на интервале заданной протяженности или между каждой трассой и эталонной, формируемой путем усреднения нескольких трасс [Козырев и др., 2003].

1.4.3. Высокоточная гравиразведка

Гравиразведка применяется для введения поправок за промежуточный слой [Бычков и др., 2015]. В указанной работе рассматривается методика расчета статических поправок по гравиметрическим данным, разработанная в ПАО «Пермьнефтегеофизика» в 1980 – 1990 гг. В работах [Кочнев и др., 2007, 2008 а, б] на примере данных по нескольким профилям рассматривается вариант использования гравиметрических данных для расчета статических поправок и построения согласованной модели, удовлетворяющей данным гравиразведки, магниторазведки и сейсморазведки.

Специалистами ФГУНПП «Иркутскгеофизика» разработан способ расчета и введения статических поправок, основанный на использовании гравиметрических данных, полученных при измерении аномалий гравитационного поля Земли на сейсмических пикетах. Для этого учитывают влияние рельефа местности на аномальное гравитационное поле, проводят разделение аномального гравитационного поля на локальную и региональную составляющие, выделяют временные аномалии, и в соответствии с ними, определяют временные сдвиги. [Гаченко и др., 2006]

1.5. Опыт применения электроразведки

для восстановления скоростных характеристик ВЧР

Согласно методу, предложенному В.В. Киселевым [Киселев и др., 2011], дополнительно на совмещенных профилях проводят электроразведку для изучения строения верхней части разреза в зоне малых скоростей; регистрируют изменения электромагнитного поля и годографы электромагнитной волны; определяют продольное электрическое сопротивление; по полученным данным выделяют единые стратиграфически увязанные геоэлектрические комплексы; строят геоэлектрическую модель верхней части разреза, затем с использованием данных геофизических исследований скважин или микросейсмического каротажа устанавливают взаимосвязь между временами регистрации электромагнитного и сейсмического полей; в каждой точке электроразведочных наблюдений пересчитывают электромагнитные годографы в псевдосейсмические, по ним в пределах каждого геоэлектрического комплекса рассчитывают значения прогнозных интервальных скоростей; для выбранного интервала разреза строят схемы

распределения прогнозных значений интервальных скоростей и его толщины; рассчитывают значения статических поправок.

Статические поправки определяются по годографу электромагнитной волны. Под годографом электромагнитной волны понимают зависимость времени регистрации от глубины проникновения электромагнитного поля. Известные аналоги не используют характеристику электромагнитного поля – годограф, для изучения верхней части разреза. Информативным параметром для изучения верхней части разреза является амплитуда электромагнитной волны и ее трансформации в такие параметры, как продольное сопротивление, суммарная продольная проводимость и т.д. Амплитуда электромагнитной волны и ее трансформации не могут быть использованы для определения статических поправок.

На завершающих этапах исследований по применению электроразведки с целью замены сейсмических методов изучения ВЧР вычисляются и анализируются временные разрезы ОГТ. Обобщение результатов выполненных экспериментов по применению малоглубинной электроразведки ЗСБ позволило установить, что предварительное районирование территорий по типам геоэлектрических разрезов ВЧР существенно повышает точность определения статических поправок по электроразведочным данным. В пределах изучаемой территории выделяют зоны, для каждой из которых используется свое уравнение регрессии. Оценки качества регрессионных уравнений и точности прогнозирования статических поправок по данным мЗСБ до и после районирования свидетельствуют о несомненной предпочтительности последнего. Точность может быть также повышена путем включения в используемые для расчета поправок уравнения регрессий альтитуд дневной поверхности. Суммирование сейсмических записей по ОГТ с введением статических поправок, вычисленных по данным специальных сейсмических методов и электроразведки мЗСБ, в большинстве случаев дает близкие по качеству получаемых временных разрезов результаты. Динамическая выраженность отраженных волн на них, а также коррелируемость осей синфазности обычно совпадают.

К одному из зарубежных примеров можно отнести работу Коломбо и соавторов, в работе рассмотрен подход прогнозирования скоростной модели на основе подхода совместной инверсии посредством кросс-градиентной регуляризации [Colombo et al., 2017] (Рис.6, Рис.7).

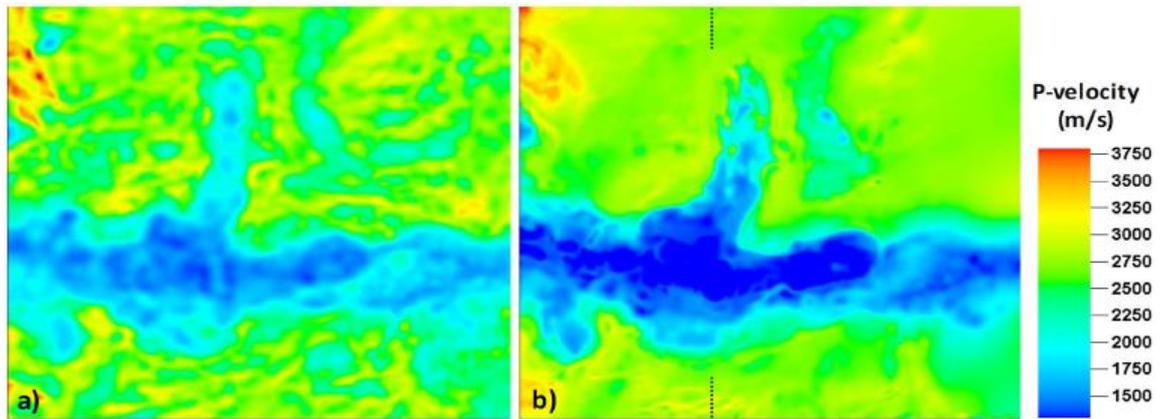


Рис.6 Сопоставление скоростных моделей, полученных: а – по данным лучевой томографии, б – по данным совместной инверсии с УЭС в качестве эталонной модели посредством кросс-градиентной регуляризации [Colombo et al., 2017].

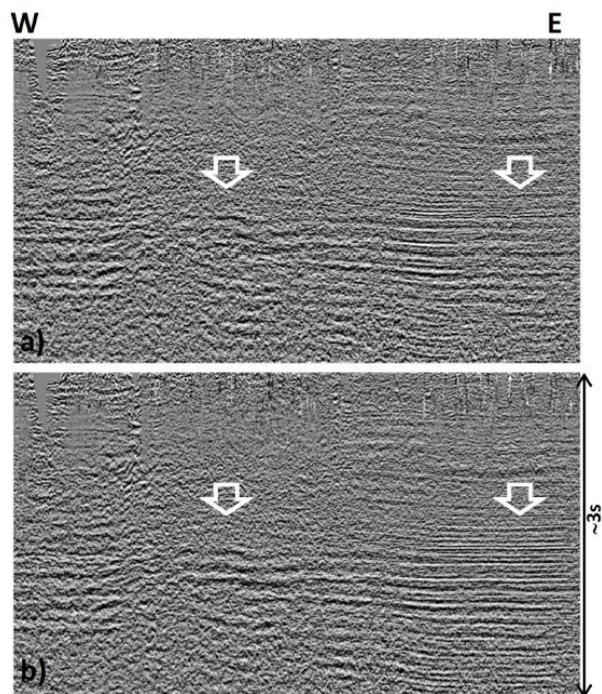


Рис.7 Временной сейсмический разрез: а – с применением статики по данным лучевой томографии, б – с применением статики по данным совместной инверсии [Colombo et al., 2017].

ГЛАВА 2. ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ

2.1. Петрофизическая модель УЭС Арчи-Дахнова

В практике петрофизических исследований для описания модели УЭС используются несколько основных зависимостей. Наиболее распространена модель, предложенная Арчи [Archie, 1942]. Согласно модели, вводится понятие параметра объемной пористости, являющегося соотношением удельного сопротивления породы к УЭС насыщающего поровое пространство проводящего флюида (2.1):

$$R_{II} = \frac{\rho_n}{\rho_{фл}}, \quad (2.1)$$

где R_{II} – параметр пористости, ρ_n – УЭС породы, $\rho_{фл}$ – УЭС насыщающего флюида.

Если учесть, что в подавляющем большинстве случаев пластовый флюид представляет собой растворы хлористого натрия, его сопротивление может быть легко найдено исходя из его минерализации и температуры [Кобранова, 1986]. Изменение анионно-катионного состава меняет сопротивление растворов незначительно, за исключением присутствия карбонат- и гидрокарбонат-ионов, которые, однако, в больших концентрациях присутствуют в пластовых водах крайне редко.

Параметр пористости, в свою очередь, рассматривается как функция коэффициента пористости. Суть модели Арчи состоит в том, что проводимость горных пород обеспечивается только флюидом, заполняющим поровое пространство. В случае, если поровые каналы образуют систему прямолинейных продольных проводников, параметр пористости оказывается обратно пропорционален коэффициенту пористости.

Если структура токовых каналов более сложная (что и наблюдается в природе), электрический ток проходит больший по отношению к длине образца путь, что увеличивает абсолютную величину степенного коэффициента в формуле Арчи.

В общем случае она представляется в виде (2.2):

$$R_{II} = a K_{II}^{-b}, \quad (2.2)$$

где R_{II} – параметр пористости, K_{II} – коэффициент пористости, a , b – константы. При этом степенной коэффициент b – функция извилистости порового пространства, является функцией т.н. электрической извилистости [Кобранова, 1986] (2.3):

$$T_{\text{э}} = \frac{L_{k \text{ ср}}}{L}, \quad (2.3)$$

где $L_{k \text{ ср}}$ – среднестатистическая длина пути ионов, L – длина образца.

Таким образом, для двухфазной безглинистой породы параметр объемной пористости прямо пропорционален квадрату электрической извилистости и обратно пропорционален коэффициенту ее пористости [Archie, 1942; Mavko et al., 2009; Sheriff, 2002; Дахнов, 1953, 1955, 1975, 1985; Поспеев и др, 2018].

2.2. Петрофизическая модель УЭС глинодержащих пород

Глинодержащие горные породы характерны для сравнительно молодых терригенных геологических разрезов, которые в ходе развития не подвергались существенной литификации. Слабосцементированные породы в этом случае могут быть представлены в виде смеси песка с пористостью до 30–40 % и глины. При прохождении электрического тока происходит сочетание влияния объемной проводимости за счет движения ионов в массе песка и поверхностной, характерной для глин. Первый фактор подчиняется закону Арчи, причем коэффициент извилистости для песка может составлять 1.05–1.15.

Для чистых глин зависимость между сопротивлением среды и минерализацией поровой воды сложнее. При малой минерализации основное влияние оказывает поверхностная проводимость, обеспечивающая собственное сопротивление глин порядка 2.5 Ом·м. Для ультрапресных поровых вод даже небольшое количество глинистого материала обеспечивает величину сопротивления примерно равную сопротивлению чистых глин, деленному на долю глин в породе. Несмотря на то, что в зависимости от структуры заполнения глинами порового пространства песка, сопротивление породы может несколько меняться, А.А. Рыжовым [Рыжов, Судоплатов, 1990] построены номограммы зависимости сопротивления песчано-глинистой породы от минерализации порового флюида, основанные на среднестатистических петрофизических данных [Поспеев и др., 2018].

Возможности геологического прогноза различаются в зависимости от минерализации поровых флюидов. В частности, для четвертичных приповерхностных осадков минерализация, как правило, невелика и не превышает около 1 г/л. В этом случае по величине удельного сопротивления среды может быть непосредственно оценена глинистость. При относительно высокой минерализации возможности прогноза состава пород значительно снижаются. Для солоноватых вод

и рассолов влияние поверхностной проводимости глин ощущается лишь при их содержании в породе менее 50%. В остальных случаях для геологической интерпретации предпочтительно пользоваться формулой Арчи, что дает возможность оценки пористости пород [Поспеев и др., 2018].

2.3. Петрофизическая модель УЭС мерзлых пород

Многолетняя мерзлота является типичным природным явлением для северных регионов России и других стран. Причиной ее формирования является наличие отрицательного баланса тепловой энергии территорий. В этом случае глубинного тепла не хватает для круглогодичного поддержания положительных температур ниже зоны сезонного влияния. В зависимости от климатического сезона мерзлые породы могут распространяться в толще от дневной поверхности до подошвы мерзлоты, либо покрываться сезонно-талым слоем, толщина которого максимальна в конце лета.

С точки зрения формирования величины УЭС, определяющее влияние играет переход воды в твердую фазу. Чистый лед является изолятором. Однако осадки, залегающие в пределах криолитозоны, даже при ее большой толщине никогда не промерзают на 100 %. Остается незамерзшей капиллярная влага, которая дополнительно насыщается вымораживаемыми из пород растворами солей. Количество остаточной связанной незамерзшей влаги убывает с ростом отрицательных температур и сильно зависит от структуры горной породы. Полное промерзание связанной воды достигается при температуре ниже -50 °С, которая реально в условиях Земли не встречается. В свою очередь, влияние вновь образованного льда на сопротивление зависит от того, насколько он заполняет поровое пространство породы. Если в ней остаются проводящие мостики (массивная криоструктура), повышение сопротивления будет не столь значительным. В том случае, когда лед становится преобладающим заполнителем (шлировая криоструктура), проводящие мостики разрываются, и сопротивление стремится к УЭС собственно льда.

Изменения УЭС при промерзании пород носят не ступенчатый, а градиентный характер. Если ниже глубины сезонного колебания температуры градиент во времени стабилен, то выше ее УЭС будет серьезно изменяться в зависимости от наличия сезонно-талого слоя и его толщины. Характерной особенностью

распределения УЭС песчано-глинистых отложений является сохраняющееся отношение между сопротивлением грубодисперсных и тонкодисперсных осадков.

Для кристаллических горных пород их промораживание приводит к не столь большому увеличению УЭС, как для осадочных. В силу их малой природной пористости соотношение между свободной и связанной водой значительно меньше, чем для осадочных пород. Поэтому УЭС кристаллических горных пород с промерзанием увеличивается не более чем в 10 раз [Поспеев и др., 2018].

2.4. Петрофизическая модель УЭС мерзлых пород с массивной криогенной текстурой

При отрицательных температурах свободная вода переходит в лед, и прохождение тока через мерзлую породу осуществляется по пленкам незамерзшей, главным образом, связанной воды, окружающим зерна минерального скелета и льда. Присутствие льда как породообразующего минерала уже само по себе меняет электрические свойства пород, присущие им в талом состоянии, а многообразие взаимодействия незамерзшей воды с минеральным скелетом и льдом делает очень широким диапазон изменения электрических свойств в зависимости от состава, структуры и типа криогенной текстуры [Поспеев и др., 2018].

2.5. Петрофизическая модель «скорость-пористость». Уравнение Уайлли

В 1956 г. и в последующих публикациях Уайлли с соавторами предложили эмпирическое отношение скорость-пористость для пористой среды, наполненной минерализованным флюидом (2.4):

$$\frac{1}{V} = \frac{1-\phi}{V_{ma}} + \phi/V_{фл}, \quad (2.4)$$

где V – скорость в объеме породы, V_{ma} – скорость в матрице породы, $V_{фл}$ – скорость в насыщающем флюиде, ϕ – коэффициент пористости. Это отношение часто выражают в интервальном времени пробега, называя «уравнением среднего времени».

При использовании данного уравнения следует учитывать многочисленные допущения и условия. Несмотря на это, оно активно используется, когда какое-либо допущение нарушается, многие авторы предлагают вводить эмпирические поправки за глинистость и смешанную литологию.

Для уточнения эмпирического уравнения Уайлли, Раймером и др. было предложено соотношение скорость – пористость [Mavko et al., 2009; Sheriff, 2002;] (2.5):

$$V = (1 - \phi)^2 V_{ma} + \phi V_{fl}, \quad (2.5)$$

где V – скорость в объеме породы, V_{ma} – скорость в матрице породы, V_{fl} – скорость в насыщающем флюиде, ϕ – коэффициент пористости.

2.6. Петрофизическая модель «скорость – пористость».

Уравнение Раймера-Ханта-Гарднера

Для уточнения эмпирического уравнения среднего времени Уайлли, Раймер и соавторы [Wyllie et al., 1980 г.] предложили следующие соотношения скорость – пористость [Mavko et al., 2009] (2.6, 2.7, 2.8):

$$V = (1 - \phi)^2 V_{ma} + \phi V_{fl} \quad \phi < 37\%, \quad (2.6)$$

$$\frac{1}{V} = \frac{(0.47 - \phi)}{(0.1V_{37})} + \frac{(0.37 - \phi)}{(0.1V_{47})} \quad 37 < \phi < 47\%, \quad (2.7)$$

$$\frac{1}{V} = \frac{(1 - \phi)}{(\rho_{ma} V_{ma}^2)} + \frac{(\phi)}{(\rho_{fl} V_{fl}^2)} \quad \phi > 47\%, \quad (2.8)$$

где V – скорость в объеме породы, V_{ma} – скорость в матрице породы, V_{fl} – скорость в насыщающем флюиде, ϕ – коэффициент пористости, V_{37} – скорость, рассчитанная для пород с пористостью меньше 37%, V_{47} – скорость, рассчитанная для пород с пористостью более 47%.

Второе выражение является аналогом среднего времени, третье используется для расчета скоростей в породах с промежуточным значением пористости ($37\% < \phi < 47\%$). Оно получено путем интерполяции из первых двух [Mavko et al., 2009; Sheriff, 2002] (Рис.8).

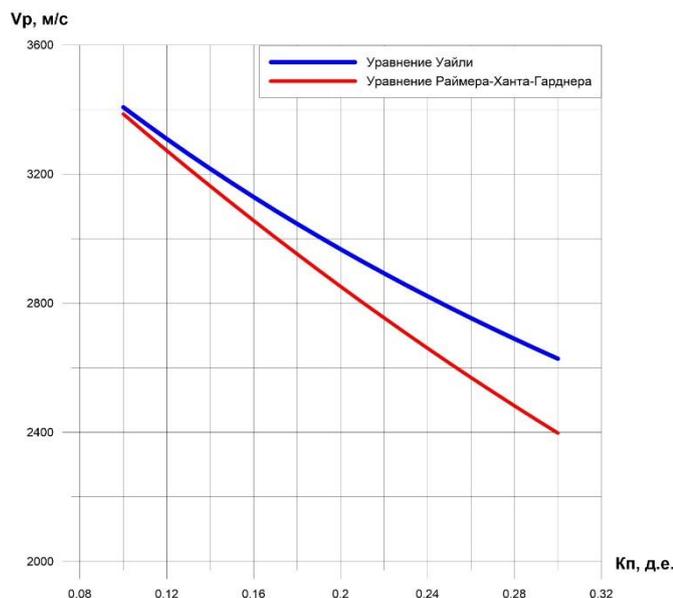


Рис.8 Зависимости скорости продольной волны от пористости

2.7. Модель критической пористости Ньюра

Позже Ньюр с соавторами [Nur et al., 1991, 1995] отметили, что для горных пород существует понятие критической пористости (ϕ_c). При пористости больше ϕ_c горная порода представляет собой суспензию, зерна теряют контакт друг с другом, и изменяются их прочностные характеристики. Значение ϕ_c зависит от типа горной породы. Так, например, для песчаника $\phi_c \approx 0.4$, для мергелей $\phi_c \approx 0.7$, для гранитов $\phi_c \approx 0.2-0.03$.

В случае превышения критических значений пористости, эффективные модули горной породы K, μ рассчитываются согласно закону Ройса [Mavko et al., 2009], при этом модуль сдвига $\mu=0$. В случае $\phi < \phi_c$ модули сухой породы (K_{dry}, μ_{dry}) могут быть найдены по зависимостям (2.9, 2.10):

$$K_{dry} = K_{min} \left(1 - \frac{\phi}{\phi_c} \right), \quad (2.9)$$

$$\mu_{dry} = \mu_{min} \left(1 - \frac{\phi}{\phi_c} \right), \quad (2.10)$$

где K_{min} и μ_{min} – объемные модуль сжатия и сдвига минерала соответственно. Недостатки модели критической пористости Ньюра [Mavko et al., 2009; Sheriff, 2002]:

критическая пористость – результат эмпирический; модель учитывает только изменение общей пористости. Необходимо введение поправки за содержание глинистого вещества (Рис.9).

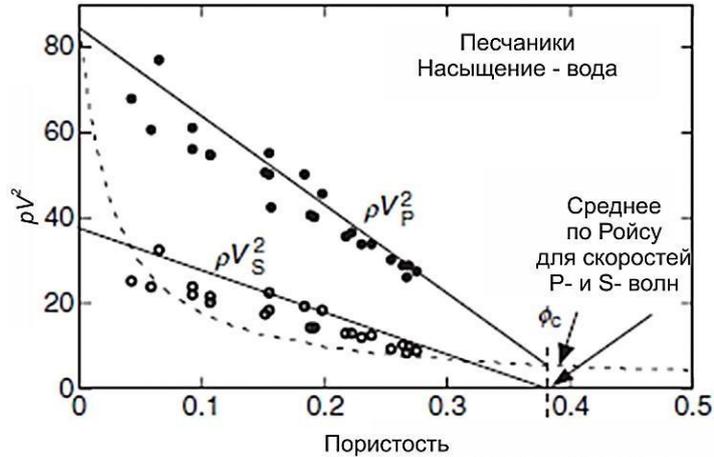


Рис.9 Нахождение значений критической пористости горной породы (сопоставление ρV_P^2 и ρV_S^2 и общей пористости) [Nur et al., 1991, 1995]

2.8. Петрофизическая модель скорость – пористость – объем глины. Уравнение Хана.

Эмпирические преобразования часто ценны не только для получения прямых оценок свойств пород. Эти преобразования раскрывают также функциональные связи между переменными. Например, они могут дать представление об относительных колебаниях скоростей P- и S-волн, вызываемых изменением объема пор и глинистости.

Хан с соавторами [Han et al., 1986] вывели эмпирические соотношения между скоростью, пористостью и содержанием глины (C) с использованием результатов ультразвуковых измерений на 75 образцах хорошо сцементированных песчаников. Измерения проводились при различных значениях эффективного давления и водонасыщенности. Рассмотрим несколько результатов измерений при максимальном и минимальном эффективном давлении. Преобразования Хана таковы (2.11, 2.12, 2.13):

Чистые песчаники:

$$40 \text{ МПа } V_p = 6.08 - 8.03\phi \quad V_s = 4.06 - 6.28\phi \quad (2.11)$$

Глинистые песчаники:

$$40 \text{ МПа } V_p = 5.59 - 6.93\phi - 2.18C \quad V_s = 3.52 - 4.91\phi - 1.89C \quad (2.12)$$

$$5 \text{ МПа } V_p = 5.26 - 7.08\phi - 2.02C \quad V_s = 3.16 - 4.77\phi - 1.64C \quad (2.13)$$

где V_p – скорость продольной волны, ϕ – коэффициент пористости, C – константа.

Если принять 1 МПа = 145 фут/кв. дюйм и градиент эффективного давления = 0,5 кв. фут/кв. дюйм, измерения при 40 МПа и 5 МПа будут соответствовать глубинам приблизительно 3600 м и 450 м соответственно.

В отношении рассматриваемых хорошо сцементированных песчаников можно сделать несколько выводов:

- зависимость скорости от глубины меньше выражена для хорошо сцементированных, чем для несцементированных песчаников;
- при увеличении процента пористости или объема глины, скорость падает приблизительно в 2.5 раза больше для пористости, нежели для объема глины;
- при увеличении процента пористости или объема глины коэффициент Пуассона растет;
- коэффициент Пуассона уменьшается с глубиной.

Хан отметил одно интересное петрофизическое свойство чистых песчаников, это стало возможным благодаря разделению набора данных на несколько категорий. Уравнения для чистых песчаников были выведены с использованием всего 10 образцов чистого песчаника. Однако при выведении уравнений для глинистых песчаников были использованы все образцы, включая образцы чистого песчаника. Приведенные выше уравнения для чистого песчаника не имеют глинистой компоненты. Тем не менее, скорости в чистых песчаниках также могут рассчитываться с использованием уравнения для глинистых песчаников при $C = 0$.

В рассчитанных значениях коэффициента Пуассона наблюдается существенная разница, обусловленная использованием того или другого уравнения. Хан и др. отметили петрофизическую значимость этой разницы: «...очень небольшой объем глины (1 % или несколько объемных процентов) значительно уменьшает модули упругости песчаников». Уменьшение более выражено для модуля сдвига, нежели для модуля объемного сжатия. В типичном классическом бассейне большинство песчаных пластов содержит небольшой объем глины. Таким образом, для чистых песчаников должно наблюдаться значительное снижение коэффициента Пуассона по

сравнению с окружающими глинистыми песчаниками [Mavko et al., 2009; Sheriff, 2002] (Рис.10).

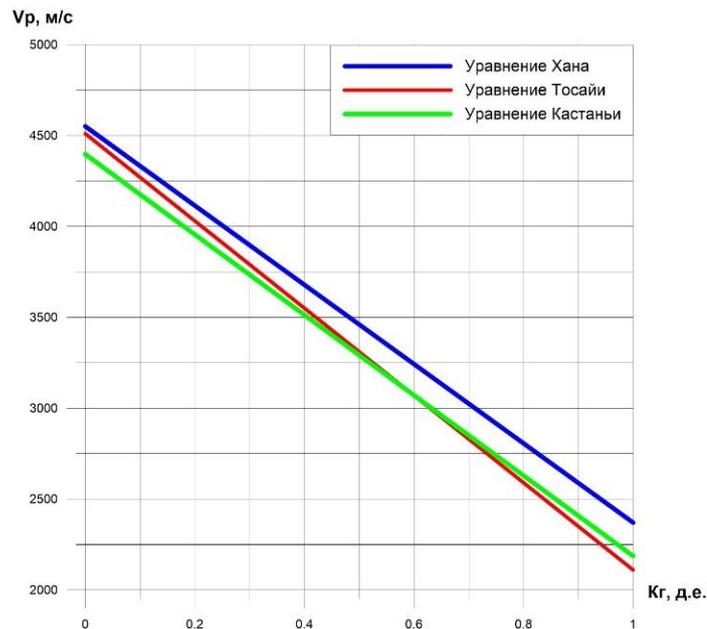


Рис.10 Зависимость скорости продольной волны от глинистости

2.9. Закономерности распространения упругих волн в мерзлых породах

Известно, что основные дисперсные и пористые влагонасыщенные породы в талом состоянии располагаются в следующий ряд (в порядке возрастания скорости распространения в них продольных упругих волн): песок, супесь, суглинок, глина, песчаник, мергель, мел, известняк. В зависимости от влажности, структуры и текстуры каждая из этих пород характеризуется определенными диапазонами значений V_p , которые могут частично перекрываться, однако выделенный ряд обособляется достаточно четко (Рис.11, кривая $t>0$). Для мерзлых пород подобная классификация может быть построена только при учете влияния температуры, льдистости и напряженного состояния. Иначе породы разного литологического состава невозможно разделить даже по средним значениям скорости. Определяющей является температура породы. Для фиксированных значений температуры можно дать скоростную классификацию мерзлых пород, характеризующую многообразие их свойств в зависимости от литологического состава. На Рис.11 приведена такая классификация для ряда фиксированных температур, составленная в результате обобщения экспериментальных данных. Как следует из диаграммы, в мерзлом

состоянии по абсолютным значениям скорости распространения продольных упругих волн можно выделить лишь влагонасыщенные чистые кварцевые пески при температуре ниже $-2-3^{\circ}\text{C}$. Остальные песчано-глинистые и карбонатные породы могут характеризоваться одинаковыми значениями V_p (Рис.11).

Однако если рассматривать эти породы при определенной отрицательной температуре, то оказывается, что в среднем они достаточно четко и закономерно разделяются по величине скорости V_p .

Таким образом, распределение влажных пород в мерзлом состоянии по значениям V_p совершенно иное, чем в талом (Рис.11), что обусловлено различным характером фазовых переходов вода – лед в породах разной дисперсности и литологического состава [Джурик, 1972, 1973].

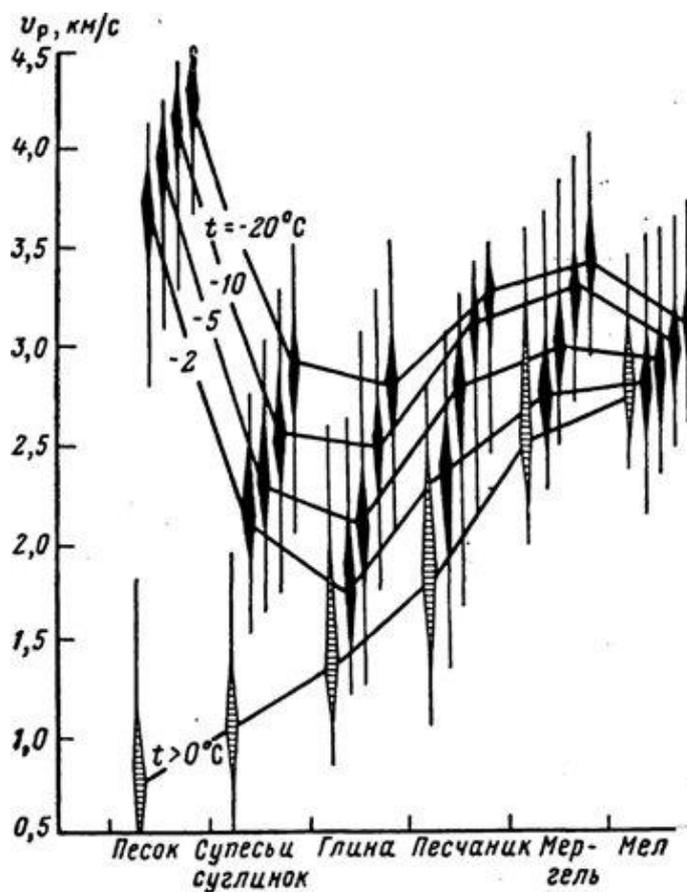


Рис.11 Диаграмма распределения пород различного литологического состава по скорости распространения упругих продольных волн [Джурик, 1972]

2.10. Модель связи «скорость-УЭС». Зависимость Фауста

Для того, чтобы от геоэлектрических свойств пород перейти к акустическим, возможно использование эмпирических зависимостей. Зависимость между удельным электрическим сопротивлением и скоростью продольных волн впервые была представлена Л. Фаустом в 1951 г [Faust, 1951]. Актуальность работы была обусловлена необходимостью расчета карт средних скоростей продольных сейсмических волн для решения задачи структурных построений.

В результате подбора параметров модели была получена следующая эмпирическая зависимость (2.14):

$$v = \alpha(ZT)^{\frac{1}{6}} \quad (2.14)$$

где V – скорость продольной волны, α – константа, Z – глубина залегания, T – возраст пород изучаемого разреза. По данным, приведенным в работе, погрешность вычислений скорости продольных сейсмических волн по приведенной выше зависимости составила 2–5 %.

В 1953 г. Л. Фауст описывает результаты вычислений скорости уже с учетом влияния литологической составляющей [Faust, 1953]. Для учета литологии использовались данные электрического каротажа. В ходе экспериментов сопоставлялись значения скорости продольных волн, полученных по данным сейсмического каротажа, и значения удельного сопротивления горной породы. В результате анализа была получена формула (2.15):

$$v = \alpha(ZR)^{\frac{1}{6}} \quad (2.15)$$

где V – скорость продольной волны, R – удельное электрическое сопротивление пласта (Ом·м). Оценка погрешности прогноза скорости по данному уравнению составила 1–2.5 %.

В упрощенном виде зависимость Фауста можно представить, как (2.16):

$$AK = const \cdot (TVD \cdot Resistivity)^{(-exp)}, \quad (2.16)$$

где, AK – интервальное время пробега продольной волны, TVD – глубина в футах, $resistivity$ – удельное электрическое сопротивление, $const$ и exp – эмпирические коэффициенты уравнения.

2.11. Петрофизическое моделирование на простых моделях

Для обоснования наличия связи между скоростью продольной волны и УЭС, для различных геологических условий было выполнено петрофизическое моделирование.

В моделировании участвовали 5 типичных условий:

1. Чистый песчаник при стопроцентном водонасыщении, флюид пресный:
2. Чистый песчаник при стопроцентном водонасыщении, флюид минерализованный:
3. Песчаник глинистый, пористый при стопроцентном водонасыщении, флюид пресный:
4. Песчаник глинистый, пористый при стопроцентном водонасыщении, флюид минерализованный:
5. Песчаник крупнозернистый мерзлый.
6. Глинистый разрез, мерзлый.

Для условий 1 – 4 входными данными являлись усредненные данные о минерализации, УЭС пластовой воды и температура для условий Восточной Сибири (Ангаро-Ленской ступени). В случаях 5 и 6 моделировались породы, типичные для разреза Западной Сибири: глины, песчаники, супеси, суглинки.

Первый случай – чистый песчаник, насыщенный пресным флюидом. В расчетах использовались для УЭС – модель Арчи, для скорости – модель Уайли и модель Гарднера.

Минерализация составляла 1 г/л. Скорость продольных волн в матрице составляет 4000 м/с, скорость продольной волны во флюиде – 1460 м/с. УЭС в матрице – 1000 Ом·м, УЭС во флюиде – 20 Ом·м. Вариативным параметром для данной модели является пористость, которая меняется от 0.1 до 0.3 (Рис.12).

Достаточно хорошо видно, что для данной ситуации наблюдается зависимость между УЭС и скоростью продольной волны.

Второй случай – чистый песчаник, насыщенный минерализованным флюидом. В расчетах использовались для УЭС – модель Арчи, для скорости – модель Уайли и модель Раймера-Ханта-Гарднера.

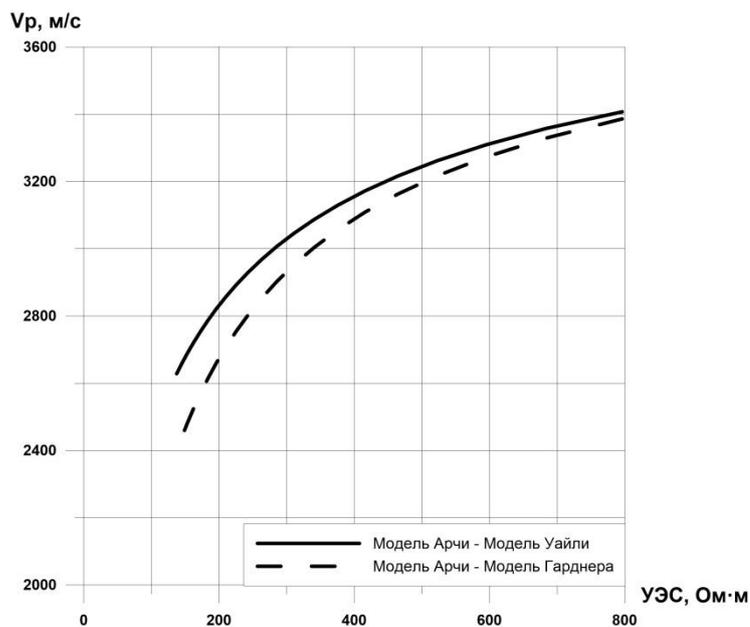


Рис.12 Модель УЭС-Vp для пресного флюида

Минерализация составляла 300 г/л. Скорость продольных волн в матрице составляет 4000 м/с, скорость продольной волны во флюиде – 1300 м/с, УЭС в матрице – 1000 Ом·м, УЭС во флюиде – 0.9 Ом·м. Вариативным параметром для данной модели является пористость, которая меняется от 0.1 до 0.3 (Рис.13).

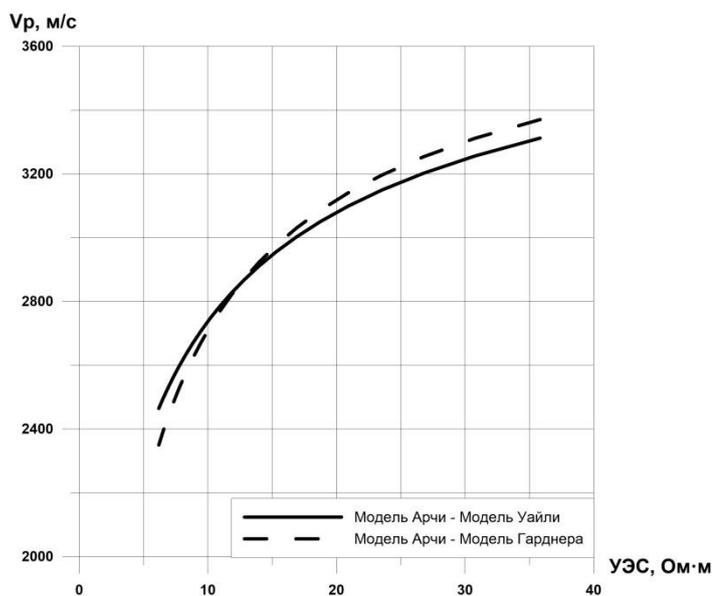


Рис.13 Модель УЭС-Vp для минерализованного флюида

Для случая минерализованного флюида также наблюдается стабильная связь между УЭС и скоростью продольной волны.

Немаловажной является модель песчано-глинистого разреза. В расчетах использовались для УЭС – модель Рыжова, для скорости - модель Хана.

Минерализация составляла 1 г/л. Скорость продольных волн в матрице составляет 4000 м/с, скорость продольной волны во флюиде – 1460 м/с. УЭС снималось с палетки для конкретной величины Кг. Вариативным параметром для данной модели является коэффициент глинистости, который меняется от 0 до 1 (Рис.14).

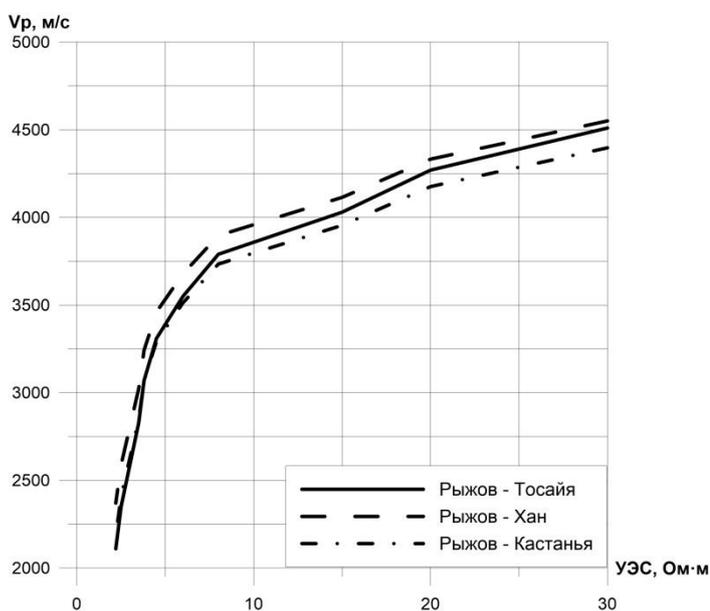


Рис.14 Модель УЭС-Vp для пресного флюида

Достаточно хорошо видно, что для данной ситуации наблюдается стабильная связь между УЭС и скоростью продольной волны.

На следующем этапе в данной модели менялась минерализация, которая составила 300 г/л.

В случае насыщения минерализованным флюидом песчано-глинистой породы видно, что возникает высокая дисперсия зависимости УЭС от скорости (до 50 %). Данный факт говорит о том, что при увеличении минерализации стабильность восстановления скоростей из УЭС резко снижается (Рис.15).

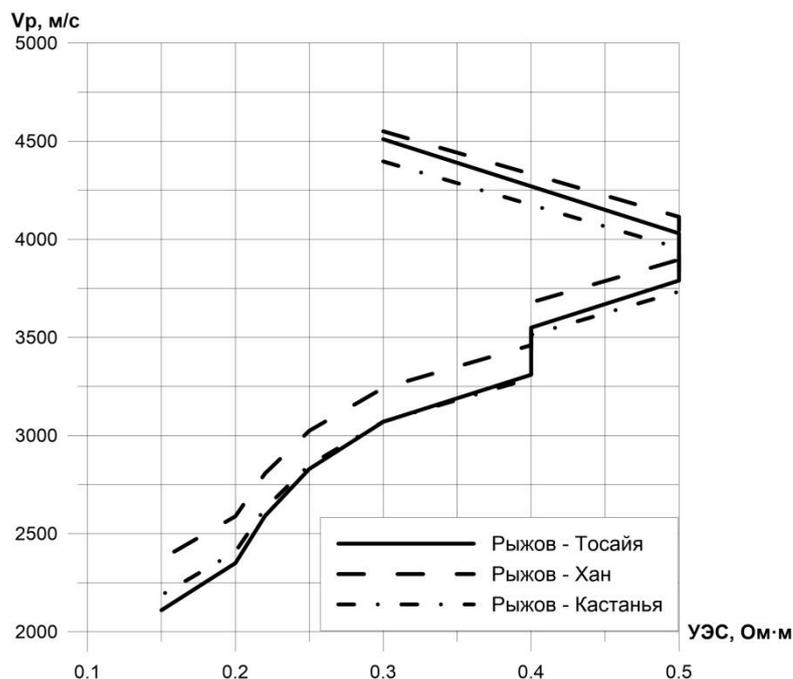


Рис.15 Модель УЭС-Vp для минерализованного флюида

Случай мерзлого разреза моделировался на основе эмпирических зависимостей А.Н. Боголюбова для УЭС и по зависимости В.И. Джурика для V_p . Моделировались случаи с $K_{гл}=1$, $K_{гл}=0.3$ и $K_{гл}=0$. Температурный диапазон изменялся от 0 до -8 °С.

Таким образом, по результатам моделирования можно сделать следующие выводы:

1. Для случая чистых песчаников, насыщенных как пресным, так и с минерализованным флюидом, наблюдается достаточно стабильная связь между скоростью продольных волн и УЭС, что, в свою очередь, говорит о возможности восстановления скорости из УЭС для данного типа разреза с высокой долей достоверности.

2. Для случая песчано-глинистого разреза, насыщенного пресным флюидом, так же наблюдается стабильная связь между УЭС и скоростью.

3. Для случая песчано-глинистого разреза, насыщенного минерализованным флюидом, возникает высокий разброс зависимости УЭС от скорости (до 50 %). Данный факт говорит о том, что при увеличении минерализации, стабильность восстановления скоростей из УЭС резко снижается (Рис.16).

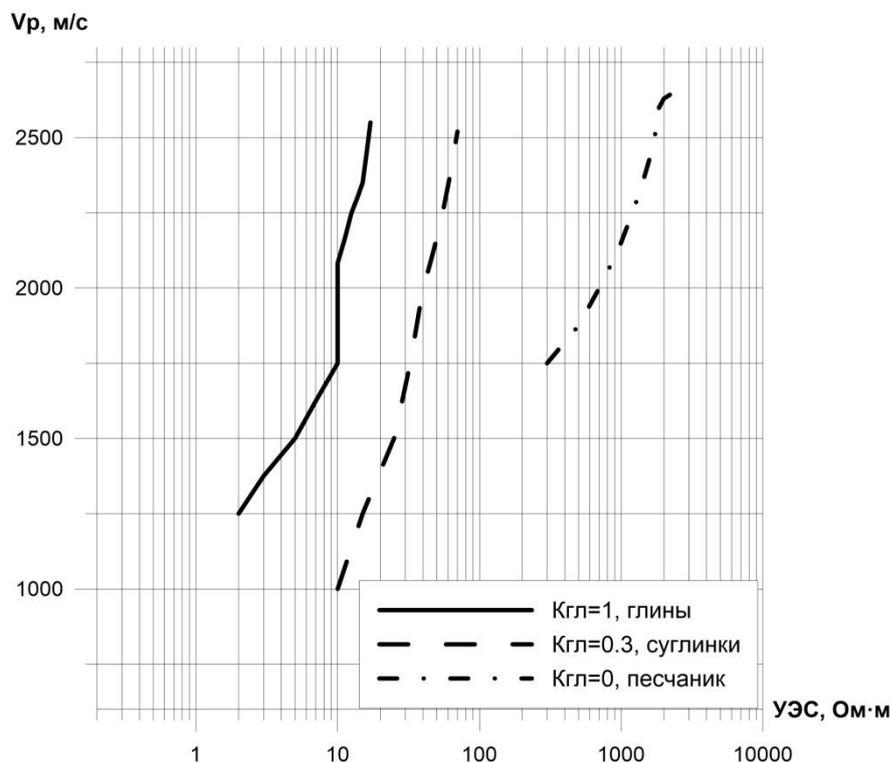


Рис.16 Модель УЭС-Vp мерзлого разреза

4. Для мерзлого разреза связь скорость–УЭС также очень высокая, что говорит о применимости подхода на данном типе разреза.

2.12. Типичные физико-геологические модели

2.12.1. Модель многолетнемерзлых пород

Физико-геологическая модель мерзлого разреза описывается на основе одного из разрезов Западной Сибири. ММП как по площади, так и по глубине характеризуются неравномерным распространением и различным строением. В пределах изучаемого региона выделяется двухслойное строение толщи многолетнемерзлых пород.

Первый слой ММП фиксируется до глубин около 100–180 м. По геофизиологическим характеристикам слой разделяется на сильнольдистые породы с температурой около $-4 - -5^{\circ}\text{C}$ и сопротивлением по данным ГИС от 100 до 2000 Ом·м, а также менее льдистые - с температурой около -2°C и сопротивлением, по данным ГИС изменяющимся в диапазоне от 20–100 Ом·м, местами увеличиваясь до 150–200 Ом·м. Первый слой отождествляется с распространением толщи

современных ММП, характеризующихся повышенной льдистостью и низкими температурами. На глубине около 50 м отмечается прослой пород с сопротивлением 50–200 Ом·м неясного генеза. По всей видимости, данный прослой может быть связан с распространением межмерзлотного водоносного горизонта.

Первый слой мерзлоты подстилается породами, находящимися, предположительно, в талом (охлажденном) состоянии. Мощность горизонта талых пород составляет около 20 м. Сопротивление по данным ГИС не превышает 20 Ом·м, преобладающие значения сопротивления – 5–10 Ом·м.

Ниже отмечается слой, характеризующийся по данным ГИС сопротивлением около 25–40 Ом·м. Интервал можно отнести к распространению реликтовой мерзлоты, находящейся в морозном состоянии, без включений льда.

Далее, вниз по разрезу, распространены эоценовые опоковидные глины люлинворской свиты. По данным ГИС сопротивление пород составляет 10–15 Ом·м. Довольно высокие значения сопротивления горизонта, сложенного преимущественно глинистыми породами, позволяют отнести его также к многолетнемерзлым породам. На данной глубине льдистость пород значительно снижается, а температура повышается до -0.6 °С.

Отложения люлинворской свиты подстилают породы регионально выдержанной песчанистой толщи верхней части тибейсалинской свиты. По данным электроразведочных работ и ГИС, отложения тибейсалинской свиты характеризуются сопротивлением от 15 до 30 Ом·м. Анализируя данные геолого-геофизических исследований, данный горизонт также можно отнести к реликтовым многолетнемерзлым породам, находящимся в морозном состоянии, где температура не превышает 0.5 °С.

Граница распространения криолитозоны на территории исследования предположительно располагается на глубине около 450–470 м, в подошве тибейсалинской свиты (Рис.17).

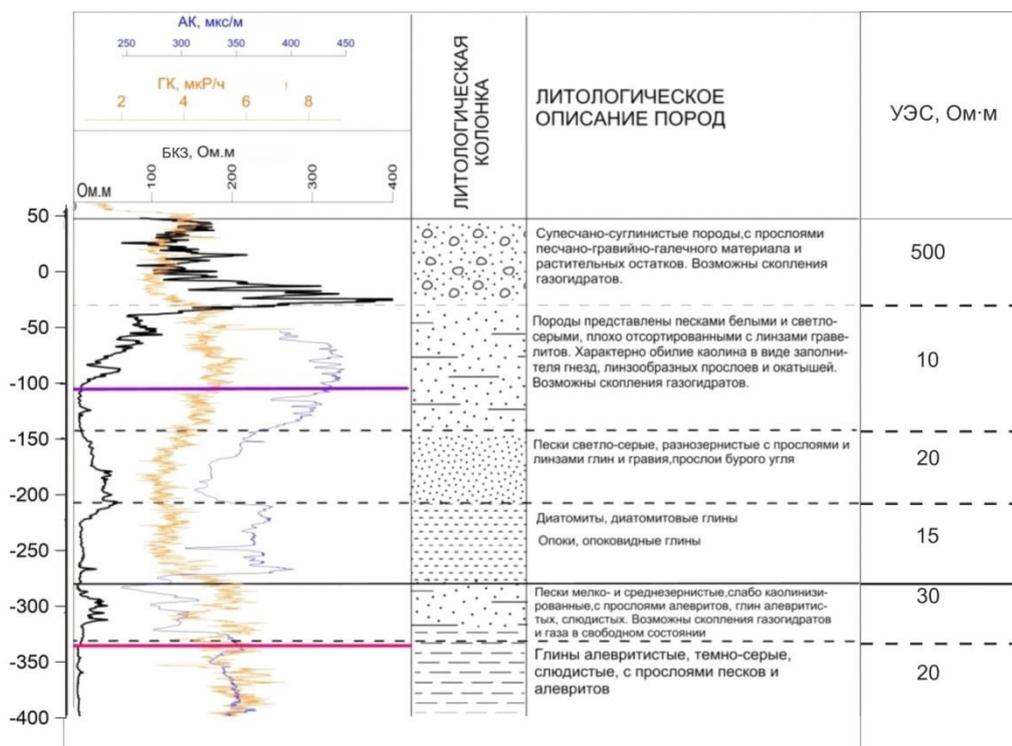


Рис.17 Физико-геологическая модель криолитозоны

2.12.2. Модель карбонатного разреза (Восточная Сибирь)

Верхняя часть разреза, сложенная терригенно-карбонатными отложениями верхоленской и илгинской свит среднего-верхнего кембрия, а также отложениями ордовика и четвертичными образованиями, слабо дифференцирована по акустическим свойствам. Ее мощность достигает первых сотен метров. При неглубоком залегании этой толщи, в самой верхней ее части наблюдается плавное возрастание скорости от 800–1000 м/с на глубине 20–30 м до 2000 м/с на глубине 200–300 м. В целом, средние значения скорости продольных волн в ВЧР достаточно стабильны и изменяются в пределах 3880–4840 м/с (Рис.18).

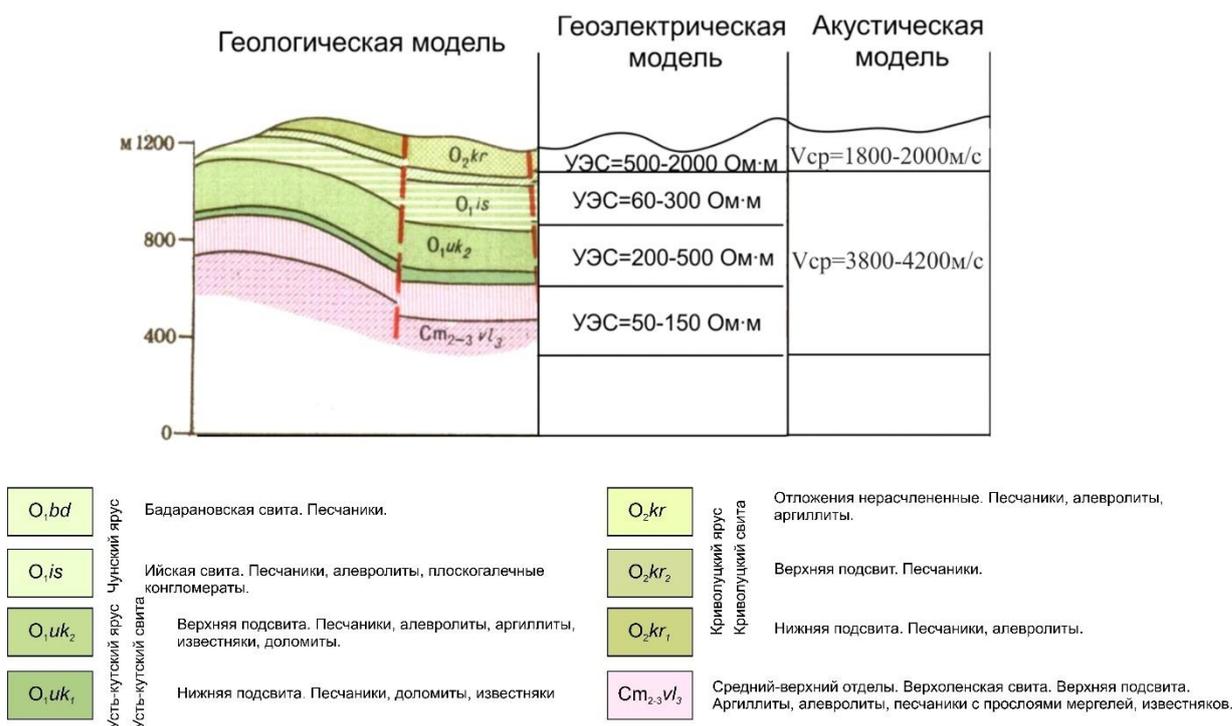


Рис.18 Физико-геологическая модель участка исследований

По геоэлектрическим характеристикам первый от поверхности горизонт характеризуется высоким сопротивлением 500–2000 Ом·м и отождествляется здесь с породами четвертичной системы. Далее по разрезу залегают породы усть-кутской свиты нижнего ордовика, породы характеризуются значениями УЭС от 60 до 500 Ом·м. Породы верхоленской и илгинской свит характеризуются относительно пониженными значениями УЭС 50–150 Ом·м.

Таким образом, можно сделать вывод, что наличие связи между параметрами даже на качественном уровне позволяет применять зависимости типа «скорость–пористость–УЭС» в условиях неоднородного разреза Восточной Сибири.

2.13. Выводы к главе 2

Для случая чистых песчаников, насыщенных как пресным, так и минерализованным флюидом, наблюдается достаточно высокая и стабильная корреляция между скоростью продольных волн и УЭС, что, в свою очередь, свидетельствует о возможности восстановления скорости из УЭС для данного типа разреза с высокой долей достоверности.

Для случая песчано-глинистого разреза, насыщенного пресным флюидом, также наблюдается стабильная связь между УЭС и скоростью.

Для случая песчано-глинистого разреза, насыщенного минерализованным флюидом, возникает высокая дисперсия зависимости УЭС от скорости (до 50 %). Данный факт свидетельствует о том, что при увеличении минерализации стабильность восстановления скоростей из УЭС резко снижается.

Для мерзлого разреза связь «скорость–УЭС» также очень высокая, что свидетельствует о применимости подхода на данном типе разреза.

Ввиду того, что взаимосвязь между УЭС и скоростью продольных волн очень чувствительна к изменению литологии, что подтверждается как синтетическими, так и экспериментальными данными, не представляется возможным описывать взаимосвязь между УЭС и V_p одной корреляционной функцией. Использование одновременно нескольких зависимостей значительно усложняет процесс пересчета и может способствовать увеличению ошибки.

Представляется, что эмпирические формулы, такие как уравнение Фауста, в которые заложен коэффициент, зависящий от литологии, способны значительно упростить процесс перехода от электрических свойств к акустическим.

ГЛАВА 3. ОСНОВЫ МЕТОДА ЗОНДИРОВАНИЯ СТАНОВЛЕНИЕМ ПОЛЯ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ В МАЛОГЛУБИННОЙ МОДИФИКАЦИИ

Электроразведка начала свое развитие в качестве метода прикладной геофизики в начале XX века благодаря фундаментальным исследованиям братьев Шлюмберже [Stefanescu et al., 1930]. Конрад и Марсель Шлюмберже первыми начали изучение ЭМ полей в земной коре посредством воздействия на нее электрическим током.

Дальнейшее развитие электроразведки связано с именами В.А. Сидорова, В.В. Тикшаева, А.А. Кауфмана, Г.М. Морозова, Г.Г. Обухова, Е.И. Терехина, П.П. Фролова, Ю.В. Якубовского, G.V. Keller, J.R. Wait и многими другими исследователями [Сидоров и др., 1969; Безрук и др., 1994; Якубовский и др., 1964; Colani et al 1966].

В настоящее время одним из основных методов электроразведки при изучении осадочного чехла юга Сибирской платформы является метод зондирования становлением поля в ближней зоне [Горностаев и др., 1973]. Метод начал развиваться в 70-80 годы XX вв., его продвижение связано с именами Г.А. Исаева, Ф.М. Каменецкого, А.А. Кауфмана, Г.М. Морозовой, А.К. Захаркина, Б.И. Рабиновича, В.А. Сидорова, В.В. Тикшаева, L. Buselli, T. Lee, J. McNeill, K. Vozoff, P. Weidelt и др. [Lee, 1984; McNeil, 1980; Buselli, 1982].

Метод ЗСБ основан на изучении электромагнитного поля, устанавливающегося в земной коре при резком изменении тока в источнике. Выключение тока в генераторной петле вызывает появление индукционных токов, которые распространяются от дневной поверхности на глубину [Жданов, 1986].

Систему возбуждения магнитного поля и регистрации сигнала от исследуемого разреза можно представить следующим образом (см. Рис.19). В соответствии с законом Фарадея, при выключении тока в генераторной петле – первичного ЭМ поля, в подстилающих породах индуцируется ЭДС. Причем амплитуда ЭДС пропорциональна скорости изменения первичного магнитного поля источника. ЭДС, в свою очередь, создает вихревые токи (вторичное ЭМ поле), которые затухают в зависимости от проводимости и геометрических параметров слоев – так называемое становление поля. Затухающие вихревые токи создают вторичное магнитное поле, а его скорость изменения во времени измеряют с помощью приемных датчиков [Матвеев, 1990; Буддо 2012; Великин и др., 1967].

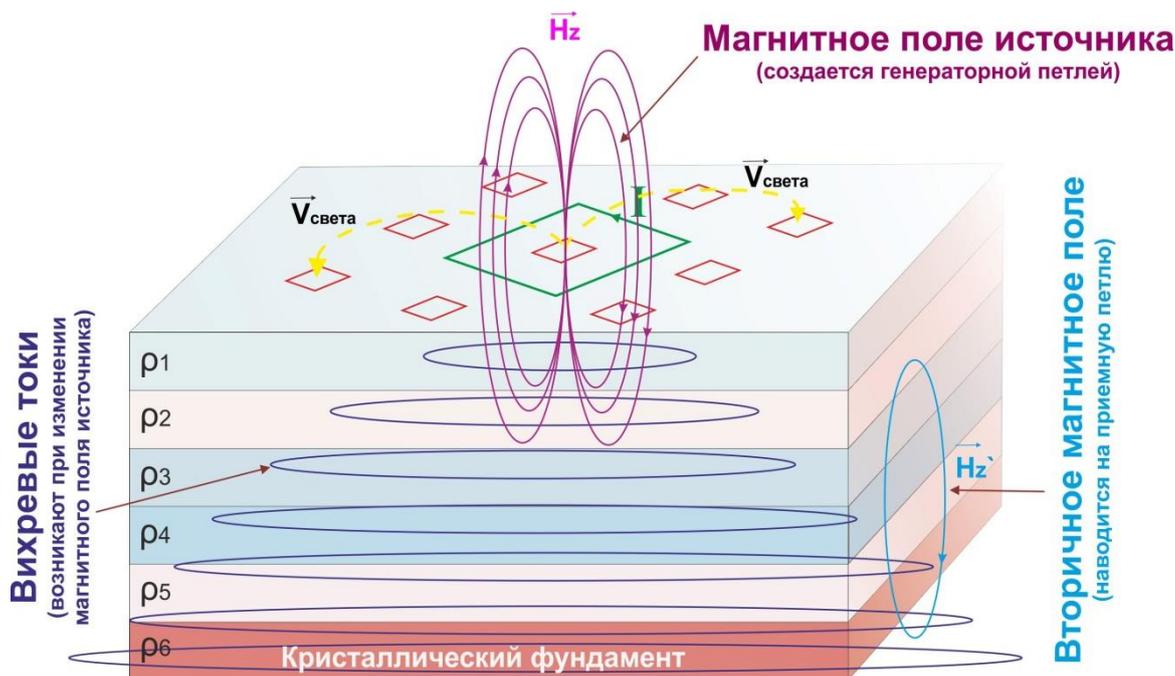


Рис.19 Схематическое представление системы возбуждения вихревых токов [Буддо, 2012, 2020]

Приемниками регистрируется сигнал становления электромагнитного поля (ЭДС), который в дальнейшем трансформируется в кривые кажущегося сопротивления (ρ_t) и кажущейся проводимости (St) [Каменецкий и др., 1993; Захаркин, 1987; Шапоров и др., 1988]. Трансформанты используются при инверсии, результатом которой являются карты и разрезы сопротивления и проводимости [Захаркин, 1980; Hill, 1986].

Начиная с 70-х гг. метод ЗСБ применяется на всех стадиях геологоразведочных работ: от региональных исследований до мониторинговых наблюдений. Основными задачами, стоящими перед ЗСБ, являются изучение неструктурных месторождений нефти и газа, работа в условиях развития соляной тектоники и разрывных нарушений.

Интерпретация данных электромагнитных зондирований, полученных в результате полевых исследований, чаще всего базируется на модели горизонтально-слоистой. Важной частью интерпретации данных ЗСБ является инверсия. Инверсия, или решение обратной задачи, это преобразование геофизических полей в физические модели среды. В электроразведке под инверсией подразумевается подбор теоретической кривой, рассчитанной в результате решения прямой задачи электроразведки, к практической (полевой). Задача инверсии – подобрать теоретическую кривую к

практической с минимальной невязкой. Невязка – мера оценки точности инверсии, численное расхождение между практической и теоретической кривыми.

В диссертационной работе рассматриваются исследования методом ЗСБ с применением индуктивной установки. Установка состоит из незаземленных квадратных генераторной и приемных петель различного размера. Конструктивно генераторная петля выполнена из одновиткового медного кабеля повышенной прочности. Приемная петля может быть выполнена из одновиткового или многовиткового медного кабеля. Установка с индуктивным возбуждением бывает двух видов: с приемной петлей, вынесенной за пределы генераторной (Q-q), и соосными приемно-генераторными петлями, т.н. установка «петля в петле» (Qq). Обычно на практике рекомендуется использовать комбинированную соосно-разнесенную установку, когда от одной генераторной петли измеряется сигнал на соосной и разнесенной приемных петлях (Рис.20).

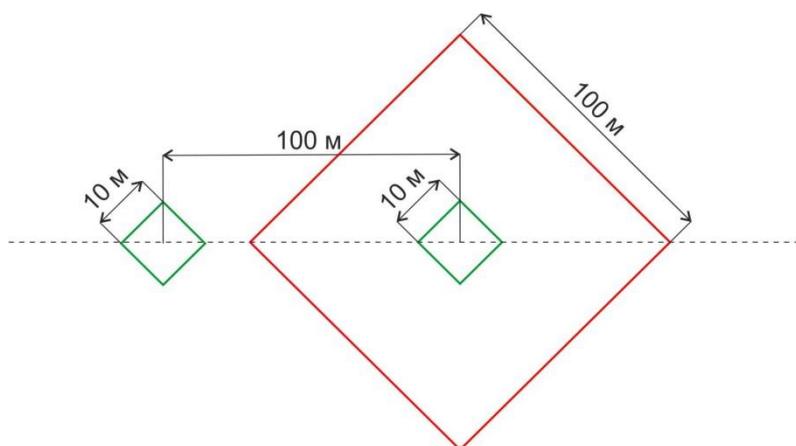


Рис.20 Соосно-разнесенная установка мЗСБ: красным – генераторная петля, зеленым – приемные петли.

Метод ЗСБ может применяться для решения различных геологических задач, в основе которых лежит дифференциация слагающих разрез горных пород по удельному электрическому сопротивлению (УЭС). Сопротивление пород изменяется в широких пределах. Одна и та же порода, особенно осадочного происхождения, может иметь различное удельное сопротивление в зависимости от ее состояния и условий залегания, внутренней структуры, температуры и др.

Для работ методом мЗСБ используют два основных типа сетей наблюдений: площадные и профильные. Профильные сети наблюдений в основном используются,

когда отсутствует сеть сейсмических профилей или в условиях работы в урбанизированных районах. Основные плюсы таких сетей в том, что возможно производить работу в практически любых топографических условиях. Минусы – это низкая латеральная разрешающая способность (Рис.21).

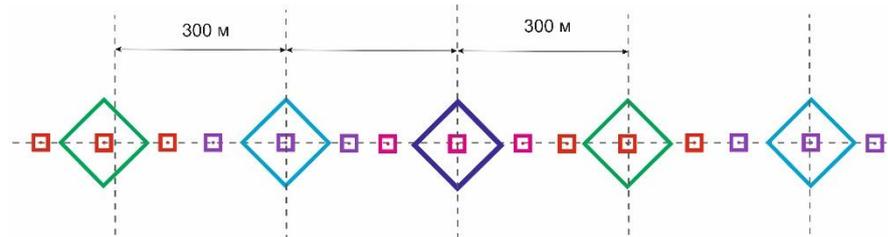


Рис.21 Пример профильного расположения установок мЗСБ.

Площадные сети используются для решения задач детального картирования верхней части разреза. Такие сети проектируются по заранее имеющейся сети сейсмических профилей. Плотность таких наблюдений составляет 16 ф.т./км² и 33 ф.т./км² [Шарлов, 2017; Sharlov, 2017].

3.1. Возможности метода мЗСБ в различных геологических условиях

3.1.1. Возможности метода мЗСБ для картирования многолетнемерзлых пород.

Для успешного применения методики необходимо восстанавливать модель ВЧР с высокой точностью. Существуют различные методы изучения ММП, такие как электротомография, сейсморазведка методом лучевой томографии и др. Однако существуют сложности, связанные с трудностями выполнения полевых работ в зимний период, а также сравнительно низкой глубиной методов. Методы малоглубинной индуктивной электроразведки хорошо зарекомендовали себя в данном вопросе.

На фоне высокопроводящего разреза повышенным электрическим сопротивлением могут обладать перспективные в нефтегазоносном отношении горизонты, а также многолетнемерзлые горные породы верхней части разреза.

Как известно, при отрицательных температурах свободная вода переходит в лед, и прохождение тока через мерзлую породу осуществляется по пленкам незамерзшей, главным образом, связанной воды, окружающим зерна минерального

скелета и льда. Присутствие льда, как породообразующего минерала, уже само по себе меняет электрические свойства пород, присущие им в талом состоянии, а многообразие взаимодействия незамерзшей воды с минеральным скелетом и льдом делает очень широким диапазон изменения электрических свойств в зависимости от состава, структуры и типа криогенной текстуры.

Зависимость УЭС мерзлых рыхлых пород (гальки, песков, супесей, суглинков, глин) с массивной криогенной текстурой от их температуры и зависимость УЭС талых рыхлых пород от их состава и влажности при нормальной минерализации воды ($M=0.1-0.3$ г/л) и положительной температуре представлены на рисунке (Рис.22).

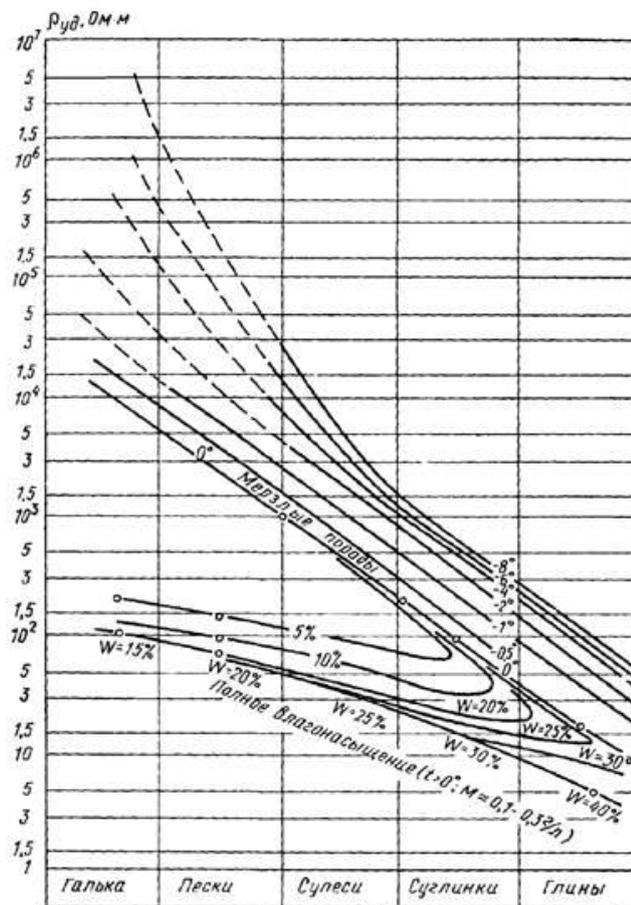


Рис.22 Приближенная зависимость УЭС мерзлых рыхлых пород с массивной криогенной текстурой от состава и температуры и УЭС талых пород от состава и влажности [Рекомендации., 1984 г.]

Стоит отметить, что характерной особенностью многолетнемерзлых пород является их низкая электропроводность, соответственно, и высокое сопротивление относительно вмещающих пород.

Чтобы подтвердить эффективность применения метода мЗСБ для картирования структуры ММП, было проведено математическое моделирование. На основе данных бокового каротажа была построена геоэлектрическая модель ВЧР. По данной модели были сгенерированы кривые ЗСБ и проведена инверсия. Инверсия выполнялась в автоматическом режиме на основе алгоритма Нелдера-Мида. Раскреплялись параметры мощности и УЭС слоев. По результатам выполненной инверсии средняя погрешность определения мощности ММП составила 1.7 %, что соответствует 2.4 м.

Исходя из проведенного исследования, можно сделать уверенный вывод, что метод мЗСБ картирует области распространения ММП с высокой точностью.

Высокую точность восстановления структуры ММП подтверждает не только математическое моделирование, но и практические примеры. За основу взяты результаты работ по двум объектам.

Первый объект расположен в заполярной части Западно-Сибирской равнины, в восточной части Тазовского полуострова. В орографическом отношении район работ представляет собой слабовсхолмленную равнину, преобразованную эрозионными и криогенными процессами. Абсолютные отметки рельефа меняются от 1.5 до 40 м. По ландшафтной характеристике местность относится к тундре. Около 80 % площади заболочено, залесенность составляет в среднем 3 % и приурочена, в основном, к поймам рек. Многолетнемерзлые породы на площади распространены повсеместно, мощность их колеблется от 150 до 300 м. Зоны растепления приурочены к долинам рек, озерам и морским заливам.

По данным электроразведочных работ мЗСБ отмечается высокая дифференцированность верхней части разреза до абсолютной глубины около 400–450 м. Верхняя часть разреза здесь ассоциируется с распространением пород палеогеновой и четвертичной систем (Рис.23).

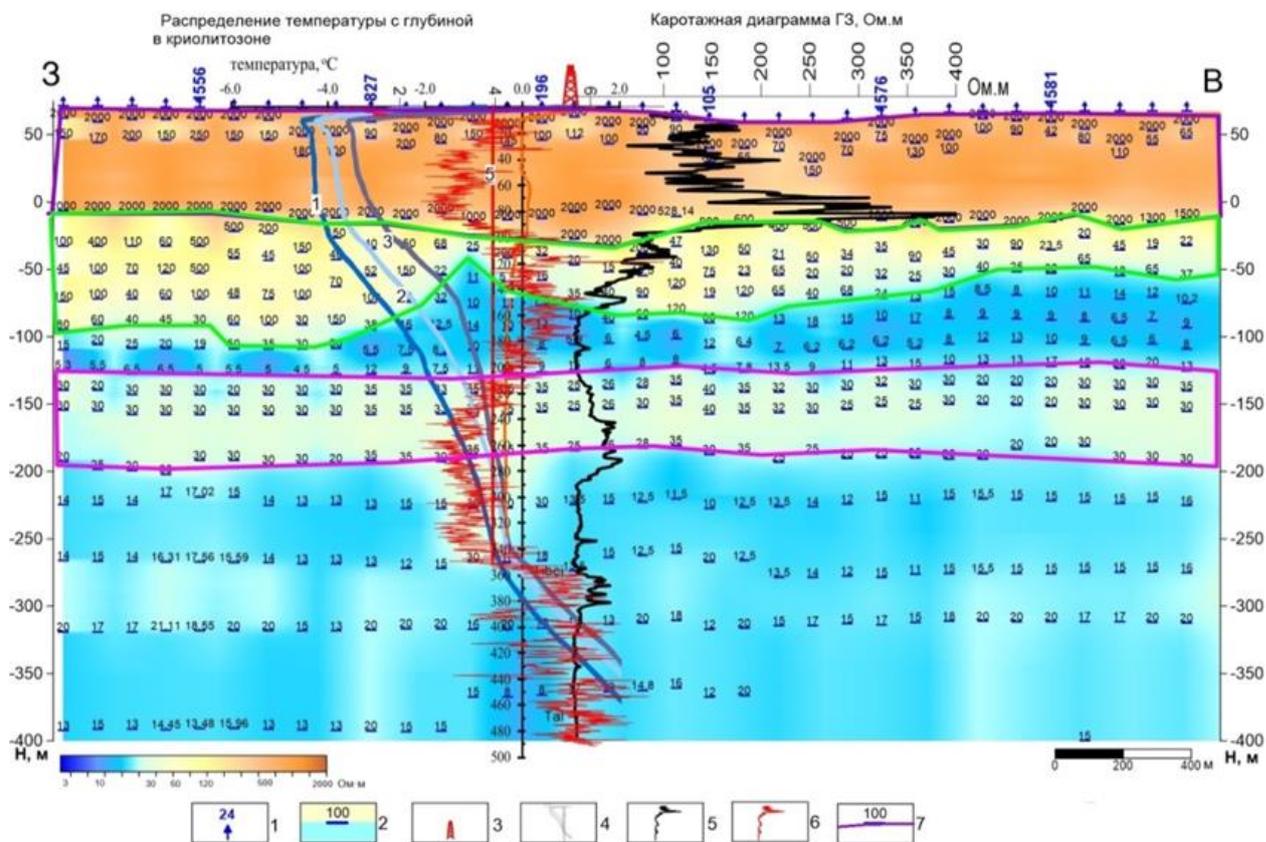


Рис.23 Фрагмент геоэлектрического разреза мЗСБ (Объект 1) .

Условные обозначения: 1 – пункты мЗСБ; 2 – геоэлектрические горизонты и их сопротивления, Ом·м; 3 – скважины глубокого бурения; 4 – распределение температуры с глубиной в криолитозоне, 5 – каротажная диаграмма БК, 6 – каротажная диаграмма сопротивления (БК), Ом·м; 7 – интервал распространения многолетнемерзлых пород в отложениях четвертичной системы.

Практически повсеместно в интервале верхней части разреза до глубины около 80–100 м отмечается слой пород с сопротивлением, изменяющимся в диапазоне от 100 до 2000 Ом·м. Мощность горизонта в среднем составляет около 80 м.

Учитывая геокриологические условия участка исследования, а также распределение геоэлектрических характеристик разреза, высокоомный горизонт, выделенный в верхней части разреза, ассоциируется с областью развития многолетнемерзлых пород в отложениях четвертичного возраста, представленных озерно-аллювиальными, аллювиально-морскими и ледниково-морскими отложениями. Мерзлые породы характеризуются резким увеличением величины удельного электрического сопротивления по сравнению с вмещающими толщами.

Ниже по разрезу, до глубины 100–180 м сопротивление пород понижается до 20–100 Ом·м, местами увеличиваясь до 150–200 Ом·м. Значения сопротивления интервала по данным каротажа также понижаются до 20–150 Ом·м. Мощность горизонта довольно изменчива – от 10 до 100 м. На некоторых участках, в местах увеличения мощности подстилающих горизонт проводящих отложений мощность горизонта сводится практически к нулю.

Мощный слой пород до глубины около 180 м представляет собой толщу современных многолетнемерзлых пород, разделяющуюся на два горизонта по данным электроразведочных работ ЗСБ.

Если первый от поверхности слой за счет низких температур и наличия льда характеризуется по данным мЗСБ очень высоким сопротивлением, то нижний слой на этом фоне имеет более низкие значения (50–100 Ом·м).

Понижение сопротивления в нижней части ММП может объясняться различными факторами: мерзлотно-литологический фактор; наличие скоплений газогидратов и газа в свободном состоянии.

Толщу высокоомных многолетнемерзлых пород на глубине около 180–200 м подстилает горизонт с сопротивлением, не превышающим 20 Ом·м, мощностью около 20 м.

Учитывая преимущественно низкие значения сопротивления отложений по данным мЗСБ и каротажа сопротивлений, увеличение показаний гамма-каротажа по одной из скважин на участке исследования, данный горизонт можно интерпретировать как распространение талых (охлажденных) пород с увеличением глинистой составляющей. Наличие возможного распространения межмерзлотных таликов подтверждается результатами бурения на прилегающих площадях.

Ниже отмечается слой, характеризующийся по данным мЗСБ сопротивлением около 25–40 Ом·м и отождествляющийся с распространением реликтовой мерзлоты, где породы находятся в морозном состоянии без включений льда. Далее, вниз по разрезу залегают эоценовые опоковидные глины люлинворской свиты. По данным мЗСБ сопротивление пород составляет 10–15 Ом·м. Довольно высокие значения сопротивления горизонта, сложенного преимущественно глинистыми породами, позволяют отнести его также к многолетнемерзлым породам. На данной глубине льдистость пород значительно снижается, а температура повышается до – 0.6 °С.

Отложения люлинворской свиты подстилают породы регионально выдержанной песчанистой толщи верхней части тибейсалинской свиты. По данным электроразведочных работ мЗСБ отложения тибейсалинской свиты характеризуются сопротивлением от 15 до 30 Ом·м. Анализируя данные геолого-геофизических исследований, данный горизонт также можно отнести к реликтовым многолетнемерзлым породам, находящимся в морозном состоянии, где температура не превышает 0.5 °С.

Анализируя полученные материалы по объекту № 1, сделаны следующие выводы о распространении в толще верхней части разреза многолетнемерзлых пород:

1. ММП как по площади, так и по глубине характеризуются неравномерным распространением и различным строением. В пределах изучаемой площади выделяется двухслойное строение толщи многолетнемерзлых пород.

2. Первый слой отождествляется с распространением толщи современных ММП, характеризующихся повышенной льдистостью и низкими температурами. Второй слой относится к распространению реликтовой мерзлоты, находящейся в морозном состоянии без включений льда.

3. Толщи развития современной и реликтовой мерзлоты разделяются межмерзлотным таликом.

4. Граница распространения криолитозоны на территории исследования предположительно располагается на глубине около 450 – 470 м.

Второй объект в географическом отношении расположен на севере Западно-Сибирской низменности в зоне тундры. Западно-Сибирская низменность орографически представляет собой плоскую равнину с абсолютными отметками от 70 до 180 м. Объект находится на севере области разобшенного залегания современной и древней многолетней мерзлоты в северо-бареальной зоне. В разрезе выделяется два слоя мерзлых пород. Верхний слой, достигающий толщины 60 м, залегает в непосредственной близости от поверхности земли. Вторым слоем, называемым реликтовым, имеет значительно больший диапазон изменения толщин, достигающий 300 м. Его верхняя граница залегает на глубинах от 100 до 150 м., нижняя – на глубинах от 150 до 300 м. Характерно наличие многочисленных сквозных и несквозных таликов под руслами рек и озерами, а также резкое увеличение мощности слоя мерзлоты. Отдельные участки озер и стариц рек за счет

внутренних геобиологических процессов не имеют жесткого ледяного покрова даже в сильные морозы.

По данным малоглубинных исследований верхняя часть разреза дифференцирована по геоэлектрическим свойствам пород. На глубине 50–100 м отмечается первый подгоризонт, который характеризуется высокими значениями сопротивления 50–500 Ом·м. В районе скважин 1 и 2 высокоомные значения отмечаются до глубины 150–175 м.

Высокие значения сопротивления подгоризонта отчетливо отражают наличие многолетнемерзлых пород в отложениях палеогена. В районе, где профиль мЗСБ проходит через бассейн реки, мощность многолетнемерзлых пород значительно сокращается и составляет 10–50 м. Подобное явление связывается с наличием таликовых зон.

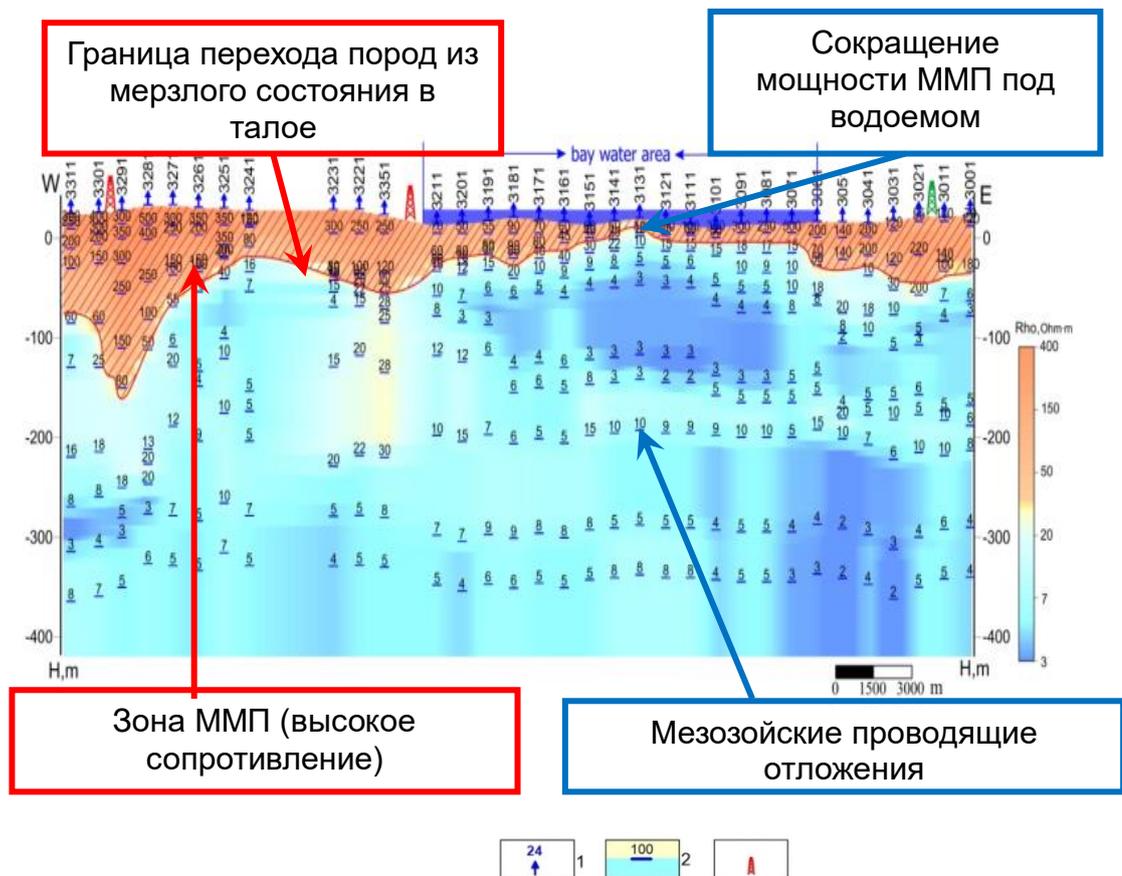


Рис.24 Геоэлектрический разрез мЗСБ

Условные обозначения: 1 – пункты мЗСБ; 2 – геоэлектрические горизонты и их сопротивления, Ом·м; 3 – скважины глубокого бурения

Вниз по разрезу отмечаются подгоризонты, сопротивление которых составляют от 2 до 30 Ом·м, что соответствует, в основном, глинистому составу отложений ВЧР.

Резкая градиентная зона уменьшения значений с 50 – 500 Ом·м до 2 – 30 Ом·м отождествляется с переходом пород из мерзлого в талое состояние. Граница между мерзлыми и тальми отложениями имеет весьма неровный характер.

По результатам мЗСБ на объекте № 2 можно сделать ряд выводов:

1. По результатам малоглубинных исследований на территории Западной Сибири отмечается высокая дифференцированность геоэлектрического разреза. Область распространения ММП отождествляется с зонами высокого УЭС на фоне мезозойских высокопроводящих отложений.

2. По контрастной границе смены электрического сопротивления определена граница перехода пород из мерзлого состояния в талое, а также прослежено закономерное сокращение мощности ММП в приближении к водоему и непосредственно под ним.

3.2. Выводы к главе 3

Полученные результаты свидетельствуют о высокой чувствительности сигналов мЗСБ к присутствию ММП в верхней части разреза для геологических условий ВЧР Западной Сибири. По результатам малоглубинных исследований ЗСБ, с учетом инженерно-геологических, термометрических наблюдений, на основании изучения палеогеографии и исследований современной геокриологической обстановки, возможно составление детальной физико-геологической модели ВЧР.

ГЛАВА 4. ПРОГНОЗ АКУСТИЧЕСКИХ СВОЙСТВ РАЗРЕЗА НА ОСНОВЕ ДАННЫХ мЗСБ

4.1. Методология подхода к восстановлению скоростных характеристик ВЧР из данных мЗСБ

Опираясь на ранее выполненные исследования по математическому моделированию была проанализирована возможность применения эмпирического уравнения Фауста для восстановления акустических свойств разреза по данным мЗСБ.

По наблюдаемым в поле данным выполняется инверсия (решение обратной задачи геофизики). Количественная инверсия заключается в численном моделировании (решении обратной задачи электроразведки) горизонтально-слоистой среды, параметры которой увязываются с данными ГИС, бурения. С целью минимизации влияния принципа эквивалентности, количественная интерпретация материалов ЗСБ проводится в несколько шагов, каждый из которых вносит свой вклад в качество получаемого результата. Первым шагом интерпретации электроразведочных данных является сбор априорной геолого-геофизической информации. На этом шаге анализируется информация по скважинам глубокого бурения, располагающимся на исследуемой площади, изучаются данные ГИС скважин определяются региональные проводящие и высокоомные маркерные горизонты, осуществляется литолого-стратиграфическая привязка слоев. По сети скважин определяется выдержанность по мощности и простирацию опорных горизонтов. Изучаются проявления магматизма и тектонической активности, оказывающие влияние на строение изучаемой территории, характер электромагнитного поля. Определяется гидрогеологическая характеристика района работ.

На втором шаге осуществляется построение структурных карт по опорным горизонтам, определяется положение известных геологических структур и разрывных нарушений. Также осуществляется оценка распределения электрических характеристик разреза участка работ, осуществляется подбор структуры первоначальной геоэлектрической модели в соответствии с построенными структурными картами.

Третий шаг включает в себя инверсию сигналов становления и построение геоэлектрических разрезов. На этом шаге геоэлектрические параметры разреза определяются с использованием программы интерпретации Model 3 [Сузов, 2011].

Чтобы перейти непосредственно к пересчету геоэлектрических моделей в скоростные, необходимо выполнить расчет и калибровку эмпирических коэффициентов уравнения Фауста. Для расчета коэффициентов используется опорная скважина. Основное требование для такой скважины – это наличие акустического и бокового каротажей в как можно более широком диапазоне глубин, начиная от первых метров. Альтернативным вариантом является применение данных вертикального сейсмического профилирования (ВСП).

Первым производится подбор экспоненты ввиду того, что именно она отвечает за уровень итоговой кривой, константа при этом фиксируется. При достижении корректного уровня кривой экспонента фиксируется и производится подбор константы.

Для случая наличия данных ВСП граф расчета принципиально схож, отличие заключается в том, что первым шагом формируется литологически-генерализованная модель, в рамках каждой литологической разности производится многократный перебор эмпирических коэффициентов уравнения. Результатом является уникальная пара коэффициентов для каждой литологической разности. При достижении суммарного коэффициента корреляции $r=0.9$ и более коэффициенты считаются подобранными.

4.2. Комплексная методика восстановления скоростных характеристик разреза

Доказав правомерность применения эмпирической зависимости, был составлен граф расчета скоростной модели ВЧР (Рис.25).

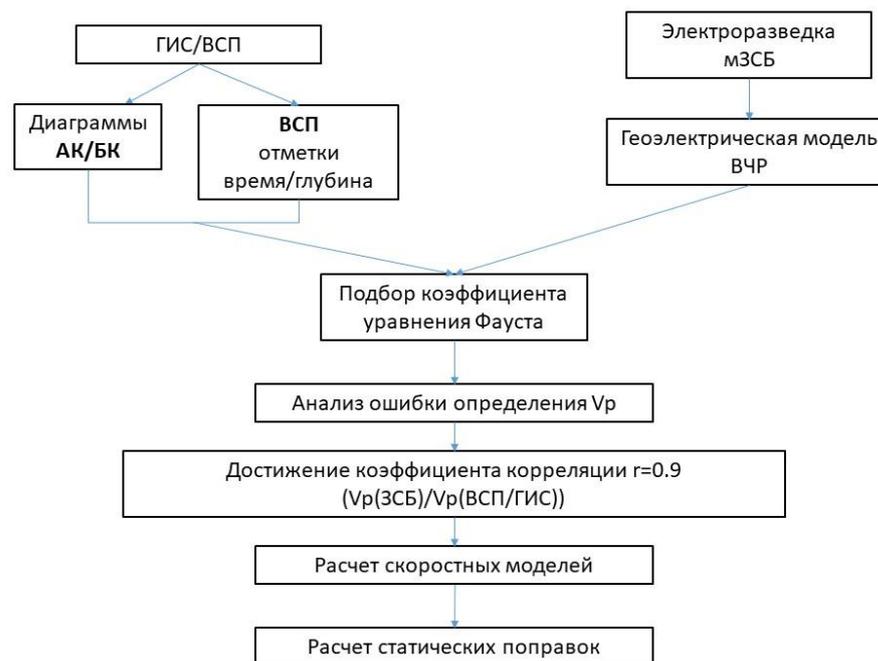


Рис.25 Принципиальная схема расчета скоростной модели ВЧР на основе данных мЗСБ через эмпирические зависимости Фауста

На вход подаются два типа данных: первый тип – точечные скважинные данные, акустический и боковой каротаж, также, при наличии, возможно использование данных ВСП. Такой набор данных необходим для расчета и калибровки эмпирических коэффициентов. Второй тип данных – это площадные данные мЗСБ, благодаря высокой плотности площадных наблюдений позволят восстановить скоростную модель с высокой степенью точности.

Первым шагом выполняется калибровка коэффициентов уравнения Фауста на эталонной скважине. Параллельно с этим выполняется инверсия данных мЗСБ, в результате которой получают два параметра: послойное распределение УЭС и структурную модель ВЧР. Далее выполняется преобразование геоэлектрических моделей, полученных по данным мЗСБ, в акустические модели. За счет высокой пространственной плотности данных мЗСБ акустические модели получены с шагом 100×300 м. На выходе получается куб скоростей продольных волн ВЧР с высокой латеральной и вертикальной точностью.

4.3. Возможности применения методики для уточнения модели ВЧР

В основе обоснования любого подхода лежит математическое моделирование. Сущность эксперимента заключается в обосновании предлагаемой выше методики на основе математического моделирования сигналов мЗСБ и данных сейсморазведки методом общей глубинной точки (МОВ ОГТ).

Эксперимент включает в себя следующие шаги:

1. Создание акустической модели изучаемого объекта на основе данных акустического каротажа одной из скважин исследуемого участка и осложнение ВЧР слоем многолетнемерзлых пород с неравномерной мощностью.
2. Расчет синтетических сейсмограмм.
3. Создание геоэлектрической модели ВЧР на основе данных бокового каротажа, структура ММП задается равнозначно акустической модели.
4. Создание синтетических кривых ЗСБ и их зашумление.
5. Автоматическая инверсия зашумленных данных ЗСБ.
6. Расчет статических поправок на основе первых вступлений.
7. Расчет статических поправок на основе данных мЗСБ по предложенной методике.
8. Ввод статических поправок и сравнение итоговых синтетических разрезов.

Моделирование волновой картины производилось в программном комплексе Tesseral Pro. Модель создана на основе данных акустического каротажа. Далее в модель внедрялся слой ММП, мощность которого варьируется от 100 до 170 м. Скорость продольных волн в слое ММП составляет 4000 м/с, что, в свою очередь, соответствует высокольдистым ММП.

Расчет синтетических сейсмограмм выполнялся при помощи свертки скоростной модели с импульсом Риккера частотой 25 Гц (Рис.26).

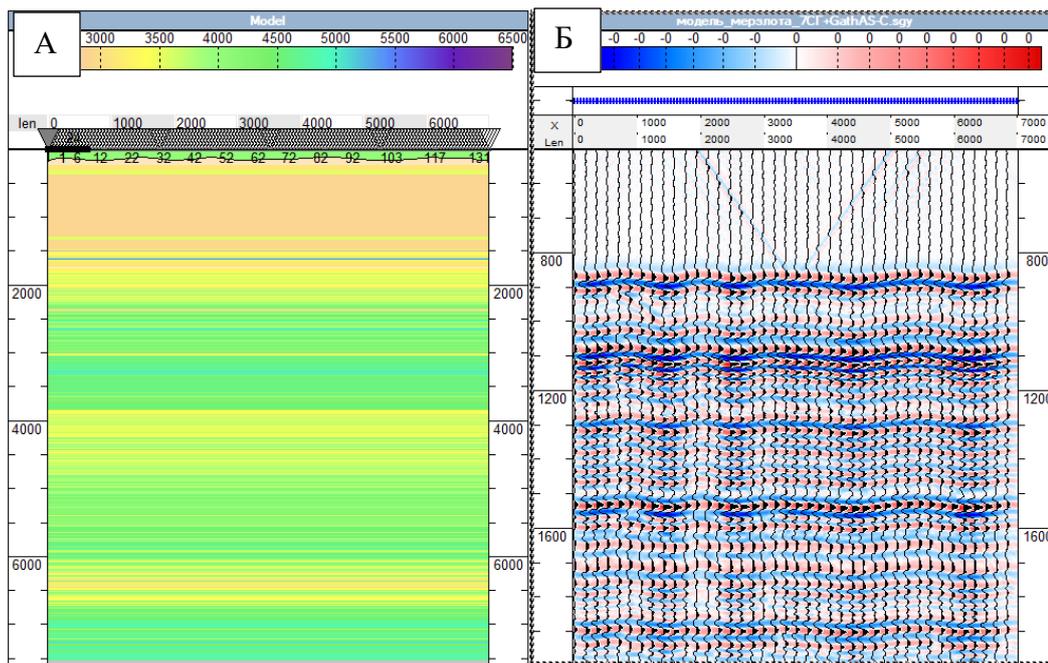


Рис.26 Скоростная модель со слоем ММП: А – скоростная модель; Б – сейсмический отклик без дополнительной обработки (Tesseral Pro)

Следующим шагом была построена геоэлектрическая модель ВЧР на основе данных бокового каротажа. Геометрия слоя ММП неравномерной мощности была взята с построенной ранее акустической модели. Был выполнен расчет синтетических кривых. Автоматическая инверсия производилась на основе алгоритма Нелдера-Мида. По результатам инверсии выполнялся пересчет восстановленной геоэлектрической модели в акустическую. Далее, зная мощность ММП и восстановив скоростную модель, можно произвести расчет статических поправок.

Скорости продольных волн по данным ЗСБ восстанавливаются с средней погрешностью 14 %, что эквивалентно 550 м/с (Рис.27).

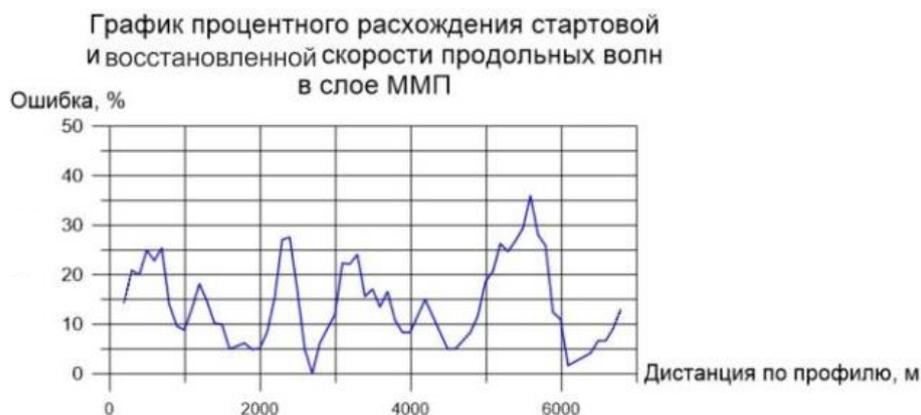
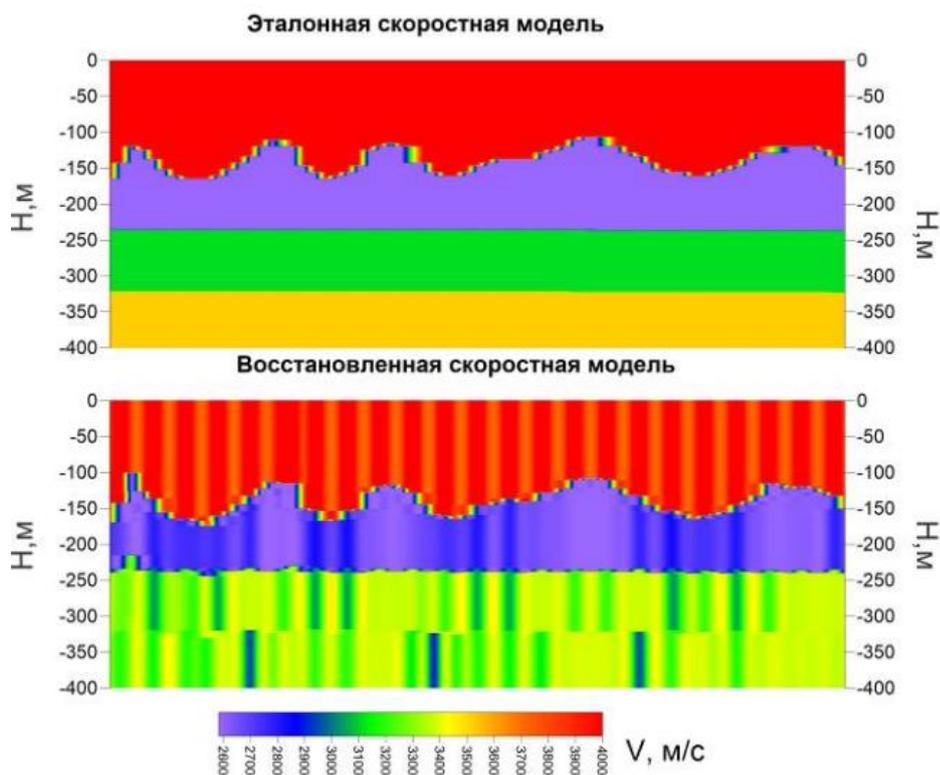


Рис.27 Скоростная модель ММП по данным мЗСБ

Известно, что статические поправки рассчитываются различными способами, в нашем случае будет использован один из традиционных методов – расчет статических поправок по первым вступлениям.

Первые вступления аппроксимируются гиперболой, после чего подбирается скорость таким образом, чтобы гипербола соответствовала первым вступлениям. В нашем случае скорость была равна 4110 м/с.

Далее производился расчет статических поправок на основе представления, что средняя мощность неоднородного слоя ММП составляла примерно 200 м.

Полученные статические поправки были введены в разрез, обработанный по стандартному графу.

Анализируя структурные построения по полученным разрезам, был сделан вывод, что средняя погрешность определения целевого горизонта составляет 20 м. (15 мс), что, в свою очередь, является недостаточно точным результатом.

Следующим шагом был выполнен расчет и ввод статических поправок на основе данных мЗСБ. За основу для расчета была взята скоростная модель ВЧР, восстановленная ранее на основе результата автоматической инверсии. Для расчета статических поправок использовалась мощность ММП, восстановленная по результатам инверсии, и скорость в слое ММП, полученная в результате применения уравнения Фауста. Далее полученные статические поправки были введены в сейсмограммы, обработанные теми же процедурами, что и в первом случае, в две итерации: ввод статики и коррекция.

Анализ структурных построений по целевому горизонту позволил сделать вывод, что применение статических поправок по данным ЗСБ позволило достичь средней погрешности в 4 м (5 мс).

Чтобы оценить, какой из методов определения статических поправок дает наиболее точный результат, было выполнено сопоставление различных вариантов расчета статических поправок (Рис.28). Исходя из полученных разрезов можно сделать вывод, что расчет статических поправок по первым вступлениям искажает разрез и дает невыдержанность отражений, в свою очередь статические поправки по данным ЗСБ позволяют получить выдержанные отражения и наиболее близкие к стартовой модели структурные построения (Рис.29).

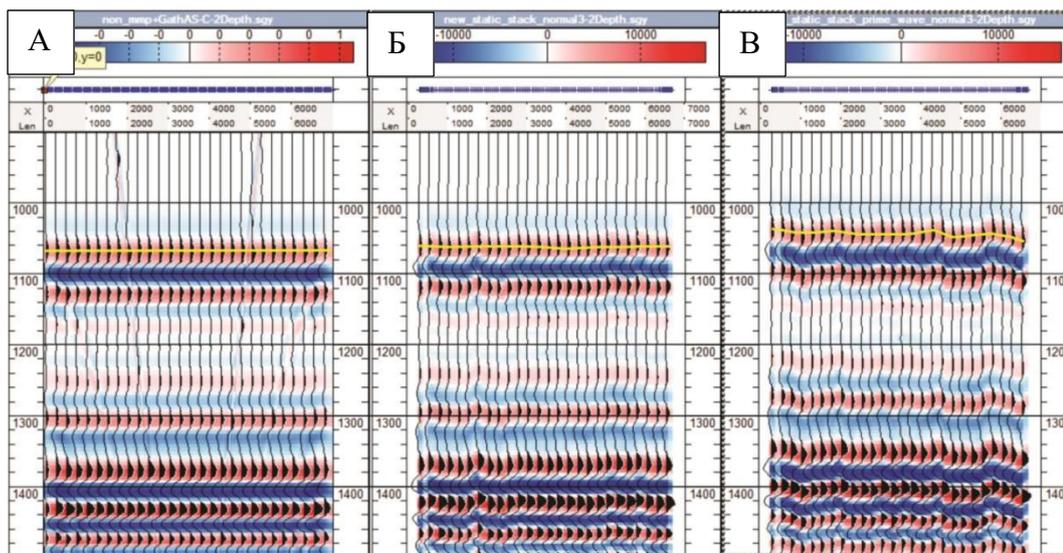


Рис.28 Сопоставление разных подходов к расчету статических поправок с эталонным разрезом: А – эталонный разрез; Б – разрез со статическими поправками по данным ЗСБ; В – разрез со статическими поправками по первым вступлениям.

Условные обозначения: желтым цветом выделен целевой горизонт

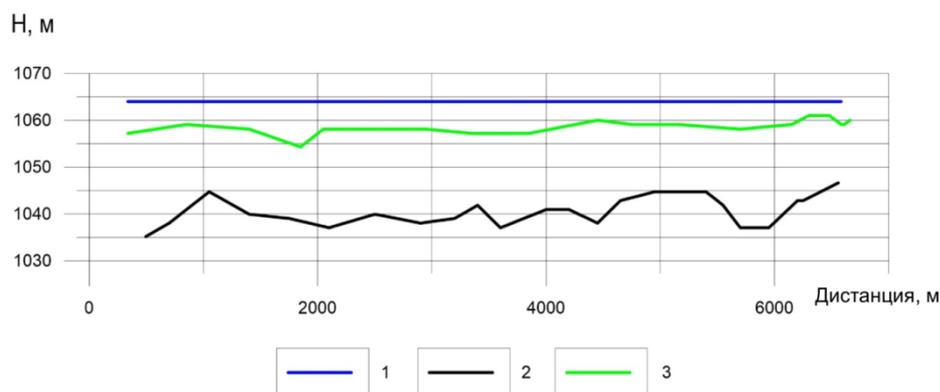


Рис.29 Анализ структурных построений с применением различных подходов к определению статических поправок

Условные обозначения: 1 – отметка целевого горизонта без осложняющего влияния ММП (эталон); 2 – отметка целевого горизонта со статическими поправками по первым вступлениям; 3 – отметка целевого горизонта со статическими поправками по данным мЗСБ.

4.4. Выводы к главе 4

По результатам проведенных исследований показано, что для расчета статических поправок можно использовать геоэлектрические модели ВЧР, полученные в ходе инверсии кривых мЗСБ. Применение зависимости Фауста позволяет прогнозировать упругие свойства верхней части разреза на основе данных мЗСБ, таким образом выполнять построение скоростной модели ВЧР. Восстановление акустических моделей производится не только с

высокой точностью, но и с высокой пространственной плотностью. Расчет и введение статических поправок на основе данных мЗСБ позволяет получить более информативные временные разрезы и повысить точность структурных построений.

ГЛАВА 5. ОЦЕНКА ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МАЛОГЛУБИННЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ МЕТОДОМ СТАНОВЛЕНИЯ ПОЛЯ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ ДЛЯ ПРОГНОЗА СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА

5.1. Ангаро-Ленская ступень

Геологический разрез Восточной Сибири является крайне сложным объектом для изучения основным инструментом разведочной геофизики – сейсморазведкой. Причиной этого является крайне высокая изменчивость литологии верхней части разреза, резкопересеченный рельеф, наличие многолетнемерзлых пород, невыдержанных по простиранию водоносных горизонтов, тектонических нарушений и других факторов, крайне осложняющих обработку материалов сейсморазведки [Кочнев и др., 2009; Пьянков, 2016].

В данном контексте актуальна разработка подхода, позволяющего повысить точность скоростной модели ВЧР, а значит и структурных построений целевых горизонтов разреза.

При проведении сейсморазведочных работ методом МОВ ОГТ 3D на одном из участков Восточной Сибири получены полевые материалы, подтверждающие актуальность вышеперечисленных проблем.

Исследуемая территория находится на юге Сибирской платформы (Рис.30). Разрез характеризуется сложными тектоническими условиями: наличием складчатости и многочисленных разрывных нарушений.

5.1.1. Геологическая и геокриологическая характеристика ВЧР участка исследований

Верхняя часть разреза участка исследований сложена породами среднего и верхнего кембрия и отложениями ордовика. К среднему-верхнему отделу кембрия относятся верхоленская и илгинская свиты, сложенные красноцветными терригенно-карбонатными отложениями, перекрывающими породы литвинцевской свиты [Деев, 1972].

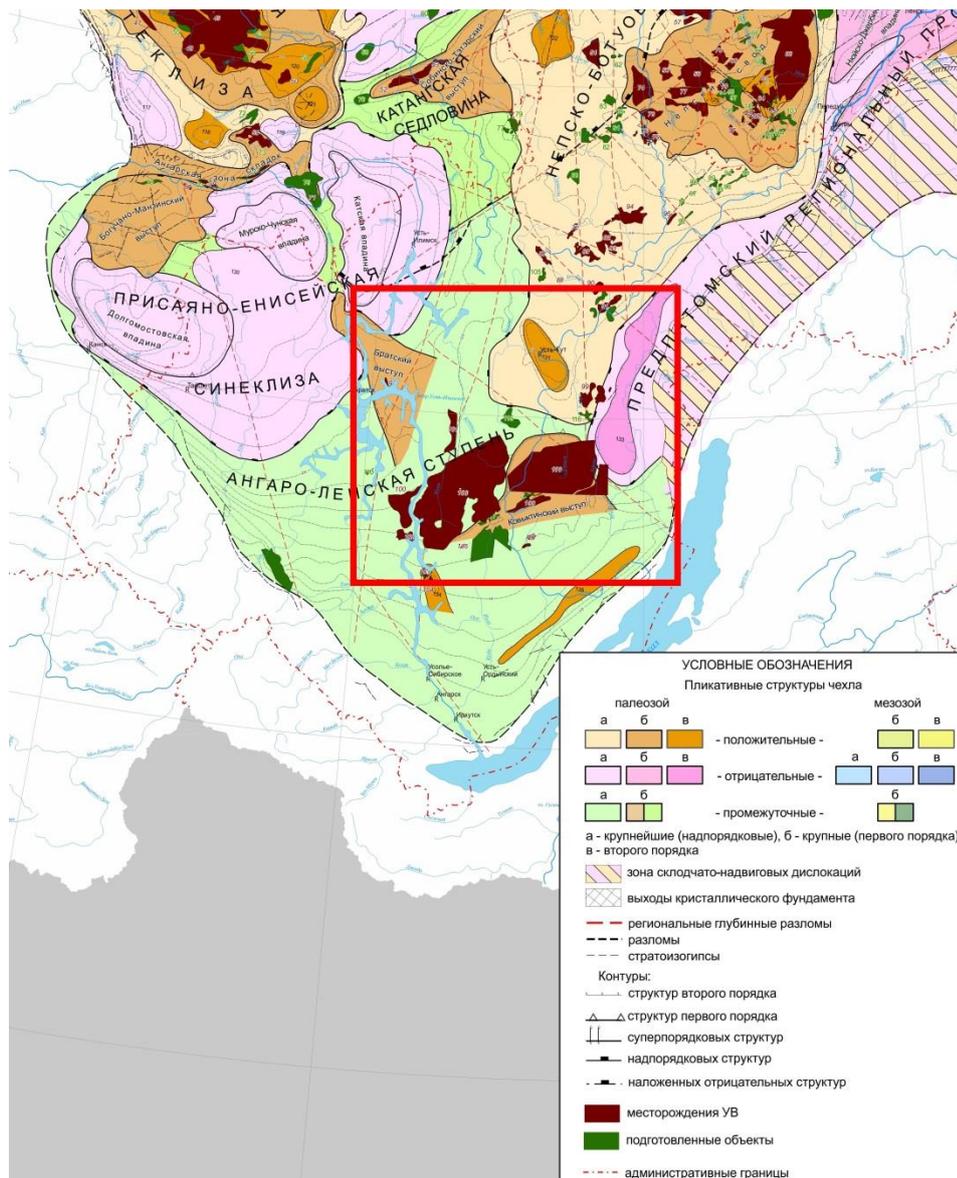


Рис.30 Схема района работ на структурно-тектонической основе [Старосельцев, 2018]

Нижний отдел ордовика представлен нерасчлененными усть-кутской и ийской свитами. Отложения согласно залегают на красноцветных породах верхоленской свиты. В нижней части разрез представлен доломитами с прослоями известняков зеленовато-серых, темно-серых, песчаников серых, светло- и желтовато-серых. В верхней части разрез ордовика сложен песчаниками, алевролитами зеленовато-серыми, серыми, редко известняками красновато-коричневыми. Отложения имеют ограниченное распространение, слагая верхние части склонов долин и большинства водоразделов.

Разрез характеризует наличие складчатости и многочисленных разрывных нарушений.

Исследуемая территория находится в южной зоне средней Сибири. Согласно схеме геокриологического районирования, по степени распространения многолетнемерзлых пород выделяются две провинции:

А) островного распространения, острова мерзлых пород приурочены к заболоченным участкам водоразделов, к долинам рек, падам, к подножию северных склонов и занимают до 10–25 % площади;

Б) редкоостровного и спорадического распространения, занимающих до 30 % площади

Согласно схеме, мощность мерзлой толщи в пределах изучаемой территории изменяется в восточном направлении с 20 до 30 м. Мерзлая толща имеет однослойное строение и представлена многолетнемерзлыми породами различного генезиса, прочными, уплотненными, монолитными и трещиноватыми, покрытыми элювиальными и делювиальными отложениями малой мощности (до 3 м) различной льдистости. Трещины и пустоты заполнены льдом частично или полностью.

В регионе достаточно широко распространены криогенные реликтовые образования среднеголоценовых термокарстовых форм по повторно-жильным льдам, в основном приуроченным к нижним частям склонов и к днищам долин. Сезонное оттаивание на территории исследования не превышает 0.4–1.5 м.

5.1.2. Физико-геологическая модель ВЧР участка исследований

Верхняя часть разреза, сложенная терригенно-карбонатными отложениями верхоленской и илгинской свит среднего-верхнего кембрия, а также отложениями ордовика и четвертичными образованиями, слабо дифференцирована по акустическим свойствам. Ее мощность достигает первых сотен метров. При неглубоком залегании этой толщи в самой верхней ее части наблюдается плавное возрастание скорости от 800–1000 м/с на глубине 20–30 м до 2000 м/с на глубине 200–300 м. В целом, средние значения скорости продольных волн в ВЧР достаточно стабильны и изменяются в пределах 3880–4840 м/с (Рис.31).

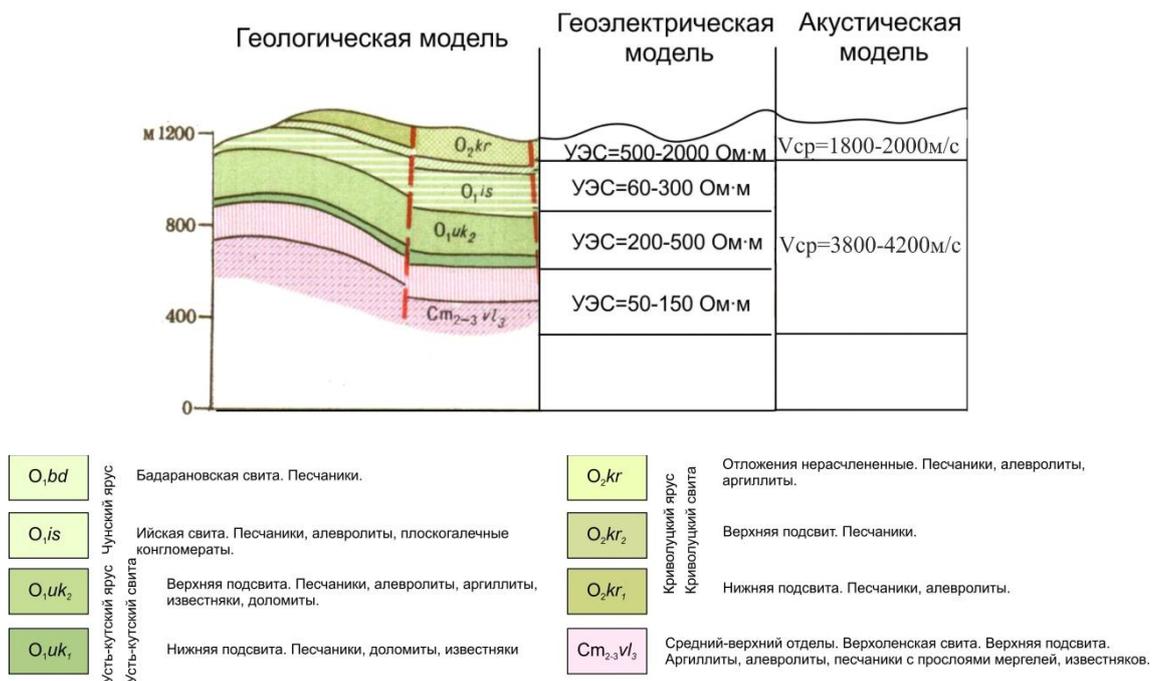


Рис.31 Физико-геологическая модель

По геоэлектрическим характеристикам первый от поверхности горизонт характеризуется высоким сопротивлением 500–2000 Ом·м и отождествляется здесь с породами четвертичной системы. Далее по разрезу залегают породы усть-кутской свиты нижнего ордовика, породы характеризуются значениями УЭС от 60 до 500 Ом·м. Породы верхоленской и илгинской свит характеризуются относительно пониженными значениями УЭС 50–150 Ом·м.

5.1.3. Проблематика восстановления скоростных характеристик ВЧР

Для условий юга Сибирской платформы характерны несколько основных неоднородностей верхней части разреза [Пьянков, 2016]. Основной из них является резкопересеченный рельеф с каньонообразными долинами рек (гористый, сильно расчлененный), имеющий очень крутые склоны, которые создают неблагоприятные поверхностные сейсмогеологические условия для проведения сейсмических исследований. Для территории исследования характерен перепад абсолютных отметок от 700 до 1350 м, что соответствует крайне резко расчлененному рельефу.

Немаловажную роль играет изменчивость мощности зоны малых скоростей. Достоверно определить ее возможно по микросейсмокаротажу, область покрытия которого не всегда достаточна для достоверного восстановления ЗМС, в связи с чем ЗМС аппроксимируется неким сглаженным слоем.

Анализируя волновую картину, отмечается, что морфология отражающих горизонтов соответствует границам смены скоростей в скоростной модели, которые, в свою очередь, соответствуют морфологии поверхности рельефа.

5.1.4. Расчет статических поправок традиционными методами

В случае использования взрывного источника на исследуемой территории появляется возможность максимально точно определить характер изменчивости верхней части разреза и, на основе данной информации получить удовлетворительные результаты. Карта скоростей, рассчитанных на основе данных вертикальных времен и глубин взрывных скважин, всегда хорошо отражает геологические аномалии в зоне малых скоростей, подтверждения которых всегда можно увидеть в первых вступлениях на сейсмограммах пункта взрыва (ПВ). Кроме того, их можно закартировать на этапе проверки геометрии при наложении линии мьютинга на сейсмограмму ПВ: мы получим существенное отклонение времен первых вступлений. Таким образом, априорные статические поправки можно рассчитывать с учетом альтитуд, вертикального времени и глубин скважин. Данный подход позволит скомпенсировать большинство аномалий ВЧР в случае, если глубина заложения заряда выбрана корректно, а именно под ЗМС.

Для решения проблемы, связанной с ВЧР, на одном из участков Восточной Сибири применялась методика, основанная на обработке годографа преломленной волны. На первом этапе, на основании пересчета альтитуд поверхности наблюдения к поверхности приведения с постоянной скоростью, был получен предварительный сейсмический разрез. Последующие коррекции высокочастотной статики не дали положительных результатов. Для второго варианта использовались годографы первых вступлений, соответствующие преломляющей границе, по которым выполнен анализ скоростей преломленной волны с учетом наклона границы. Полученная карта скоростей достаточно точно повторяла карту орогидрографии данного района работ, это позволило сделать вывод о возможном компенсировании данных аномалий посредством преломленных волн. Рассчитанные скорости использовались при расчете среднепериодной составляющей по данному участку с последующей высокочастотной коррекцией статических поправок.

При такой методике удалось получить удовлетворительный результат, однако на сейсмическом разрезе остались зоны, требующие дополнительной коррекции. Для

таких зон было выполнено выделение преломленной волны от нижележащей границы, усложнив модель ВЧР. Для этого необходимо было выполнить ручное пикирование первых вступлений, далее выделить основные преломляющие границы и построить многослойную модель. На основе сейсмической томографии было выполнено уточнение исходной пластовой модели и была получена детальная структурно-скоростная модель ВЧР (Рис.32), после этого были получены статические поправки, которые помогли учесть сложный тип аномалии.

При работе с участками Восточной Сибири применение методики преломленных волн очень эффективно даже в случае большого распространения многолетнемерзлых пород. Районы Восточной Сибири характеризуются высокоскоростными породами, именно поэтому даже при наличии ММП возможно наблюдать преломленные волны на границах раздела, так как перепад скорости достаточен для достижения критического угла прихода луча, при котором происходит образование преломленных волн вдоль границы раздела.

Для повышения достоверности результата, а также контроля расчета модели представляется необходимым использовать комплексные методы картирования аномалий ВЧР, которые позволяют снизить эквивалентность решения сейсмогеологической задачи.

5.1.5. Результаты расчета скоростной модели по данным мЗСБ и ВСП

Для расчета коэффициентов использовались данные ВСП по опорной скважине. В первую очередь получают значения интервального времени для каждой отметки глубины. Во-вторых, выполняется многократный пересчет модели ЗСБ, полученной в точке скважины, в акустическую модель; расчет выполняется до тех пор, пока не будет достигнута максимальная сходимость. В нашем случае удалось добиться сходимости моделей с коэффициентом корреляции 0.97.

Среднеквадратическое отклонение полученной модели не превышает 6 %, что свидетельствует о стабильности восстановления скоростной модели.

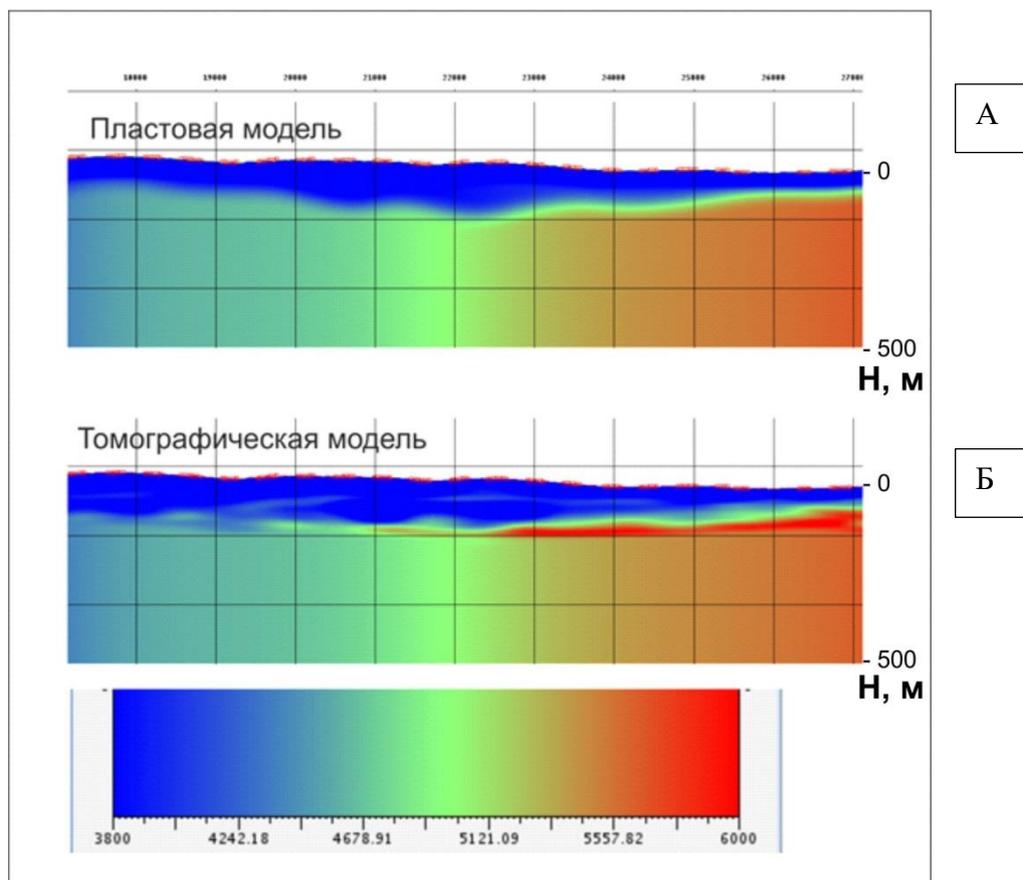


Рис.32 Скоростная модель: А – пластовая модель, Б – томографическая модель

В результате подбора было получено 3 набора коэффициентов – 3 тренда. Тренд № 1 (первая группа коэффициентов) соответствует четвертичным отложениям, тренд № 2 (вторая группа коэффициентов) соответствует карбонатным отложениям усть-кутской свиты, тренд № 3 (третья группа коэффициентов) соответствует карбонатным отложениям верхоленской свиты.

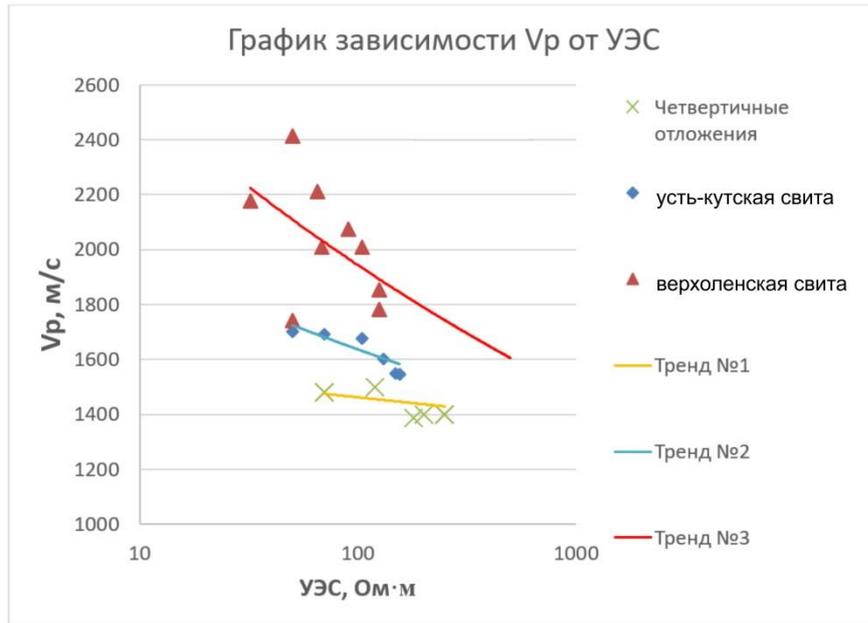


Рис.33 Графики трендов для расчета скоростной модели

Стабильность полученных трендов оценивалась на верификационной скважине на участке работ. Среднее относительное расхождение V_p , полученного по данным мЗСБ, и V_p по данным ВСП составило 7 %. Данный факт позволяет сделать вывод, что тренды стабильны и их можно использовать.

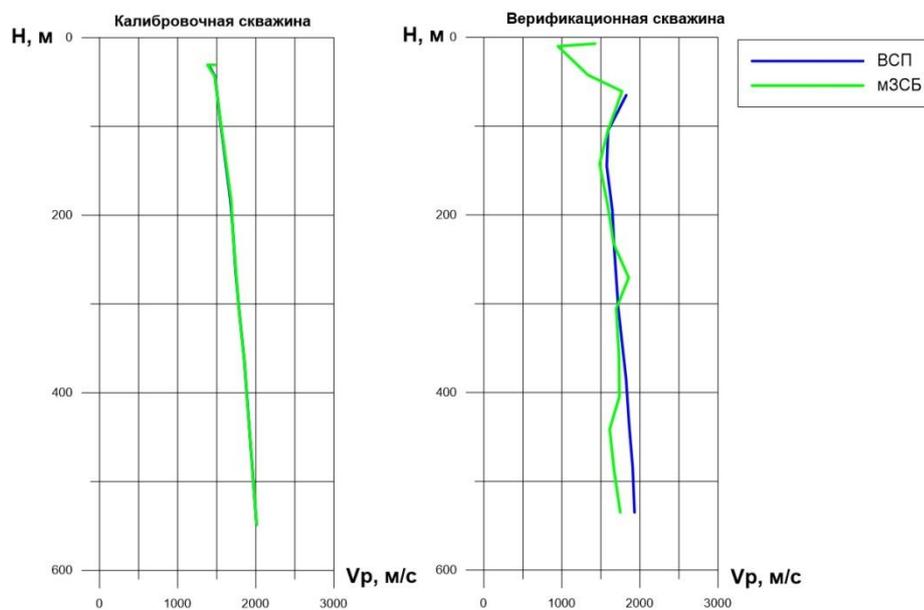


Рис.34 Графики ВСП по калибровочной и верификационной скважине

5.1.6. Анализ полученных скоростных моделей

Проанализировав полученную по данным мЗСБ скоростную модель, можно отчетливо увидеть высокоскоростные аномалии-линзы. При сопоставлении с глубинным сейсмическим разрезом установлено, что данные аномалии совпадают с областями ухудшения волновой картины, образуя эффект «тени» (Рис.35).

Был произведен учет полученной скоростной модели при расчете и коррекции статических поправок. В результате был сделан вывод, что применение скоростной модели по данным мЗСБ позволяет не только достоверно восстановить мощность и структуру ЗМС, но и картировать локальные высокоскоростные линзы, изучение которых невозможно при помощи ВСП или МСК ввиду их редкой сети.

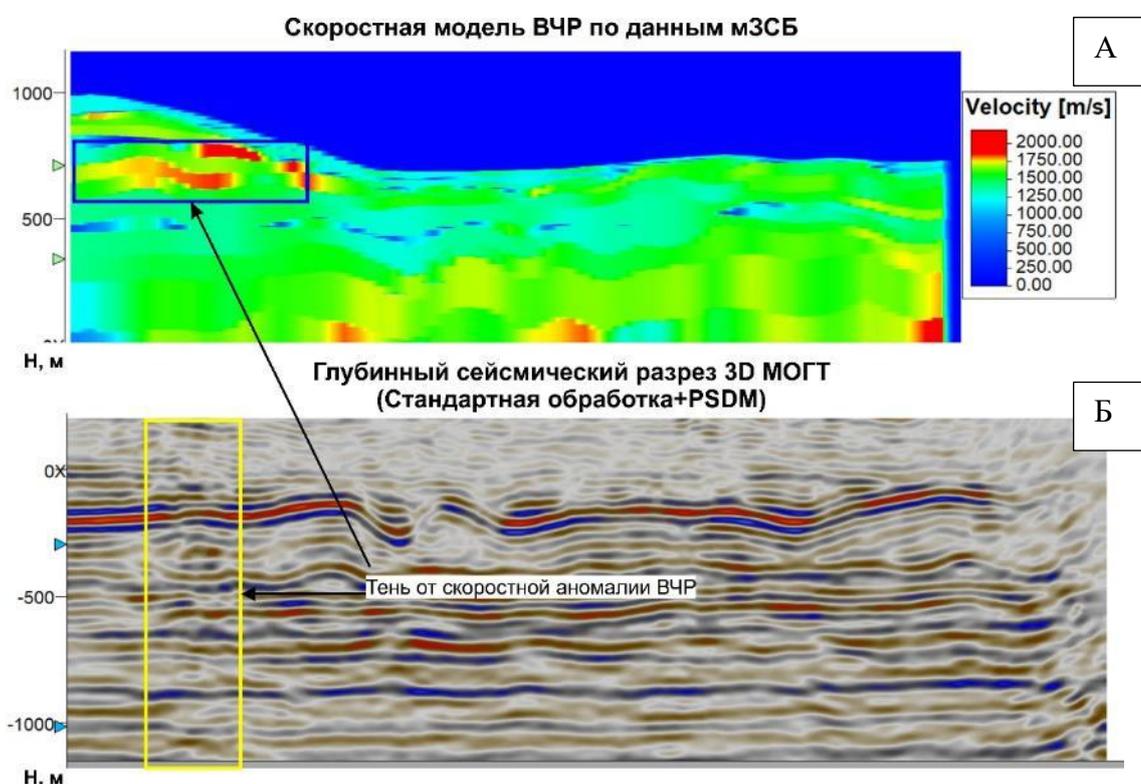


Рис.35 Сопоставление скоростной модели по данным мЗСБ и глубинного сейсмического разреза: А – Скоростная модель по данным ЗСБ, Б – глубинный сейсмический разрез

5.1.7. Результаты учета скоростной модели ВЧР по данным мЗСБ

По полученным моделям были рассчитаны статические поправки. Статические поправки, полученные по данным преломленных волн, изменяются от 10 до 110 мс, в свою очередь поправки, полученные из модели по данным мЗСБ, более дифференцированы и изменяются от 10 до 200 мс. Распределение статических поправок, полученных по обоим методам, по площади весьма различно. Отчетливо видно, что по данным преломленных волн в центральной части площади наибольшие величины поправок, тогда как по данным мЗСБ в центральной части площади они минимальны (Рис.36).

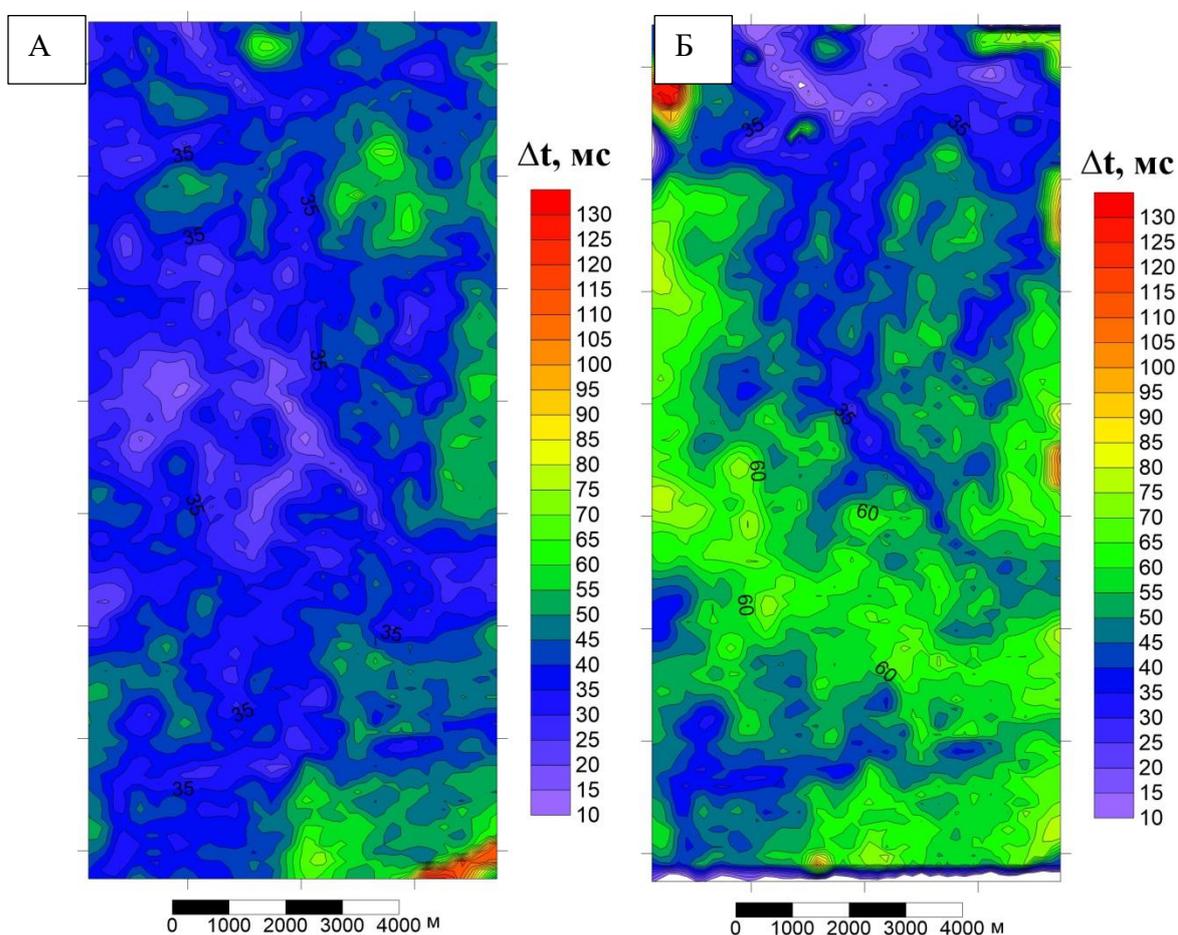


Рис.36 Сопоставление карт статических поправок: А – по данным первых вступлений; Б – по данным мЗСБ

Сравнение скоростных моделей, полученных по преломленным волнам и по данным мЗСБ, показывает, что модель по данным мЗСБ отражает значительно меньшую мощность зоны малых скоростей, также отмечается наличие

высокоскоростных аномалий в разрезе, которые не детектируются по модели преломленных волн.

Анализ временных разрезов показывает, что на этапе учета статических поправок за рельеф и среднечастотных поправок отмечается существенное улучшение прослеживаемости отражающих горизонтов при использовании модели по данным мЗСБ. На разрезе, полученном с использованием модели по данным преломленных волн, отмечается наличие аномалий-теней, проходящих через весь разрез. На разрезе, полученном по данным мЗСБ, такие аномалии удастся частично подавить.

Полученные результаты свидетельствуют о повышении качества суммарных разрезов до учета высокочастотной (ВЧ) составляющей при использовании скоростной модели по данным мЗСБ.

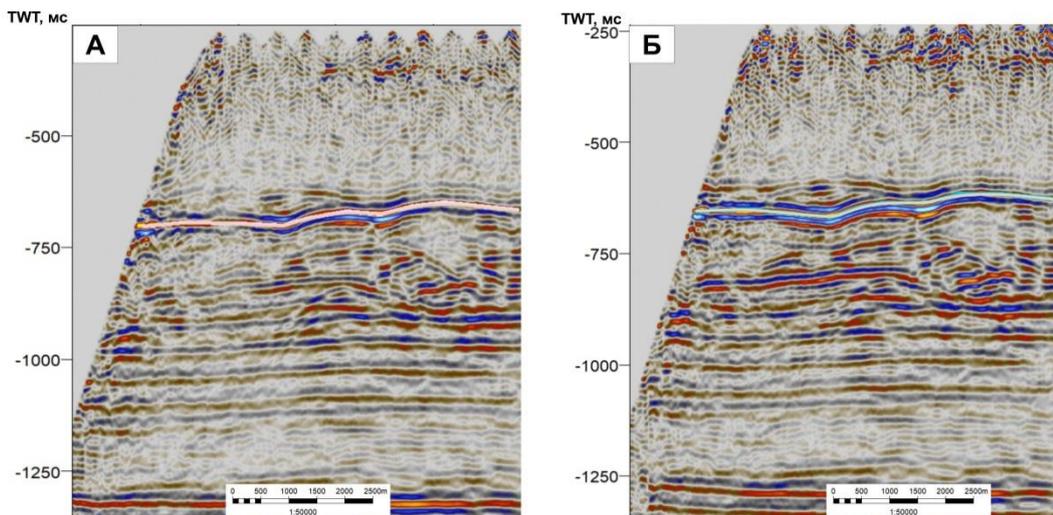


Рис.37 Сопоставление суммарных временных разрезов с учетом ВЧ составляющей: А – по данным первых вступлений, Б – по данным мЗСБ.

На графике атрибута RMS (среднеквадратическая амплитуда ОГ в скользящем окне) по ОГ Н2 отчетливо видно повышение численных характеристик данного параметра на разрезе по данным мЗСБ.



Рис.38 График атрибута RMS amplitude

Для более наглядной визуализации улучшения качества разрезов были построены разрезы атрибута RMS и разрезы атрибута Variance (дисперсия, аналог когерентности). На разрезах атрибутов RMS и Variance визуально видно, что разрез, полученный с учетом модели по данным мЗСБ, отличается более существенным уровнем амплитуды RMS и повышением качества прослеживаемости ОГ по атрибуту Variance, нежели аналогичный разрез, полученный с учетом модели по данным томографии первых вступлений (Рис.39, Рис.40).

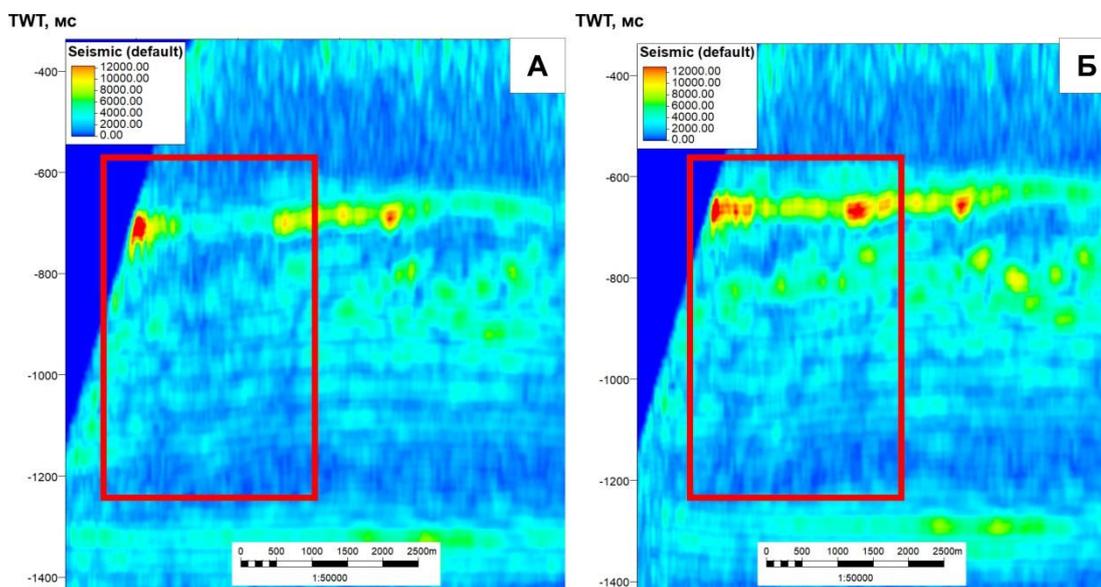


Рис.39 Сопоставление разрезов атрибута RMS: А – по данным первых вступлений, Б – по данным мЗСБ.

Условные обозначения: красным прямоугольником область увеличения сейсмических амплитуд

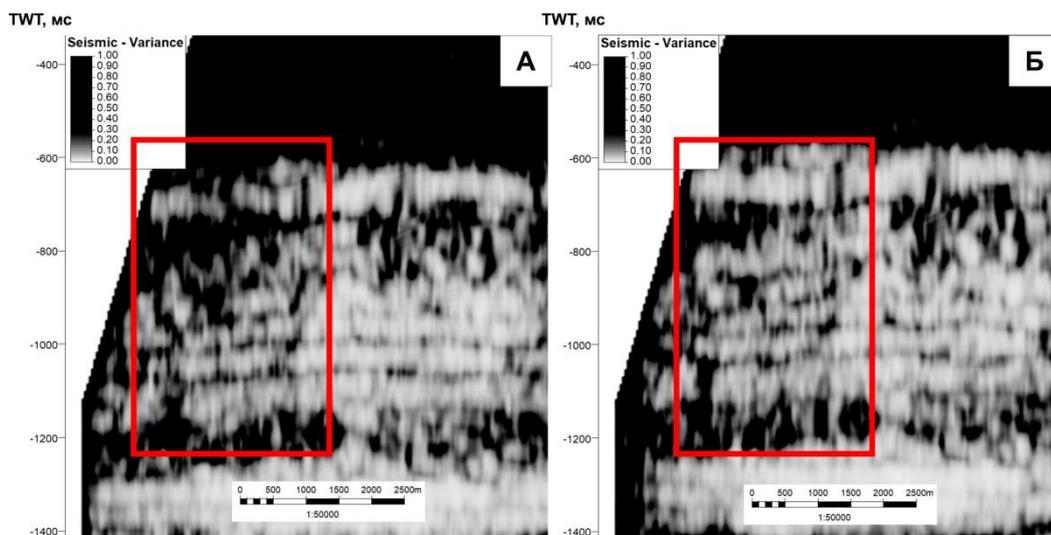


Рис.40 Сопоставление разрезов атрибута Variance: А – по данным первых вступлений, Б – по данным мЗСБ.

Условные обозначения: красным прямоугольником область повышения когерентности

Анализируя карты когерентности, можно отметить, что по данным модели мЗСБ выделяются аномалии когерентности, отражающие развитую для данного участка соляную тектонику. На левом срезе динамический интервал слабо выражен, отражения осложнены многочисленными интерференционными зонами. В районах развития соляных поднятий волновая картина меняется на хаотическую, с отдельными, разнонаправленными, изогнутыми, короткими, не коррелируемыми отражениями, что не позволяет дать оценку морфологии отражений.

На первом срезе наблюдается улучшение качества прослеживаемости сейсмических отражений. Отражения динамически более выражены за счет наличия контрастных акустических границ. Ярко выражена морфология валовых структур. Картируются складки гравитационного скольжения.

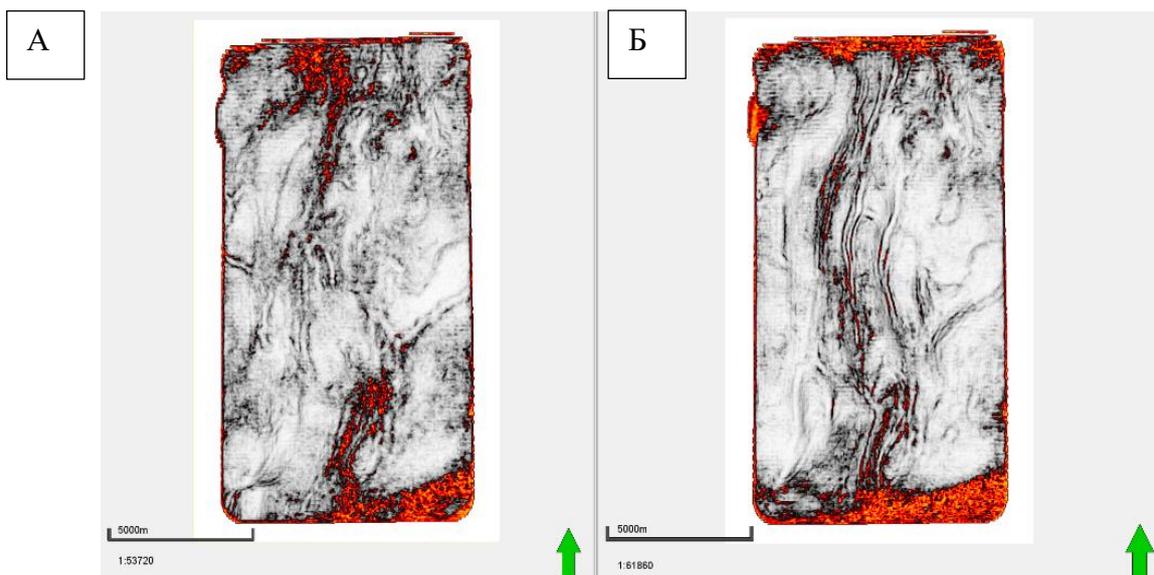


Рис.41 Срез атрибута «Когерентность» в интервале -650 мс (кровля литвинцевской свиты): А – по данным первых вступлений, Б – по данным мЗСБ.

Таким образом, можно сделать вывод, что использование данных мЗСБ при обработке данных 3D МОГТ позволяет улучшить прослеживаемость горизонтов и динамику как на этапе до учета ВЧ составляющей, так и на финальной стадии обработки.

Однако необходимо отметить, что улучшение качества сейсмических разрезов наблюдаются не во всех случаях. На ряде разрезов наблюдается обратный эффект ухудшения динамики и качества прослеживания ОГ. Таким образом можно сделать вывод о том, что применение методики несет положительный эффект только как часть комплекса методов и не является самостоятельной заменой традиционным подходам (Рис.42, Рис.43).

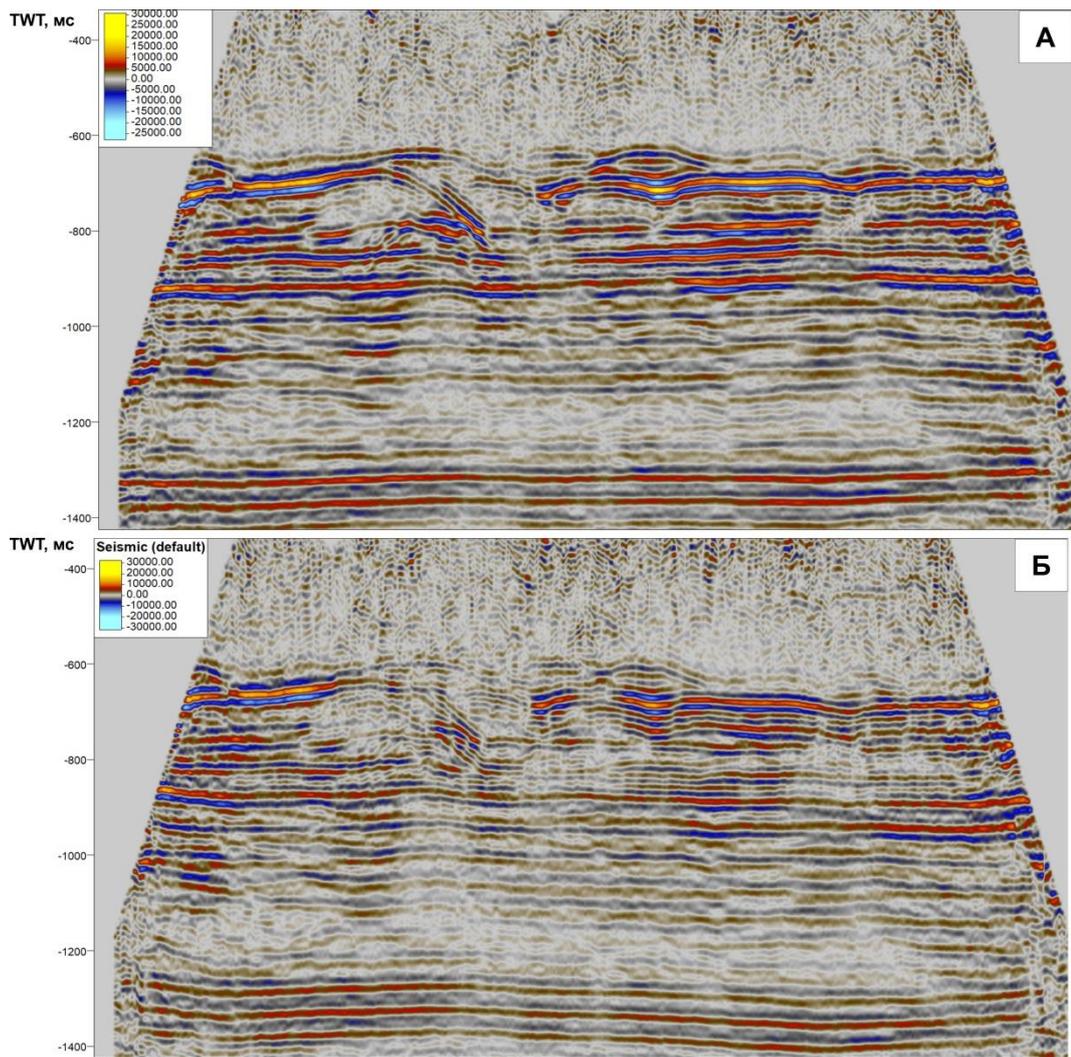


Рис.42 Сопоставление суммарных временных разрезов с учетом ВЧ составляющей: А – по данным первых вступлений, Б – по данным мЗСБ.

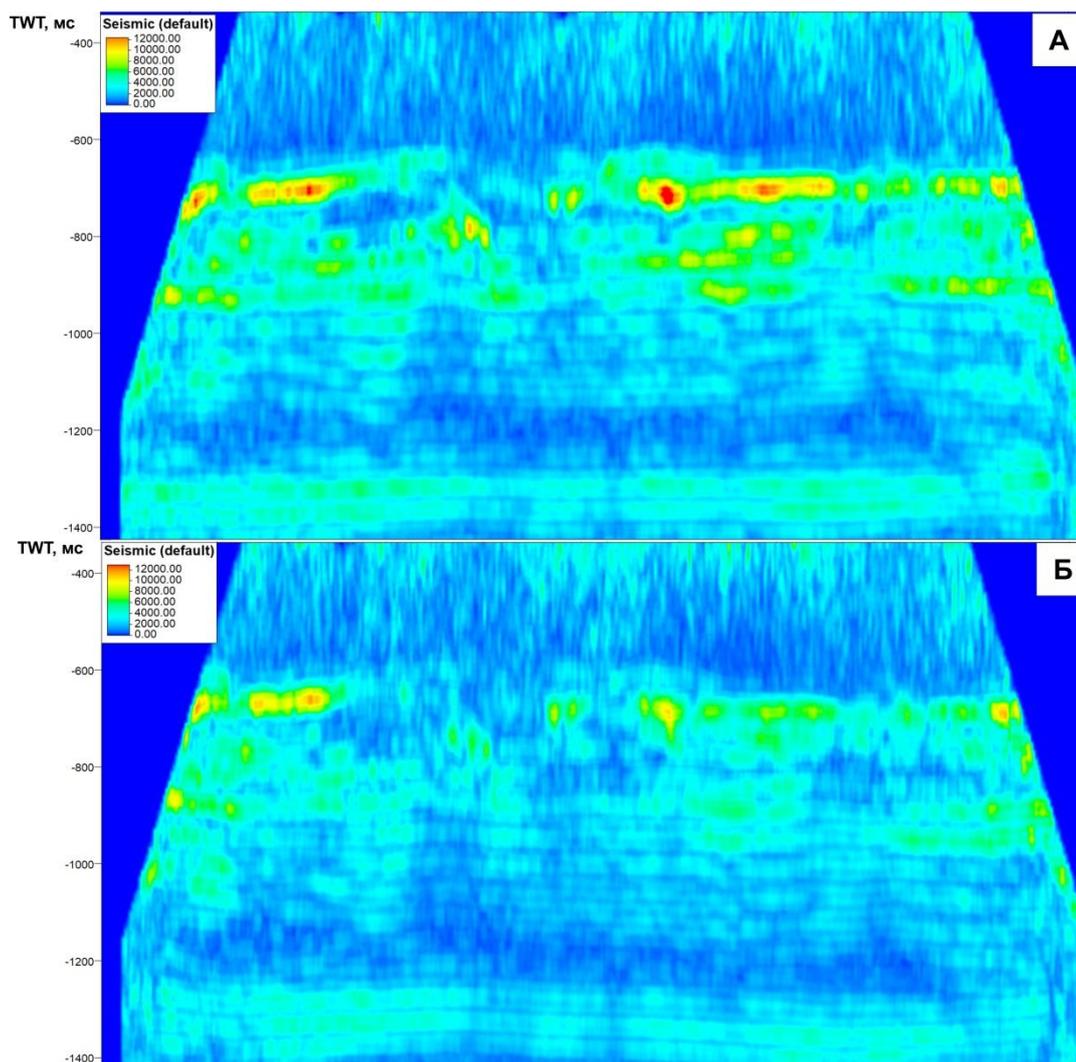


Рис.43 Сопоставление разрезов атрибута RMS: А – по данным первых вступлений, Б – по данным мЗСБ.

5.2. Непско-Ботубинская антеклиза

5.2.1. Физико-геологическая модель ВЧР

В разрезе осадочного чехла выделяются три основных литолого-стратиграфических комплекса: венд-кембрийский преимущественно карбонатный, вендский галогенно-карбонатный и венд-рифейский карбонатно-терригенный. Особенностью территории работ является отсутствие в разрезе солей усольской свиты (возрастной аналог нелбинской, юрегинской и билирской свит) нижнего кембрия. Кроме того, к юго-западу от участка усольская свита представлена бессолевой толщей доломитов и известняков.

Для разреза осадочного чехла исследуемого участка составлена обобщенная одномерная геоэлектрическая модель по данным БК, для которой характерно наличие проводящих и непроводящих интервалов разреза (Рис.44).

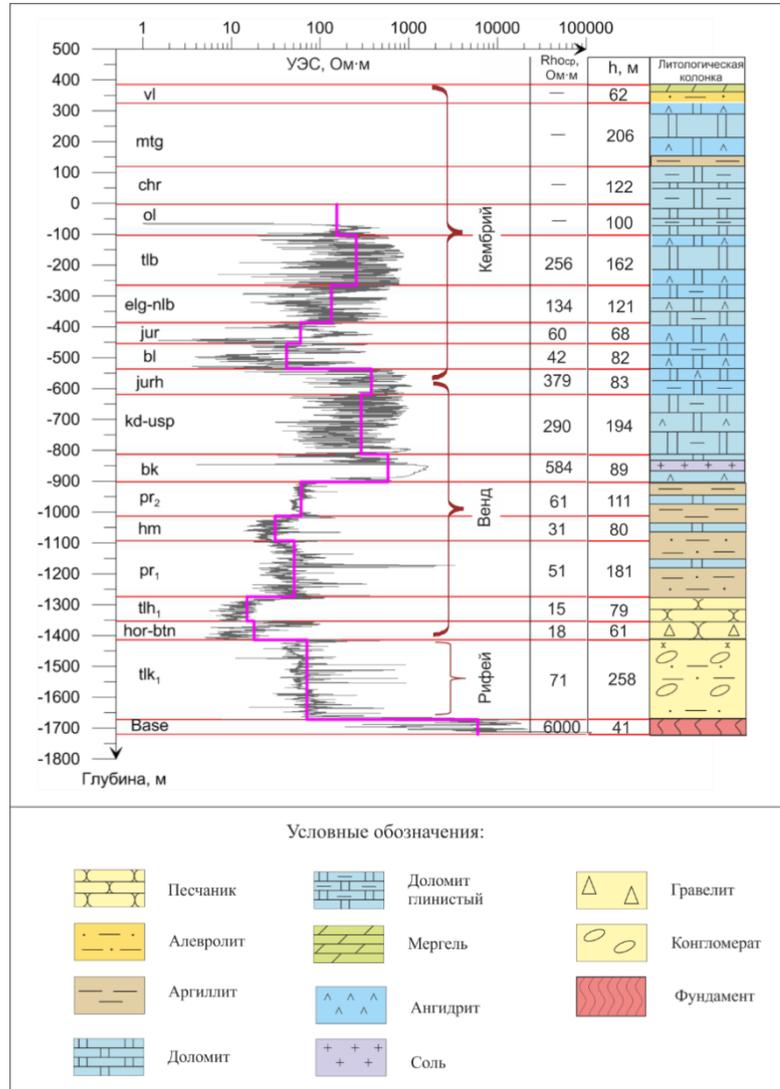


Рис.44 Геоэлектрическая модель по данным БК

В результате геологической интерпретации данных мЗСБ с использованием геологической карты масштаба 1:200000 (под ред. Боровикова) построена структурно-тектоническая модель верхней части разреза и выделены зоны развития разуплотненных трещинно-кавернозных коллекторов, насыщенных высокоминерализованными водами, а также предполагаемые зоны карстообразования. Согласно структурному каркасу, вдоль юго-восточной границы участка прослеживается Иванушкинский (и/или Частинский) вал. На северо-запад

параллельно нему картируется Киренгский вал. Иванушкинский вал по его геоэлектрическим параметрам в разрезе эльгянско-билирской свит характеризуется высокой проводимостью, очевидно связанной с повышенной трещиноватостью пород в приосевой части вала.

5.2.2. Проблематика восстановления скоростных характеристик ВЧР

Основными аномалиеобразующими объектами ВЧР являются карстовые полости, создающие зоны разуплотнения, и развитая трещиноватость (Рис.45).

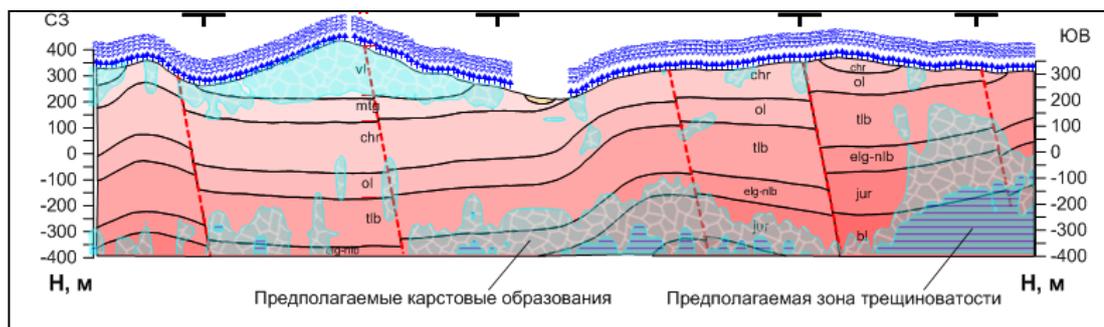


Рис.45 Геологический разрез ВЧР участка исследований

Сейсмические разрезы исследуемой территории характеризуются повсеместными областями потери отражений и сквозными аномалиями.

5.2.3. Результаты расчета скоростной модели по данным мЗСБ и ВСП

Для исследуемой территории был произведен расчет скоростной модели из данных мЗСБ с применением уравнения Фауста.

В результате подбора было получено 4 набора коэффициентов – 4 тренда. Тренд № 1 (первая группа коэффициентов) соответствует отложениям верхоленской свиты, тренд № 2 (вторая группа коэффициентов) соответствует карбонатным отложениям литвинцевской свиты, тренд № 3 (третья группа коэффициентов) соответствует отложениям булайской свиты, тренд № 4 (четвертая группа коэффициентов) соответствует отложениям бельской свиты (Рис.46).

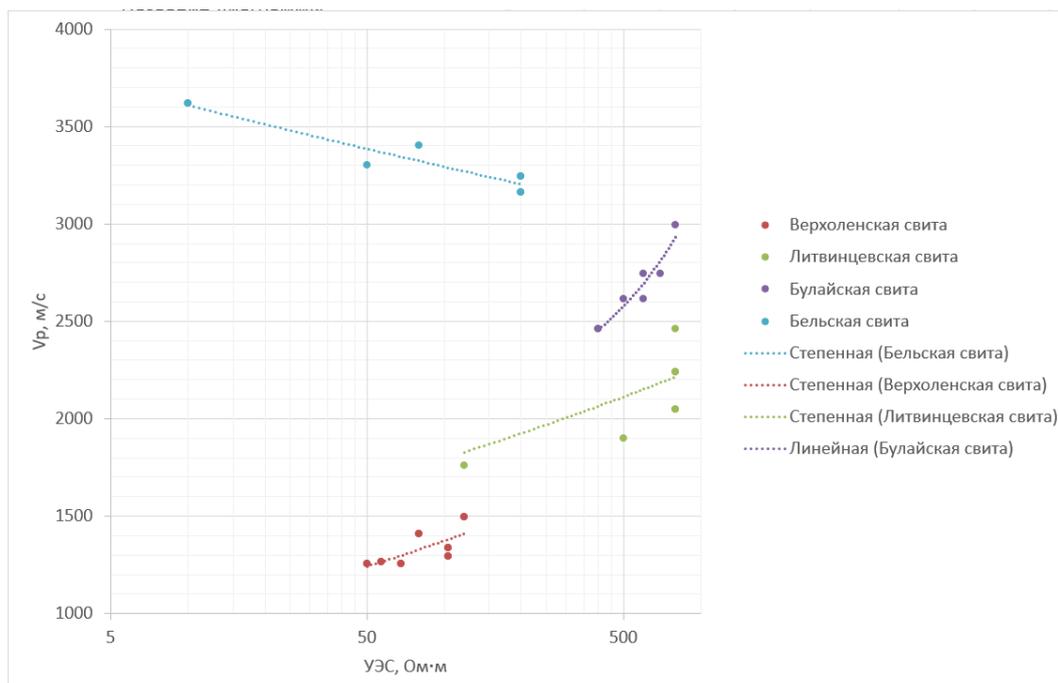


Рис.46 Графики трендов для расчета скоростной модели

На участке работ имелось две скважины, в которых было выполнено ВСП, покрывающее диапазон глубин с первых метров до 500 м. Первая скважина использовалась как «расчетная», на данную скважину калибровались коэффициенты уравнения. Вторая скважина применялась для верификации подобранных коэффициентов. Относительное расхождение скоростей продольной волны по данным ВСП и скоростей продольной волны по данным мЗСБ составило 10 %, данный факт говорит о том, что рассчитанные коэффициенты стабильны по площади (Рис.47).

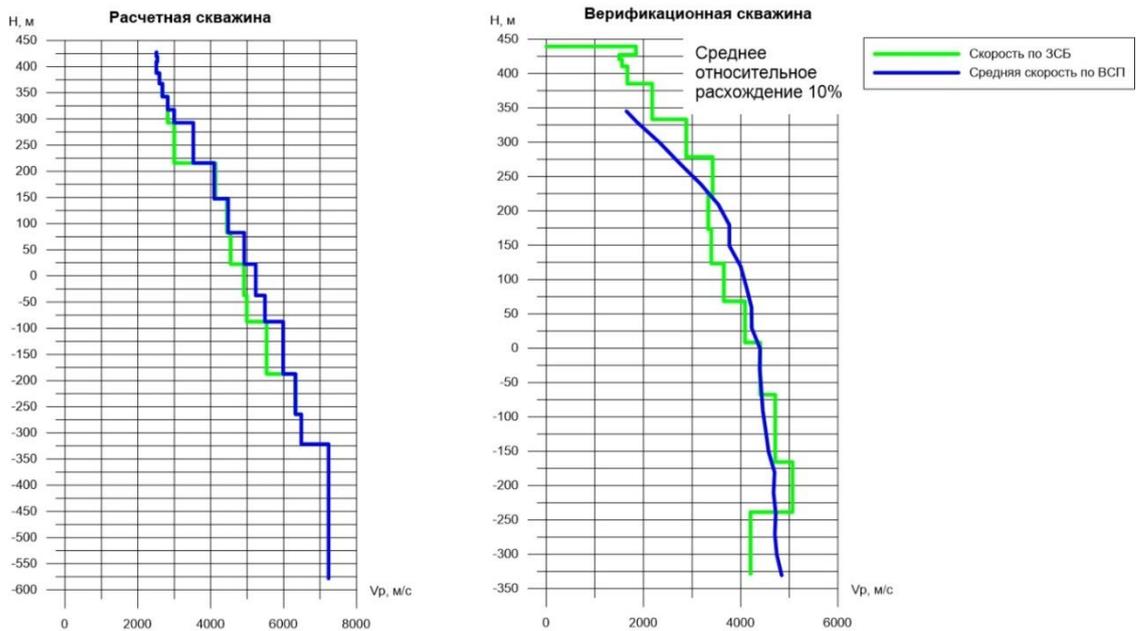


Рис.47 Графики ВСП по калибровочной и верификационной скважинам

5.2.4. Анализ полученных скоростных моделей

При сопоставлении полученного скоростного разреза с геологическим разрезом через исследуемую площадь отмечается закономерное понижение скорости продольных волн в области развития подземного карста и трещиноватости. Данный факт свидетельствует о наличии области разуплотнения в данном интервале разреза. Данные области ослабляют на себе сейсмический сигнал и, как следствие, под такими областями наблюдается полное или частичное отсутствие прослеживаемости ОГ (Рис.48).

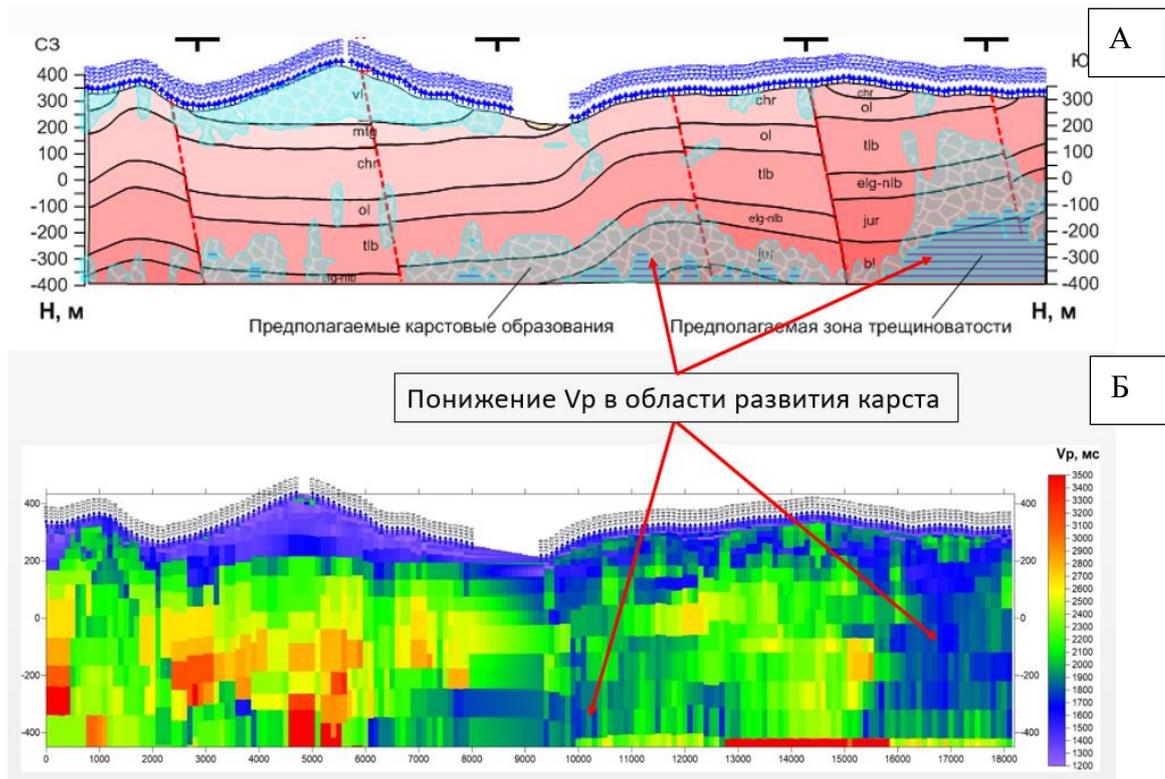


Рис.48 Сопоставление разрезов: А– геологический разрез, Б – скоростной разрез

5.2.5. Результаты учета скоростной модели ВЧР по данным мЗСБ

По полученным скоростным моделям были рассчитаны статические поправки, выполнен ввод в сеймотрассы и получены суммарные разрезы (Рис.49).

Анализируя полученные разрезы, можно сделать ряд выводов:

1. Разрез, полученный по результатам учета скоростной модели по томографии, характеризуется складчатой структурой. Однако складка картируется от горизонтов фундамента до верхней части разреза.

2. На разрезе, полученном по результатам учета скоростной модели по данным мЗСБ, отражение под складкой выполаживается, что соответствует модели «соляной подушки».

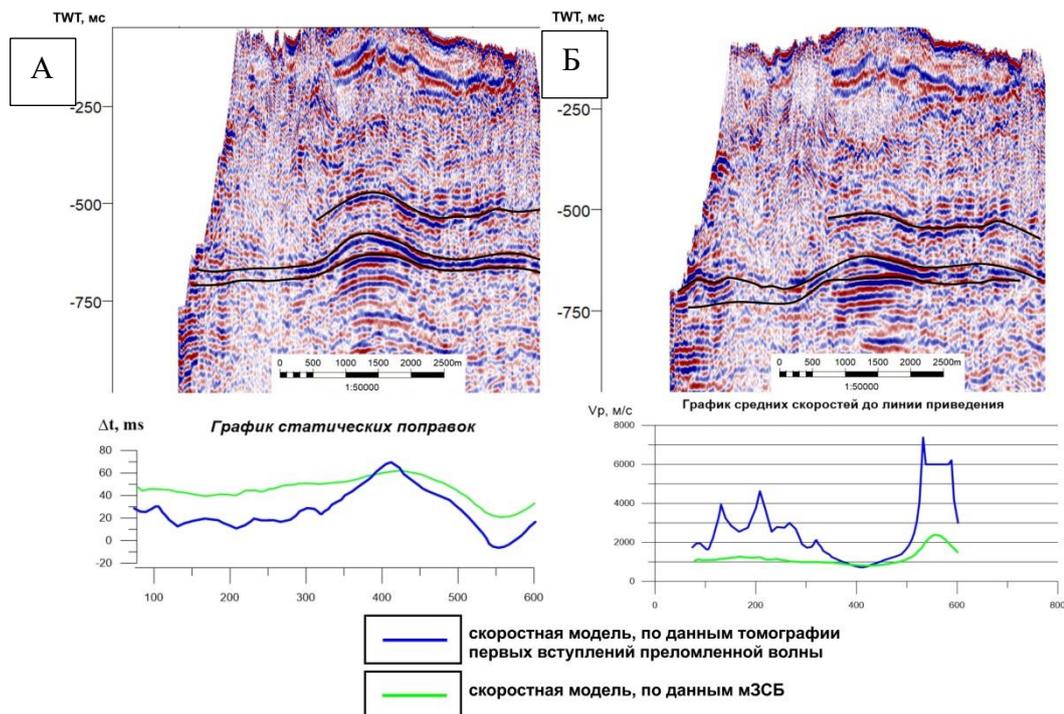


Рис.49 Сопоставление сейсмических разрезов: А – разрез, обработанный с учетом скоростной модели по данным первых вступлений преломленной волны, Б – разрез, обработанный с учетом скоростной модели по данным МЗСБ

Явление, при котором массы горных пород выжимаются сверху вниз, называются диапиризмом. Было доказано, что образование диапиров вызвано плавучестью, которая обусловлена низкой плотностью соли. Если ниже лежащий пласт соли перекрыт более плотными породами, то он начнет подниматься, деформируя окружающие породы (Рис.50).

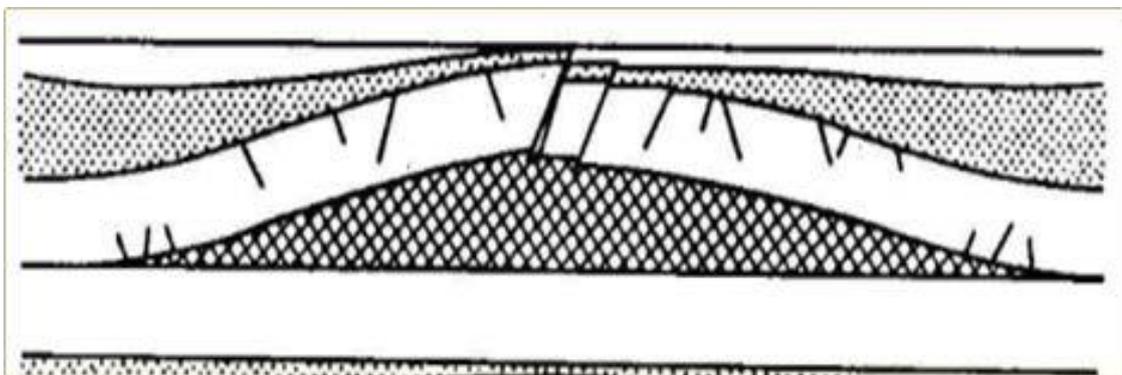


Рис.50 Концептуальная модель влияния соляной подушки на вышележащие горизонты [Трусхейм, 1960 г.]

Модель соляной подушки также подтверждается архивным профилем МОВ ОГТ через исследуемую территорию. На данном профиле отражены структуры схожей морфологии. Отражение, залегающие ниже ядра структуры, выровнено и не имеет унаследованную морфологию (Рис.51).

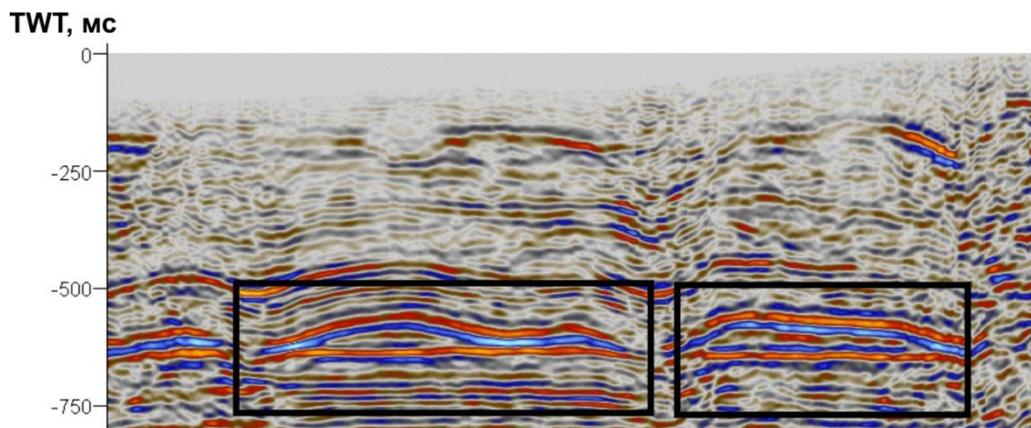


Рис.51 Фрагмент архивного разреза МОГТ 2D через изучаемую площадь

По данному профилю был выполнен анализ структурных построений по горизонту Kv (кровля терригенного венда), отмечается, что при использовании скоростной модели по данным мЗСБ удалось снизить неопределенность структурных построений на 90 м (Рис.52).

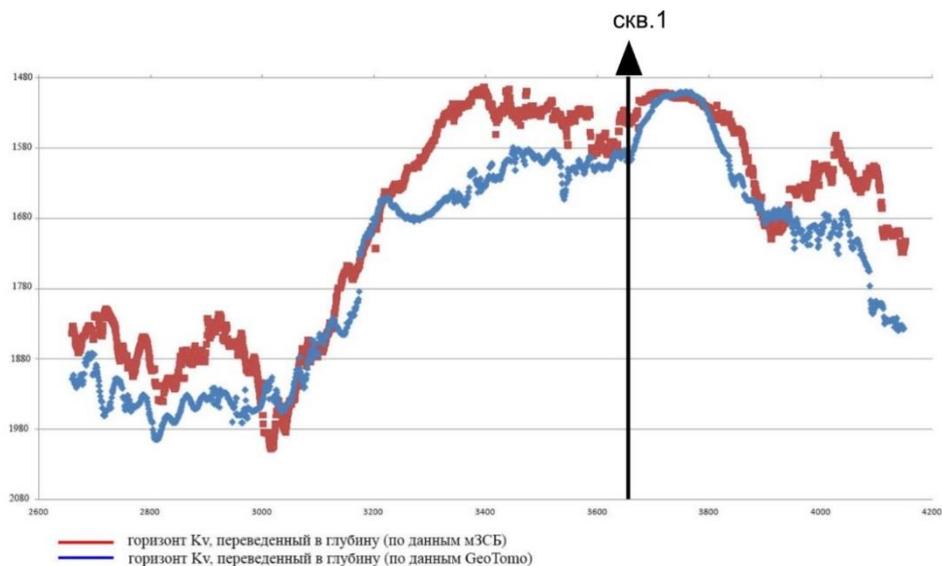


Рис.52 График структурных построений по горизонту Kv

Таблица 5.1 Точность структурных построений по горизонту Kv

Кровля Kv по данным бурения, м	Кровля Kv по МОГТ (томографическая модель), м	Кровля Kv по данным МОВ ОГТ (модель мЗСБ), м	ΔН (томографическая модель), м	ΔН (мЗСБ), м
-1478	-1590	-1500	112	22

5.3. Полуостров Ямал

5.3.1. Физико-геологическая модель ВЧР

Исследуемый участок был покрыт сейсмической съемкой 3D МОВ ОГТ и электроразведкой мЗСБ по совмещенной сети наблюдений (Рис.53).

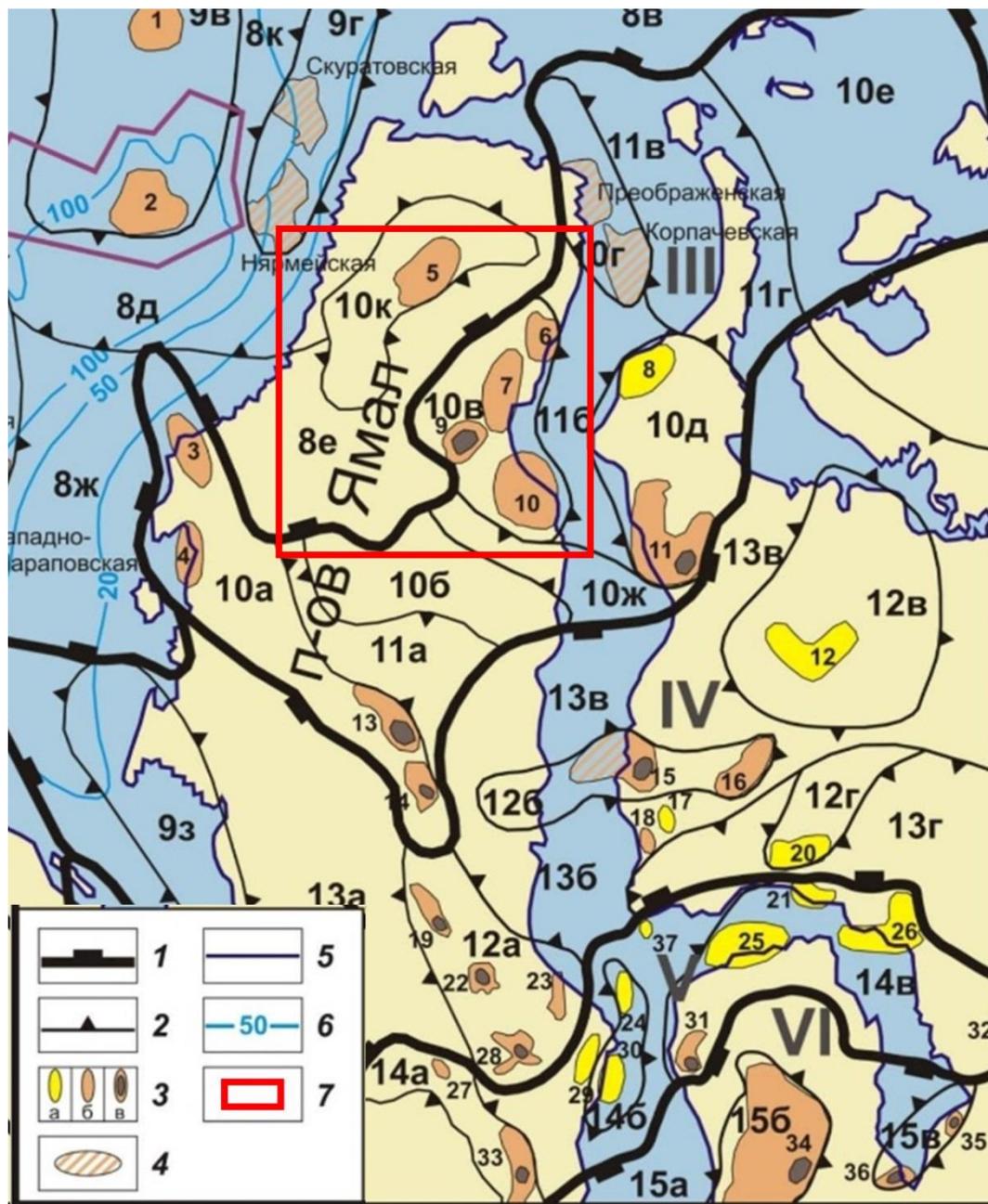


Рис.53 Схема района работ на структурно-тектонической основе (по данным ФГУП «ВНИГНИ»)

Условные обозначения: 1 – границы крупнейших тектонических элементов (синеклиз и седловин); 2 – границы тектонических элементов I порядка (сводов, валов, прогибов); 3 – месторождения (а – газовые, б – газоконденсатные, в – нефтегазоконденсатные); 4 – некоторые перспективные структуры-ловушки; 5 – береговая линия; 6 – изобаты, м; 7 – границы района исследований.

Месторождения: 1 – Русановское; 2 – Ленинградское; 3 – Харасавэйское; 4 – Крузенштернское; 5 – Мальгинское; 6 – Тасийское; 7 – Северо-Тамбейское; 8 – Штормовое; 9 – Западно-Тамбейское; 10 – Южно-Тамбейское; 11 – Утреннее; 12 – Гыданское; 13 – Нейтинское; 14 – Арктическое; 15 – Геофизическое; 16 – Солетско-Ханавэйское; 17 – Трехбугорное; 18 – Восточно-Бугорное; 19 – Средне-Ямальское; 20 – Минховское; 21 – Южно-Тота-Яхинское; 22 – Нурминское; 23 – Хамбате́йское; 24 – Северо-Каменномыское; 25 – Адерпаютинское; 26 – Антипаютинское; 27 – Мало-Ямальское; 28 – Ростовцевское; 29 – Каменномыское-суша; 30 – Каменномыское-море; 31 – Парусное; 32 – Западно-Мессояхинское; 33 – Новопортовское; 34 – Ямбургское; 35 – Находкинское; 36 – Юрхаровское.

Тектонические элементы: III - Пайхойско-Таймырская седловина (10а - Нурминский вал; 10б - Центрально-Ямальский вал; 10в - Среднеямальский свод; 10г - Преображенский вал; 10д - Юрацкий свод; 10е - Северо-Гыданская ступень; 10ж - Северо-Сеяхинская впадина; 10к - Северо-Ямальский вал; 11а - Большетамбояхинская впадина; 11б - Арктический прогиб; 11в — Белоостровский прогиб; 11г - Восточно-Гыданский прогиб), IV - Ямало-Гыданская

синеклиза (9з - Поетаяхинский вал; 12а - Южно-Нурминский вал; 12б - Геофизический вал; 12в - Гыданский свод; 12г - Минховский выступ; 13а - Сеяхинский прогиб; 13б - Тадибеяхинский прогиб; 13в – Торамюяхинский прогиб; 13г - Антипаюгинская впадина), **V - Южно-Ямальско-Мессояхинская** седловина (14а - Южно-Ямальский вал; 14б - Каменномысский вал; 14в - Нижнемессояхинский вал), **VI - Надым-Тазовская синеклиза** (15а - Парусовый прогиб; 15б - Ямбургский вал; 15в - Находкинско-Юрхаровский вал).

По данным электроразведочных работ мЗСБ отмечается высокая дифференцированность верхней части разреза до глубины около 500 м. До глубины 250 м отмечается высокоомный слой, связываемый с распространением ММП. Сплошность ММП на территории исследования прерывается таликами, линзами криопэггов. Под руслами рек и озерами отмечаются зоны протайки, характеризующиеся по данным мЗСБ низкими значениями сопротивления. Четко фиксируется граница перехода пород из мерзлого состояния в талое. Отмечается значительное сокращение вплоть до полного отсутствия ММП при переходе в транзитную зону (Обская губа). В целом отмечается неоднородное строение подошвы ММП (Рис.54).

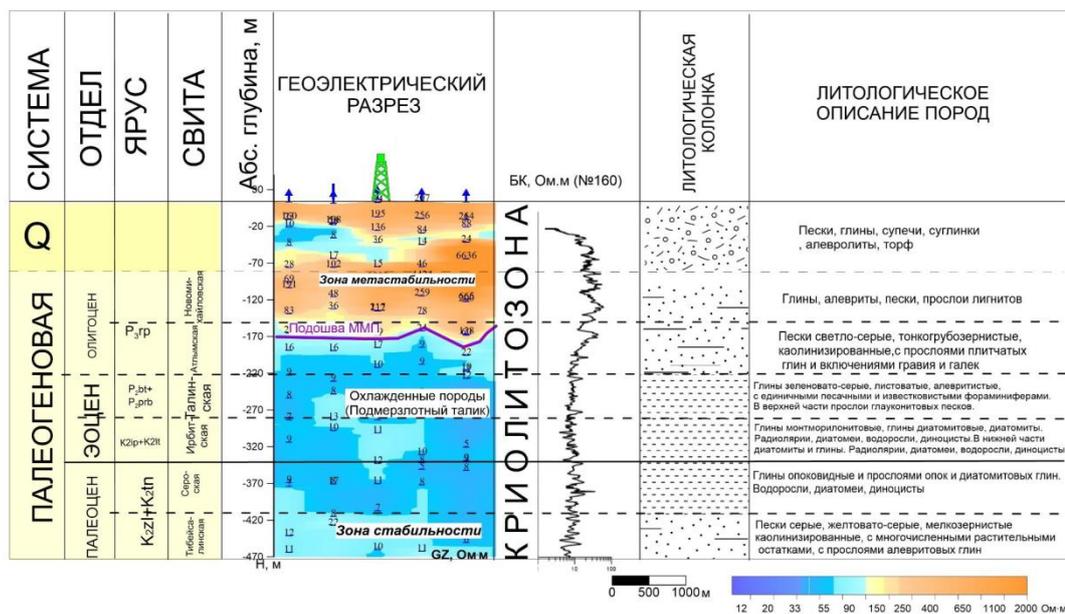


Рис.54 Физико-геологическая модель ВЧР

5.3.2. Проблематика восстановления скоростных характеристик ВЧР

Верхняя часть разреза территории исследования осложнена наличием неравномерной толщи многолетнемерзлых пород высокой степени льдистости. Толща ММП осложнена распространением сквозных и несквозных таликовых зон.

Часть территории исследования проходит по транзитной зоне. Немаловажным фактом является наличие в толще ММП линз криопэггов.

Все эти факторы отражаются на временных разрезах областями полной или частичной потери корреляции ОГ, а также искажением тренда структурных поверхностей.

5.3.3. Расчет скоростной модели ВЧР

На первом этапе был выполнен расчет и калибровка эмпирических коэффициентов уравнения Фауста. Для расчета коэффициентов необходимо наличие акустического каротажа или данных вертикального сейсмического профилирования (ВСП).

Первым шагом формируется литологически-генерализованная модель, в рамках каждой литологической разности производится многократный перебор эмпирических коэффициентов уравнения. Результатом является уникальная пара коэффициентов для каждой литологической разности. При достижении коэффициента корреляции $r=0.9$ и более коэффициенты считаются подобранными. На площади работ присутствует 3 скважины ВСП. Первоначально расчет и калибровка коэффициентов производились по одной калибровочной скважине. Однако используя результаты подбора на верификационной скважине, было получено существенное расхождение наблюдаемых и расчетных скоростей.

Проанализировав детально все имеющиеся скважины с ВСП на площади работ был сделан вывод, что все скважины отражают радикально разные условия ВЧР. Исходя из этого было принято использовать для калибровки все скважины с ВСП (Рис.55).

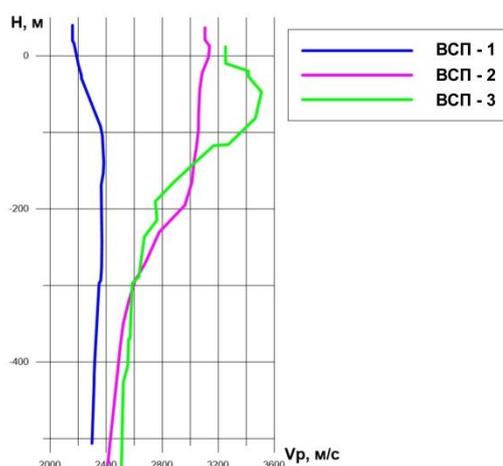


Рис.55 Кривые скорости продольной волны по данным ВСП

Таким образом было получено 3 набора трендов (коэффициентов уравнения). Для каждой скважины были получены тренды V_p -УЭС для трех основных типов разреза: 1 – песчаный разрез, льдистый, 2 – глинистый разрез, мерзлый, 3 – не мерзлый разрез.

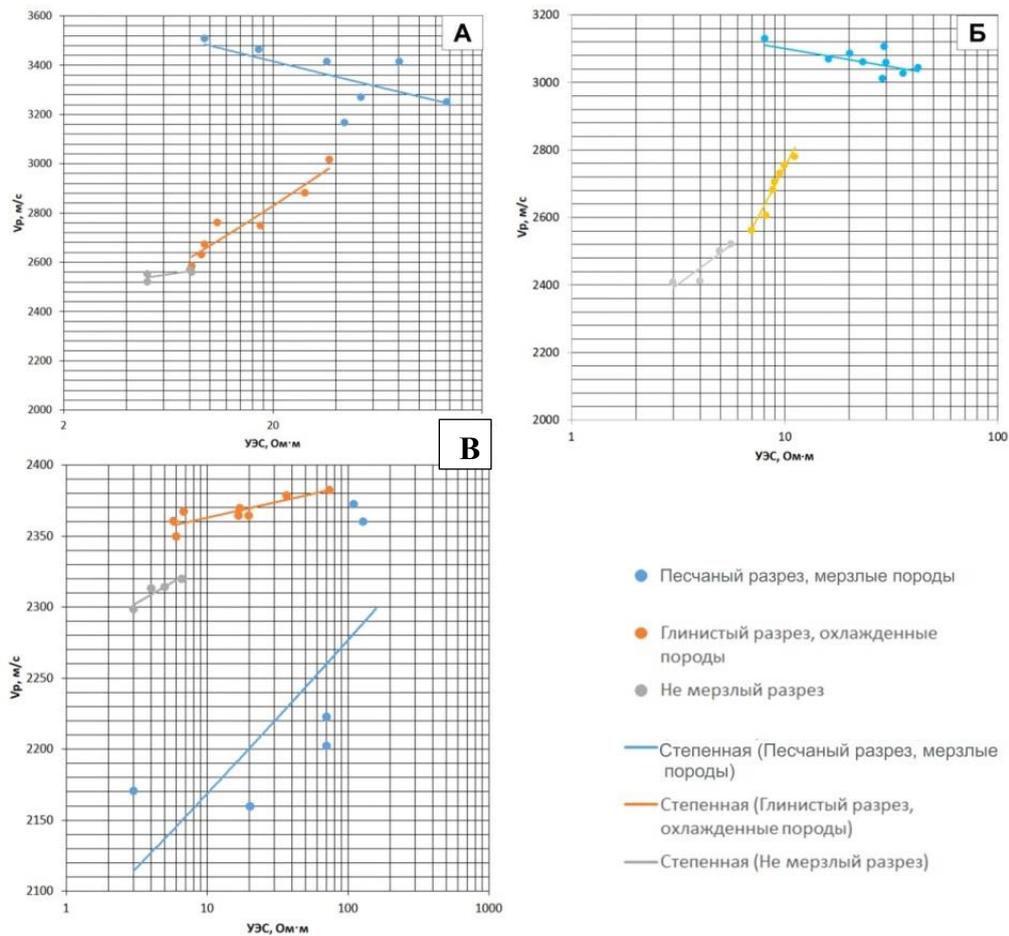


Рис.56 Зависимость V_p -УЭС: А – для скважины ВСП-1; Б – для скважины ВСП – 2; В – для скважины ВСП – 3.

Для использования скважин с ВСП необходимо было выполнить районирование площади. При сопоставлении положения скважин с ВСП был сделан вывод, что каждая скважина приурочена к отдельной области по УЭС.

Таким образом площадь исследований была поделена на три зоны: первая зона (красный полигон) диапазон УЭС более 50 Ом·м – область использования 160-й скважины в качестве эталонной, породы с наибольшей льдистостью, вторая зона

(зеленый полигон) диапазон УЭС от 50 до 25 50 Ом·м - область использования 161-й скважины в качестве эталонной, менее льдистые породы, третья зона (синий полигон) диапазон УЭС менее 25 Ом·м – область использования 159-й скважины в качестве эталонной (предполагаемые таликовые зоны), зоны оттайки.

На основе полученных зависимостей была рассчитана скоростная модель ВЧР и интегрирована в 3D куб.

5.3.4. Результаты ввода статических поправок

По полученной скоростной модели были рассчитаны статические поправки и произведен ввод полученных поправок в разрезы.

Для сравнения использовались два варианта расчета поправок: от значений рельефа и по данным мЗСБ (Рис.57).

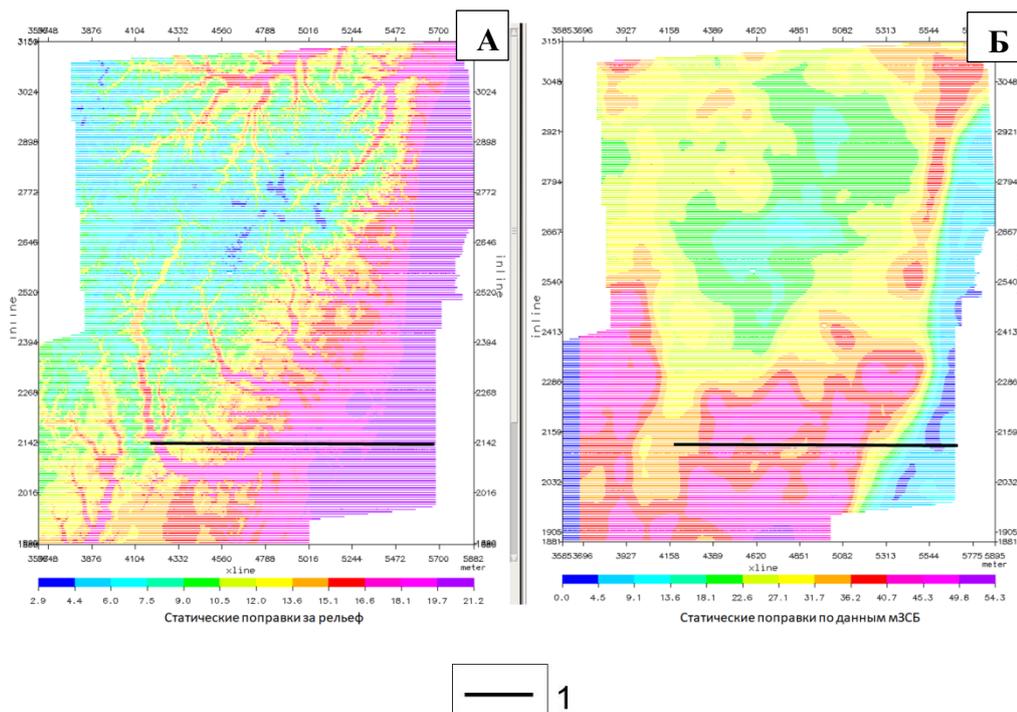


Рис.57 Карты статических поправок: А - Статические поправки от значений рельефа; Б - Статические поправки по данным мЗСБ

Условные обозначения: 1 – линия профиля

На разрезах, полученных без учета данных мЗСБ, наблюдается нарушение осей синфазности или образование искусственных синклиналей в области перехода из континентальной части к транзитной зоне. При использовании материалов мЗСБ данные аномалии удается подавить.

Таким образом можно сделать вывод, что применение метода мЗСБ для уточнения модели ВЧР позволило скомпенсировать влияние перехода от континентальной к транзитной зоне.

5.4. Выводы к главе 5

Произведена апробация предложенного подхода на ряде месторождений Восточной и Западной Сибири.

Геологическая эффективность проведенных исследований состоит в повышении точности восстановления геологической модели и достоверности прогноза.

Основные выводы исследования найдут практическое применение в производственных и научных организациях, осуществляющих деятельность в сфере обработки и интерпретации данных сейсморазведки.

Использование разработанной методики позволяет при минимальных затратах повысить качество обработки данных сейсморазведки и увеличить точность картирования пород геологического разреза исходя из характера решаемой задачи.

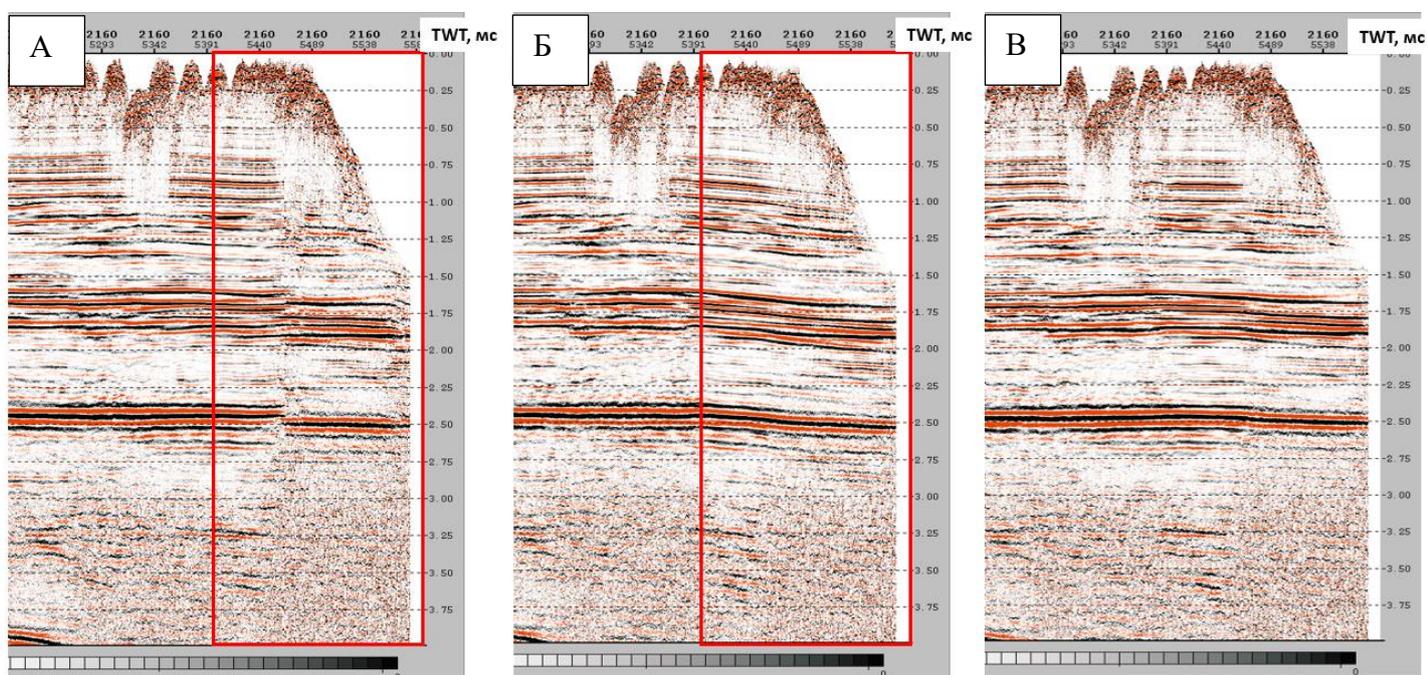


Рис.58 Результаты ввода статических поправок: А – скоростная модель по первым вступлениям преломленной волны, Б – статические поправки от значений рельефа, В – скоростная модель по данным мЗСБ

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основные результаты проведенных исследований состоят в разработке подхода к использованию нестационарных электромагнитных зондирований для уточнения скоростной модели ВЧР и последующего ее учета при обработке данных сейсморазведки, а также его апробации на ряде месторождений Восточной и Западной Сибири.

Разработан методический подход, применение которого повышает информативность сейсморазведочных данных за счет использования материалов мЗСБ.

Посредством применения указанной методики удалось повысить амплитуду сейсмического сигнала и точность структурных построений, как следствие – повысить точность построения геологических моделей месторождений нефти и газа.

Для Восточной Сибири разработанная методика позволяет повысить уровень когерентности сейсмической записи. Данные факторы позволяют повысить качество итоговой сейсмо-геологической модели.

Для условий Западной Сибири удалось добиться более точных структурных построений за счет учета скоростных неоднородностей ВЧР, связанных с транзитной зоной.

Геологическая эффективность проведенных исследований состоит в повышении точности восстановления геологической модели и достоверности прогноза.

Основные выводы исследования найдут практическое применение в производственных и научных организациях, осуществляющих деятельность в сфере обработки и интерпретации данных сейсморазведки. Использование разработанной методики позволяет при минимальных затратах повысить качество обработки данных сейсморазведки и увеличить точность картирования пород геологического разреза, исходя из характера решаемой задачи.

В целом, проведенные исследования позволяют расширить область применения малоглубинной электроразведки. С учетом результатов проведенной работы намечаются следующие направления использования электроразведочных данных для повышения качества материалов сейсморазведки:

1. Использование скоростной модели ВЧР по данным мЗСБ для минимизации неопределенности ВЧР при кинематической инверсии данных МОВ ОГТ.

2. Построение скоростной модели по данным глубинных ЗСБ и ее последующий учет при глубинной миграции и построении глубинно-скоростной модели (ГСМ).

3. Совместная инверсия скоростной модели по данным мЗСБ и лучевой томографии для комплексного уточнения модели ВЧР.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Агафонов Ю.А. Разработка программно-измерительного комплекса для нестационарных электромагнитных зондирований на основе телеметрических систем наблюдения. Автореф. дисс. канд. техн. наук. Иркутск, 2005. 20 с.
2. Безрук И.А., Куликов А.В., Киселев Е.С. и др. Электроразведка в комплексе глубинных и поисковых геофизических работ // Геофизика. – 1994. – № 5. – С. 23 – 30.
3. Белемец Г.В., Иванчук А.М., Озерков Э.Л., Тикшаев В.В., Хараз И.И., Ямпольский Ю.А. Способ геофизической разведки/ SU 1448319A1
4. Бондарев В.И., Крылатков С.М. Сейсморазведка: Учебник для вузов. Издание второе исправленное и дополненное. В двух томах. Т2. Екатеринбург: Издательство УГГУ, 2011. 408 с.
5. Бондарев В.И., Крылатков С.М., Смирнов А.С. Временные разрезы направленного видения в сейсморазведке методом многократных перекрытий // Технологии сейсморазведки. – 2005. – №3. – С.49 – 55.
6. Буддо И.В. Тонкослоистые модели при изучении коллекторов в осадочном чехле методом зондирований становлением поля в ближней зоне – методика и результаты интерпретации (на примере юга Сибирской платформы). Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Иркутск, 2012. 16 с.
7. Вахромеев Г.С., Ерофеев Л.Я., Канайкин В.С., Номоконова Г.Г. Петрофизика. Учебник для вузов. Томск: изд-во Том. ун-та, 1997. 462 с.
8. Великин А.Б., Булгаков Ю.И. Индуктивная электроразведка методом переходных процессов с совмещенным источником и приемником поля. – Л.: Недра. – 1967. 55 с.
9. Гаченко С.В. Оптимизация статических поправок при проведении сейсмических исследований / С.В.Гаченко, Н.К.Иванов, М.М.Мандельбаум // Технологии сейсморазведки, 2006, №3. С. 47-50.
10. Горностаев В.П. Панкратов В.М. Рабинович Б.И. Опыт применения метода ЗСБ в восточной части Иркутского амфитеатра // Геология и геофизика. – 1973. – №73. С. 84 – 50.
11. Дахнов В. Н. Электрическая разведка нефтяных и газовых месторождений: учебное пособие для студентов специальности «Геофизические методы

разведки нефтяных и газовых месторождений». Москва – Ленинград: Гостоптехиздат, 1953. 498 с.

12. Дахнов В.Н. Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород. Москва: Недра, 1975. 344 с.

13. Дахнов В.Н. Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения горных пород Москва: Недра, 1985. 310 с.

14. Дахнов В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. Москва: Гостоптехиздат, 1955. 492 с.

15. Дахнов В.Н. Электрическая разведка нефтяных и газовых месторождений. Москва – Ленинград: Гостоптехиздат, 1951. 428 с.

16. Деев Ю.П. Объяснительная записка к геологической карте масштаба 1:200000, серия Восточно-Саянская, лист N-48-XXXIV. М.: «Недра», 1972, 83 с.

17. Джурик В.И. Сейсмические свойства вечномерзлых грунтов Прибайкалья. Автореферат диссертации на соискание ученой степени канд. техн. наук. Иркутск, 1972.

18. Долгих Ю.Н. Комплексная адаптивная технология кинематической инверсии данных сейморазведки в условиях неоднородной верхней части разреза. дисс. док. геол-минерал. наук. Тюмень, 2017. 306 с.

19. Емельянов В.С., Буддо И.В., Шарлов М.В. и др. Оценка точности определения удельного электрического сопротивления горизонтов-коллекторов по электромагнитным данным // География и природные ресурсы, 2016. №6, с. 133 – 138.

20. Емельянов В.С., Суров Л.В., Шарлов М.В., Агафонов Ю.А. Программа для автоматической инверсии данных зондирований становлением поля в ближней зоне (ЗСБ) Model4 // Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2017619873 от 08.09.2017 г.

21. Жданов М.С. Электроразведка. – М.: Недра. – 1986. 316 с.

22. Закревский К.Е. Геологическое 3D моделирование. Москва; изд-во ООО ИПЦ «Маска», 2009. 376 с.

23. Захаркин А.К. Временная дискретизация сигнала становления поля в нефтяной электроразведке / Результаты применения метода зондирования становлением поля в районах Сибирской платформы. – Новосибирск: СНИИГГиМС. – 1987. – С. 90 – 98.

24. Захаркин А.К. Погрешности дифференциальных трансформаций результатов зондирований становлением поля в ближней зоне // Изучение

нефтегазоносности Сибирской платформы геофизическими методами. – Новосибирск: СНИИГГиМС. – 1980. – Вып. 281. – С. 79 – 84.

25. Кобранова В.Н. Петрофизика. Учебник для вузов. Москва: Недра, 1986. 392 с.

26. Козырев В.С., Жуков А.П., Коротков И.П., Жуков А.А., Шнеерсон М.Б. Учет неоднородностей верхней части разреза в сейсморазведке. Современные технологии. ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. 227 с.

27. Кочнев В.А., Поляков В.С., Гоз И.В., Кульчинский Ю.В. Проблемы точности сейсморазведки в Восточной Сибири // Научно-практическая конференция «Сейсмические исследования земной коры» (Пузыревские чтения 2009). Новосибирск. – 2009. – С. 54 – 58.

28. Матвеев Б.К. Электроразведка: учебник для вузов. – М.: Недра. – 1990. – 368 с.

29. Поспеев А.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А., Шарлов М.В., Компаниец С.В., Токарева О.В., Мисюркеева Н.В., Гомульский В.В., Суров Л.В., Ильин А.И., Емельянов В.С., Мурзина Е.В., Гусейнов Р.Г., Семинский И.К., Шарлов Р.В., Вахромеев А.Г., Сень Е.А.. Современная практическая электроразведка. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2018. 231 с.

30. Пьянков А.А. Уточнение верхней части разреза на основе применения преломленных волн на территории Восточной Сибири. Geomodel 2016 - 18th Science and Applied Research Conference on Oil and Gas Geological. Exploration and Development. 2016. DOI: 10.3997/2214-4609.201602214

31. Рекомендации по комплексированию геофизических методов при мерзлотной съемке/ПНИИИС - м.: Стройиздат, 1987. 88 с.

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

33. Рыжов А.А., Судоплатов А.Д. Расчет удельной электропроводности песчано-глинистых пород и использование функциональных зависимостей при решении гидрогеологических задач // Научно-технические достижения и передовой опыт в области геологии и разведки недр. Москва, 1990. – С. 27 – 41.

34. Сидоров В.А., Тикшаев В.В. Электроразведка становлением поля в ближней зоне. – Саратов: Изд-во НВНИИГГ. – 1969. 58 с.

35. Словарь по геологии нефти и газа. - Л.: Недра, 1988. 679 с.

36. Суров Л.В., Шарлов М.В., Агафонов Ю.А. Программа для качественной интерпретации данных ЗСБ Profile 3.1 // Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2011619163 от 25.11.2011 г.
37. Суров Л.В., Шарлов М.В., Агафонов Ю.А. Программа для количественной интерпретации данных ЗСБ Model 3 // Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2011619164 от 25.11.2011 г.
38. Сысоев А. Коррекция кинематики отраженных волн с целью компенсации влияния переменного рельефа поверхности наблюдений // Технологии сейсморазведки. – 2008. –Т. 5, № 1. – С. 39 – 45.
39. Сысоев А. Прикладные задачи компенсации неоднородности верхней части разреза при обработке и интерпретации сейсмических данных. — Новосибирск: ИНГГ им. А.А. Трофимука СО РАН, 2011. 90 с.
40. Табаков А. А. и др. Проблемы сейсморазведки в зонах вечной мерзлоты и их решение в технологии сейсморазведки высокой четкости //«Нефть. Газ. Новации». Самара, ИД «Нефть. Газ. Новации». – 2016. – №. 2. – С. 28.
41. Учет неоднородностей верхней части разреза в сейсморазведке. Современные технологии. / В. Козырев, А. Жуков, И. Коротков, А. Жуков, М. Шнеерсон. – М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2003. 227 с
42. Фролов А.Д. Электрические и упругие свойства мерзлых пород и льдов. Пушкино: ОНТИ ПНЦ РАН, 1998. –515 с.
43. Хмелевской В. К. Электроразведка, изд. 2-е. Москва: МГУ, 1984. – 422 с.
44. Шапорев В.А., Овелян С.П. О точности кривых S_t ЗСБ // Поиск полезных ископаемых в Сибири методом зондирования становлением поля. – Новосибирск: СНИИГГиМС. – 1988. – С. 64-68.
45. Шарлов М.В. Интегрированная система обработки и инверсии данных нестационарных электромагнитных зондирований // Приборы и системы разведочной геофизики, 2017. № 2, – С. 24–35.
46. Шарлов М.В., Агафонов Ю.А. Программа для управления базой данных электромагнитных зондирований «Project Manager 3» // Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2014662843 от 10.12.2014 г.
47. Шарлов М.В., Агафонов Ю.А. Программа обработки электромагнитных сигналов «ТЕМ-Processing» // Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2014663158 от 16.12.2014 г.

48. Шарлов М.В., Агафонов Ю.А. Программа регистрации сигналов становления электромагнитного поля для станции «SGS-TEM» – «TEM-Registration» // Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2014663140 от 16.12.2014 г.
49. Шарлов М.В., Агафонов Ю.А. Программа регистрации электромагнитных сигналов для станции «FastSnap» – «FastEM-Registration» // Свидетельство об официальной регистрации программы для ЭВМ № 2014663244 от 23.12.2014 г.
50. Шарлов М.В., Агафонов Ю.А., Стефаненко С.М. Современные телеметрические электроразведочные станции SGS-TEM и FastSnap. Эффективность и опыт использования // Приборы и системы разведочной геофизики. Ежеквартальное официальное издание Саратовского отделения Евро-Азиатского геофизического общества, 2010. №01(31), – С. 27–31.
51. Шарлов М.В., Буддо И.В., Мисюркеева Н.В., Шелохов И.А., Агафонов Ю.А. Опыт эффективного изучения верхней части разреза методом зондирования становлением поля в ближней зоне с системой Fastsnap. Приборы и системы разведочной геофизики № 2. Саратов. 2017. – С. 8 – 23.
52. Шарлов М.В., Татьков И.Г. Оценка возможности математического моделирования для фильтрации паразитного колебательного процесса, осложняющего сигналы ЗСБ. Тезисы докладов шестой международной научно-практической конференции «Инженерная и рудная геофизика-2010», 2010. с.53–55.
53. Шарлов М. В., Татьков И. Г., Поспеев А. В. Фильтрация паразитного колебательного процесса, осложняющего сигналы ЗСБ, в программе TEM-Processing // Междунар. конф. по электромагнитным методам исследования «ГЕОБАЙКАЛ_2010». Тез. докл. Иркутск. – 2010.
54. Шелохов И. А., Мисюркеева Н.В., Буддо И.В., Агафонов Ю.А. Опыт применения малоглубинных электромагнитных зондирований для изучения криолитозоны // Сборник: 13th EAGE Scientific and Practical. Conference and Exhibition on Engineering Geophysics 2017
55. Шелохов И.А., Буддо И.В, Смирнов А.С., Подход к восстановлению скоростных характеристик верхней части разреза на основе данных нестационарных электромагнитных зондирований. // Приборы и системы разведочной геофизики № 1-2. Саратов. 2018, – С. 58-68.

56. Шелохов И.А., Буддо И.В, Смирнов А.С., Пьянков А.А. Опыт применения электромагнитных зондирований для прогноза скоростной модели сложно построенной верхней части разреза на юге Сибирской платформы// Материалы международной конференции «Инженерная и рудная геофизика 2019» DOI: 10.3997 / 2214-4609.201901787
57. Шелохов И.А., Буддо И.В, Смирнов А.С., Шарлов М.В., Агафонов Ю.А. Заявка на патент «Способ расчета статических поправок»
58. Шелохов И.А., Буддо И.В., Мисюркеева Н.В., Смирнов А.С., Агафонов Ю.А. Подход к восстановлению скоростных характеристик верхней части разреза на основе данных нестационарных электромагнитных зондирований. Геология, поиски и разведка полезных ископаемых и методы геологических исследований: мат. Всероссийской науч.-техн. конференции с междунар. участием «Геонауки - 2018: актуальные проблемы изучения недр», посвященной памяти профессора В.Д. Маца. - Иркутск : Изд-во ИРНИТУ, 2018. - Вып. 18. – С. 278-284.
59. Якубовский Ю.В., Каменецкий Ф.М., Светов Б.С. Индуктивные методы электроразведки. – М.: ОНТИ ВИЭМС. – 1964. – 212 с.
60. Archie, G.E., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. Trans. Am. Inst. Mech. Eng., 146, – С. 54–62.
61. Armstrong, T. [2001] Velocity anomalies and depth conversion – drilling success on Nelson Field, Central. North Sea. 63rd EAGE Conference & Exhibition, Extended Abstracts, IV-2.
62. Armstrong, T.L., McAteer, J. and Connolly, P. [2001] Removal of overburden velocity anomaly effects for depth conversion. Geophysical Prospecting, 49, – С. 79– 99.
63. Baixas F., Glogovsky V., Langman S. An Interactively Constrained Approach to Long-Period Static Corrections // 59th EAGE Conference & Exhibition. — Geneva, Switzerland, May 1997.
64. Brown J., Ferrians O.J., Heginbottom J.A., and Melnikov E.S. Circum-Cretic map of permafrost and ground ice conditions, Circum-pacific map series, 1997
65. Buselli G. The effect of near surface superparamagnetic material on electromagnetic transients // Geophysics. – 1982. – Vol. 47. – № 9. – P. 1315-1324.
66. Colani C., Aitken M.J. Utilization of magnetic viscosity effects in soils for archaeological prospecting // Nature. — 1966. – N 5069. – P. 1446-1447.

67. Colombo D. et al. Seismic-airborne TEM joint inversion and surface consistent refraction analysis: New technologies for complex near surface corrections //SPE Middle East Oil & Gas Show and Conference. – OnePetro, 2017.
68. Cox M. Static Corrections for Seismic Reflection Surveys. – Society of Exploration Geophysicists, 1999. 546 p.
69. Faust, L.Y., 1953. A velocity function including lithologic variation. *Geophys.*, 18, 271–288.
70. G. Mavko, T. Mukerji, and J. Dvorkin. The rock physics handbook, second edition. Cambridge university press, 2009. 511 p.
71. Hill D.A., Wait J.R. Anomalous vertical magnetic field for electromagnetic induction in laterally varying thin conductive sheet // *Radio Science*. – 1986. – Vol. 21. – № 4. – P. 617-621.
72. I.A. Shelokhov, I.V. Buddo, A.S. Smirnov, M.V. Sharlov, and Yu.A. Agafonov [2018] Inversion of TEM responses to create a near surface velocity structure. *First Break*, 36 (10), P. 47-51
73. Jones, I.F. [2010] *An Introduction to Velocity Model Building*. EAGE, Houten.
74. Jones, I.F., Sugrue, M.J. Hardy, P.B. [2007] Hybrid gridded tomography. *First Break*, 25(4), 15–21.
75. Lee T.J. The transient electromagnetic response of a magnetic or superparamagnetic ground // *Geophysics*. – 1984. – Vol. 49. – № 7. – P. 854-860.
76. M.V. Sharlov, I.V. Buddo, N.V. Misyurkeeva, I. A. Shelokhov, Yu. A. Agafonov Transient electromagnetic surveys for high-resolution near-surface exploration: basics and case studies. *First break volume 35*. September 2017
77. M.V. Sharlov, I.V. Buddo, N.V. Misyurkeeva, I. A. Shelokhov, Yu. A. Agafonov Transient electromagnetic surveys for high-resolution near-surface exploration: basics and case studies. *First break volume 35*. September 2017
78. Marsden D. Static corrections—a review, Part I // *The Leading Edge*. –1993. – Vol. 12, no. 1. – Pp. 43–49.
79. Marsden D. Static corrections—a review, Part II // *The Leading Edge*. – 1993. – Vol. 12, no. 2. – Pp. 115–120.
80. Marsden D. Static corrections—a review, Part III // *The Leading Edge*. –1993. – Vol. 12, no. 3. – Pp. 210–216.

81. McNeill J.D. Application of transient electromagnetic techniques. – Missisagua, Canada: Geonics Limited. – TN 7, 1980. 17 p.
82. Pyankov A.A., Shelkov I.A., Buddo I.V., Smirnov A.S.. Compensation of Seismic Anomalies in Upper Part of the Section during Integration with the Data of Electrical Exploration on the Example of a Field in Eastern Siberia. Sakhalin – Far East Hydrocarbons 2019.
83. Sharlov M.V., Buddo I.V., Misyurkeeva N.V. et al.. Transient electromagnetic surveys for high resolution near-surface exploration: basics and case studies // First break, 2017. Vol 35, №9, P. 63–71.
84. Shelokhov I.A., Buddo I.V., Smirnov A.S. Reducing Uncertainties in the Elastic-velocity Model of the Upper Part of the Section Construction by Tem Data Applying. GeoBaikal. 2018. 2018. DOI: 10.3997/2214-4609.201802050.
85. Shelokhov I.A., Buddo I.V., Smirnov A.S., Sharlov M.V., and Agafonov Yu.A. [2018] Inversion of TEM responses to create a near surface velocity structure. First Break, 36 (10), P. 47-51
86. Sheriff R. E. Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. — Fourth. — Society of Exploration Geophysicists, 2002. 442 pp.
87. Sheriff R., Geldart L. Exploration Seismology. — Cambridge University Press, 1995. 622 pp.
88. Stefanescu S., Schlumberge C.M. Sur la distribution électrique potentielle autour d'une pince de terre potentielle dans un terrain couches horizontales homogènes et isotrope // J. de Physik. – 1930. – Vol. 1. – № 4.