

Санкт-Петербургский государственный университет

БАЙДИКОВ Денис Владимирович

Выпускная квалификационная работа

**ОЦЕНКА РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ МАЛОГЛУБИННОЙ
СЕЙСМОРАЗВЕДКИ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ
СКАЛЬНЫХ ПОРОД**

Основная образовательная программа магистратуры

«Геология»

Профиль «Геофизика»

Научный руководитель: д. геол.-мин. н.,
профессор ТИТОВ Константин Владиславович

Рецензент: генеральный директор ООО
«ГЕОДЕВАЙС» ПОЛИЦИНА Анна Владимировна

Санкт-Петербург

2018

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
1. ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ СКАЛЬНЫХ ПОРОД	6
1.1 Малоглубинная сейсморазведка	6
1.2 Электроразведка	20
1.3 Георадиолокация	22
2. ИЗУЧЕНИЕ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ МАЛОГЛУБИННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ В УСЛОВИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДА ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ.....	25
2.1 Геолого-геофизическая характеристика участка	25
2.2 Аппаратура и методика проведения полевых экспериментов.....	30
2.3 Обработка данных	37
2.3.1 <i>МОВ-ОГТ на поперечных волнах</i>	37
2.3.2 <i>МПВ (сейсмическая томография)</i>	43
2.3.3 <i>МПВ (способ t_0 и разностного годографа)</i>	47
2.3.4 <i>Метод многоканального анализа поверхностных волн (MASW)</i>	50
2.3.5 <i>Электротомография</i>	52
2.3.6 <i>Георадиолокация</i>	55
3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ	58
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	70
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	72

ВВЕДЕНИЕ

Малоглубинная сейсморазведка - один из ведущих методов инженерной геофизики. Успех комплекса сейсмических методов при изучении верхней части разреза (ВЧР) обусловлен тем, что он оказался весьма эффективным при решении широкого круга задач, имеющих значение как при инженерно-геологическом картировании, так и при проведении изысканий для целей строительства (Владов, Капустин, 2014).

Одной из основных задач инженерной сейсмологии является определение суммарной мощности дисперсных грунтов или картирование поверхности фундамента скальных пород. Обширная практика работ, проведенных в различных геологических условиях, свидетельствует о том, что с данной задачей сейсмические методы справляются в большинстве случаев весьма успешно.

Однако методы малоглубинной сейсморазведки, отличающиеся типом используемых полезных волн, могут обладать различной информативностью, что необходимо учитывать при планировании производственных работ и для понимания эффективности того или иного метода в конкретной сейсмогеологической ситуации.

В настоящее время в связи со значительным объемом сейсморазведочных работ актуальны вопросы повышения их разрешающей способности. Увеличение детальности получаемой информации является важной проблемой инженерной сейсморазведки, где мощности выделяемых пластов могут не превышать нескольких метров. Благодаря современному прогрессу в развитии геофизической аппаратуры, методики и программных средств обработки данных сейсморазведка все чаще применяется для решения разнообразных инженерно-геологических задач.

Наибольшее распространение среди инженерных сейсмических методов изучения ВЧР получил метод преломленных волн (МПВ), направленный на регистрацию преломленных или рефрагированных волн с последующей их кинематической или томографической обработкой. Это обусловлено относительной простотой выделения этих типов волн, регистрируемых в первых вступлениях.

При изучении более глубоких частей разреза и решении сложных структурно-геологических задач (расчленение геологического разреза, выделение тектонических нарушений, и др.) разрешающая способность и точность структурных построений методом отраженных волн (МОВ) существенно выше, чем при использовании МПВ (Яковлев, 2011). Сравнительно редкое применение МОВ связано с отсутствием аргументированной методики проведения полевых работ и способов обработки

сейсмических данных, гарантирующих надежную регистрацию отраженных волн от неглубоко залегающих границ и их последующее выделение в процессе обработки.

Наряду с традиционно используемыми при инженерных изысканиях методами сейсморазведки все большую популярность приобретает метод многоканального анализа поверхностных волн (MASW), который на протяжении долгого времени с успехом применяется за рубежом. Теоретически использование поверхностных волн для определения скоростей распространения поперечных волн было обосновано в середине прошлого века, но на практике применение метода в силу разного рода причин стало возможно совсем недавно.

Таким образом, *целью* настоящей работы является сравнение информативности методов малоглубинной сейсморазведки (МОВ-ОГТ, МПВ и MASW) при определении глубины залегания скальных пород и сопоставление полученных данных с результатами других геофизических методов (электроразведка, георадиолокация).

Для достижения данной цели были определены следующие *задачи*:

- анализ возможностей геофизических методов при определении гипсометрии кровли кристаллических пород, перекрытых рыхлыми отложениями;
- проведение полевых наблюдений на объекте с известным геологическим строением ВЧР;
- обработка полученных данных и сопоставление результатов;
- выявление особенностей интерпретации отдельных геофизических методов;
- получение сравнительной оценки информативности методов, применяемых в малоглубинной сейсморазведке.

Решение сформулированных задач осуществлялось на основе анализа точности определения глубины залегания кровли скальных пород в условиях северо-западного региона России (Выборгский район Ленинградской области). Были проведены полевые исследования на объекте с известным строением приповерхностной части разреза. Затем полученные результаты по различным геофизическим методам сопоставлялись между собой и имеющейся геологической информацией. Такой подход позволил оценить информативность сейсмических методов при картировании поверхности фундамента скальных пород.

Обработка материалов осуществлялась в программных комплексах RadExPro (ООО «Деко-геофизика СК», г. Москва), ZondST2D, ZondRes2D, ZondProtocol (Zond

Software Ltd, г. Санкт-Петербург) и Geoscan32 (ООО «Логические Системы», г. Москва).

Достоверность проведенных исследований опирается на использование современного геофизического оборудования, программных средств обработки и сопоставление геофизической и геологической информации.

Основой для магистерской диссертации стали материалы, полученные в ходе написания бакалаврской работы в 2015-2016 гг. (Байдиков, 2016), а также результаты геофизических исследований, проведенные в рамках данной магистерской диссертации на этом же участке в октябре 2017 г. Автор принимал непосредственное участие в проведении производственных и исследовательских работ, выполнил обработку и анализ полученных данных.

Магистерская диссертация состоит из введения, трех глав, заключения и представлена на 75 страницах, содержит 58 иллюстраций и библиографический список из 47 наименований.

Автор выражает благодарности своему научному руководителю доктору геолого-минералогических наук, профессору Константину Владиславовичу Титову за помощь в написании данной работы, генеральному директору компании ООО «ГеофизПоиск» Виталию Ивановичу Кашкевичу за предоставленную возможность проведения геофизических исследований, а также сотрудникам компании за ценные консультации и внимание, проявленное к работе.

1. ВОЗМОЖНОСТИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ГЛУБИНЫ ЗАЛЕГАНИЯ СКАЛЬНЫХ ПОРОД

1.1 Малоглубинная сейсморазведка

В настоящее время для определения гипсометрии кровли скальных пород наиболее широко используются методы преломленных, отраженных и поверхностных волн (Федотов С.А., Федотов А.С., 2014). Рассмотрим отдельно особенности применения каждого метода.

Метод отраженных волн в модификации общей глубинной точки (МОВ-ОГТ) является на данный момент самым используемым сейсмическим методом, который был предложен в 1950-х годах прошлого века. Данный способ вскоре стали широко применять при поисковых работах на нефтегазовых месторождениях, а к концу XX века была развита его 3D модификация. Методика работ, обработка материалов и интерпретация результатов хорошо разработаны для изучения крупных осадочных бассейнов и прогнозирования в них залежей нефти и газа (Боганик, Гурвич, 2006).

Сейчас практически все наземные и морские сейсморазведочные работы при поисках и разведке углеводородов выполняются методом ОГТ. Однако при решении инженерно-геологических задач, в том числе для картирования поверхности скальных пород, метод отраженных волн не занимает столь доминирующую позицию и используется сравнительно редко (Miller et. al., 1989). Причины этого факта состоят в следующем.

При изучении малых глубин длина волны импульса источника соизмерима с расстоянием до изучаемых геологических границ. Большинство процедур обработки отраженных волн (миграция, деконволюция и др.) действуют в предположении «дальней зоны», т.е. когда длина волны источника во много раз меньше глубины залегания целевых горизонтов (Турчков, 2013).

Рассмотрим эффективность применения метода МОВ-ОГТ в зависимости от параметра $A_{\text{эф}}$:

$$A_{\text{эф}} = \frac{H}{\lambda}, (1)$$

где: H - глубина залегания исследуемой границы, λ - длина волны.

В работе (Ли, Владов, 2012) на основе моделирования показано, что чем выше значение параметра $A_{\text{эф}}$, тем точнее определение скорости по результатам вертикального скоростного анализа, от которого, по сути, зависит достоверность

выделяемых границ в МОВ. С другой стороны, при увеличении N необходимо увеличивать длину приемной расстановки (что не всегда возможно) и учитывать уменьшение горизонтального разрешения сейсмической записи в связи с увеличением зоны Френеля.

В инженерной сейсморазведке обычно используются низкочастотные источники сейсмических волн (строительная кувалда, механические системы типа «падающего груза»), поэтому частоты отраженных волн для приповерхностной части разреза недостаточно велики для детального изучения слоев небольшой мощности и выделения локальных неоднородностей. В процессе обработки «неглубокие» отражения часто теряют значительную часть своего высокочастотного спектра (Санфиоров и др., 2012).

На рисунке 1 приведен пример глубинного разреза, характерного для инженерных работ. Граница между скальными породами и перекрывающими осадками отчетливо прослеживается на всем протяжении профиля на глубинах 35-37 м (Haines, Ellefsen, 2010).

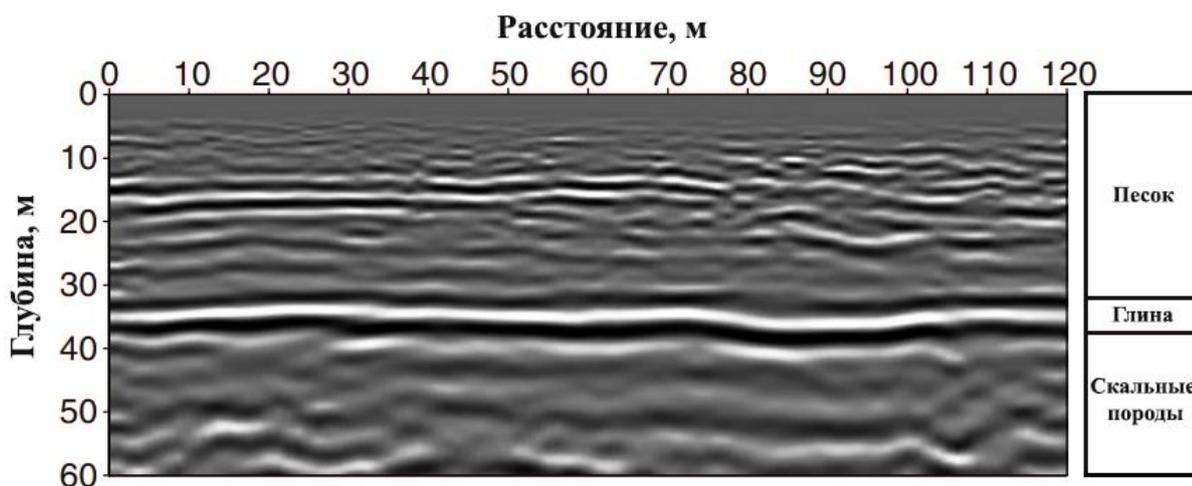


Рисунок 1 - Пример применения МОВ на поперечных SH-волнах при картировании поверхности скальных пород (Haines, Ellefsen, 2010).

Полевые сейсмограммы инженерного МОВ характеризуются низким соотношением сигнал/помеха из-за большого количества источников шума и вибраций (работа в промышленных зонах), а малая кратность суммирования по ОГТ является причиной невысокой вертикальной разрешенности итоговых временных разрезов. Часто значительная часть полезной сейсмической записи перекрыта высокоамплитудным цугом поверхностных волн, обладающих сильной дисперсией. Нередко выделение однократных отражений на их фоне невозможно из-за интерференции и близких характеристик полезных волн и волн-помех (Яковлев, 2011).

Места инженерных исследований могут иметь несколько видов покрытий (открытый грунт, асфальт, бетон и др.), могут быть покрыты снегом или льдом (работы в зимний период), неравномерно обводнены, а вблизи поверхности могут находиться различные техногенные объекты (трубы, подземные коммуникации и т.д.). Эти обстоятельства существенно осложняют структуру наблюдаемого волнового поля (Романов, Молдаков, 2017). Также полевые работы часто выполняются на относительно небольших полигонах. Это накладывает определенные ограничения на используемую систему наблюдений.

При проектировании сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ ключевое место занимает выбор и обоснование типа источника возбуждаемых колебаний. Традиционно наиболее успешно в инженерной сейсморазведке применяется МОВ-ОГТ на поперечных волнах горизонтальной поляризации (Турчков, 2013). Эффективность использования поперечных SH-волн для высокоразрешающего изображения приповерхностной части разреза обоснована в работах Скворцова (Скворцов, 2005; Скворцов и др., 2011).

На рисунке 2 представлены примеры полевых сейсмограмм и их спектры при возбуждении поперечных (а) и продольных сейсмических волн (б).

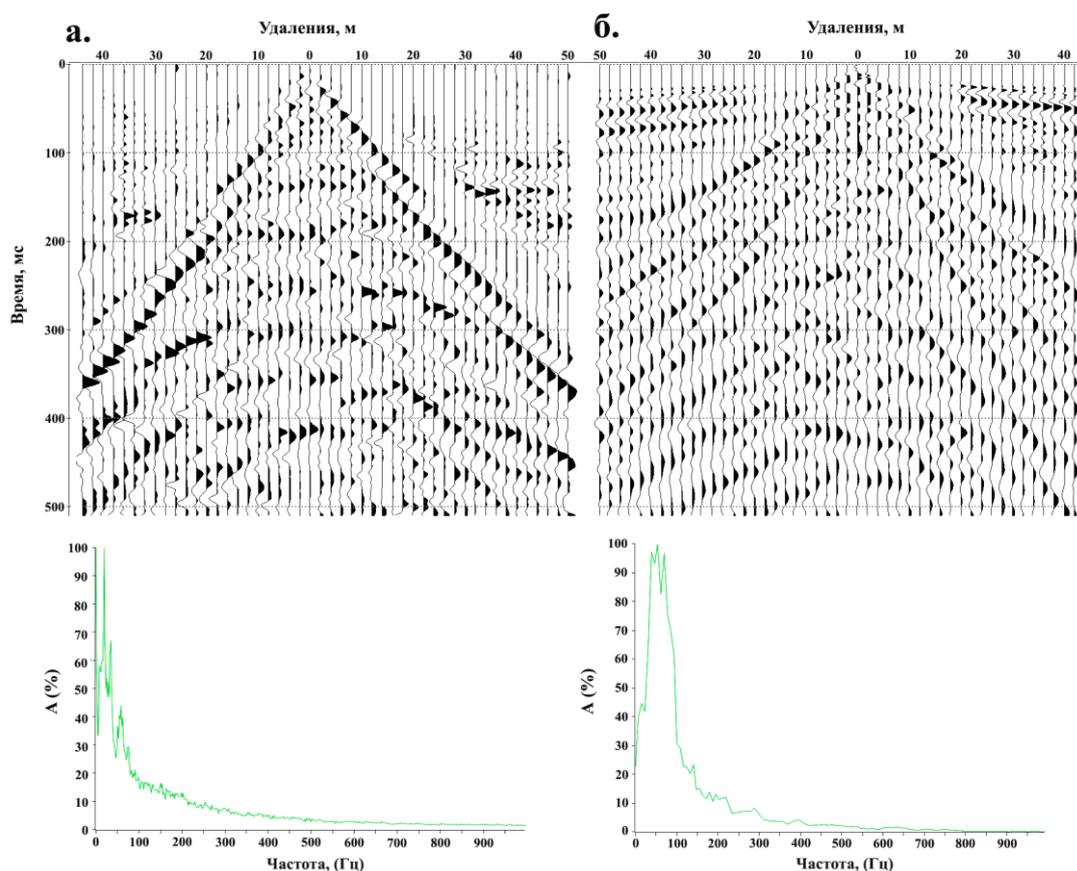


Рисунок 2 - Сравнение волновых полей поперечных (а) и продольных (б) волн.

К основным особенностям «инженерных» волновых полей можно отнести относительно небольшой размер пространственно-временного окна прослеживания отраженных волн и достаточно большой динамический диапазон нецелевых классов волн (преломленных, поверхностных). На приведенных сейсмограммах видно, что на транверсальной компоненте в докритической области на малых удалениях поверхностные волны не заслоняют собой отраженные волны. На вертикальной компоненте волны Рэлея заслоняют отраженные Р-волны поскольку скорости распространения волн Рэлея значительно ниже скоростей продольных волн. Поэтому метод отраженных волн на продольных волнах для неглубоко залегающих границ может быть применен только в закритической области (т.е. на больших удалениях).

Несомненным достоинством использования SH-волн является то, что они не образуют обменных волн при отражениях и преломлениях на границах разделов сред (рисунок 3). Таким образом, наблюдаемые гиперболические оси синфазности на сейсмограммах ОПВ, полученных по схеме наблюдения Y-Y должны соответствовать только отраженным и кратно-отраженным поперечным SH-волнам (Бондарев, 2007).

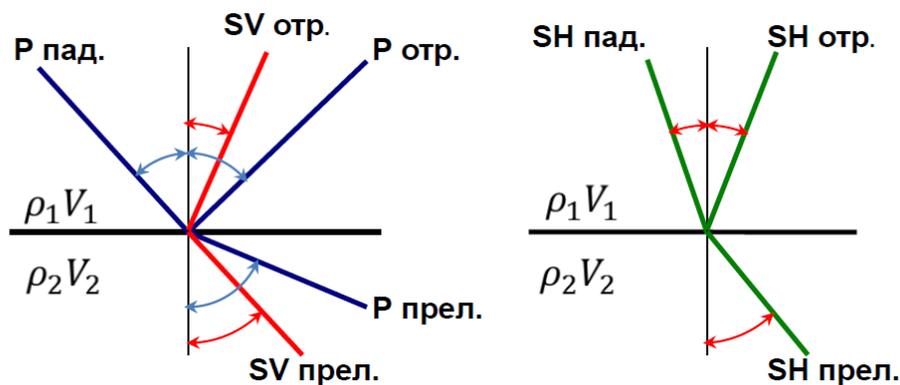


Рисунок 3 - Схема, поясняющая процесс образования вторичных упругих волн на границе раздела двух сред в случаях генерирования источником продольной волны (а) и поперечной волны типа SH (б).

Скорости распространения поперечных волн меньше, чем скорости продольных, при этом происходит резкое увеличение скоростей Р-волн в осадочных отложениях, залегающих ниже уровня грунтовых вод. Границы, расположенные ниже этого уровня могут быть прослежены только с помощью S-волн, так как данный тип волн в жидкости не распространяется и поэтому водонасыщенные породы практически не влияют на величину перепада их скоростей (Никитин, 1989).

При работе на S-волнах существует возможность использования технологии вычитания «левых и «правых» ударов, при этом удастся заметно ослабить Р-волну и

значительно повысить соотношение сигнал/помеха исходных данных (Рагозин, Федотов, 2012).

Несмотря на описанные выше преимущества, провести работы МОВ-ОГТ с использованием поперечных волн не всегда удается. Огромные трудности возникают при обработке S-волн, так как большая часть целевых отражений перекрыта поверхностными волнами со сходными характеристиками, подавить которые, даже при использовании изошренных средств обработки, не всегда представляется возможным. Скорости поперечных волн в самых приповерхностных четвертичных отложениях при их сильном обводнении могут составлять 0.1-0.2 от скоростей продольных волн, а коэффициенты поглощения для продольных и поперечных волн могут отличаться в 10-15 раз (Санфиоров и др., 2012). Обработка такого рода волновых полей не всегда бывает простой и однозначной. В случае, когда невозможно провести работы на поперечных волнах, можно провести работы на продольных волнах с использованием фланговой расстановки.

В виду значительных ограничений применения МОВ, на данный момент основным способом инженерных сейсмических исследований является метод преломленных волн. Это связано с оперативностью сбора данных, простотой обработки материалов и надежностью получаемых результатов. При этом остается два основных подхода к обработке данных МПВ - «классический» (чаще всего используется способ t_0 и разностного годографа) и томографический. В последнее время существуют тенденции к изучению и динамических характеристик преломленных волн (Телегин, 2004; Романов, 2012).

Удобная, но редкая ситуация, складывается, когда перекрывающие осадки полностью находятся в зоне аэрации. В таком случае кровля скальных пород является сильной преломляющей границей ($V_2/V_1 > 1,33$) как для продольных, так и для поперечных волн. При этом поверхность кристаллических пород обуславливает возникновение не только продольной преломленной волны, но и обменных волн типа PSP и PSS (Пузырев, 1997). Таким образом возникает возможность определения V_s для преломляющей границы, что позволит более обоснованно провести ее стратиграфическую привязку и инженерно-геологическую оценку (Огильви, 1990).

Более сложная обстановка возникает в случае, если граница полного водонасыщения проходит в толще четвертичных отложений. Скорости продольных волн в рыхлых водонасыщенных породах могут быть близки к скоростям, соответствующим верхней зоне полускальных и скальных коренных пород. При полном водонасыщении перекрывающих осадков скоростная дифференциация для

продольных волн выражена слабее, но в тоже время она остается почти неизменной для поперечных волн (Горяинов, 1992). Таким образом использование этого типа волн предпочтительнее, однако их возбуждение и регистрация значительно сложнее, чем продольных.

Еще одним примером превращения кровли скальных грунтов в слабую сейсмическую границу является наличие поверхностной коры выветривания коренных пород. Если при этом перекрывающие осадки имеют достаточную мощность и представлены крупнозернистыми обломочными породами (например, валунно-галечными грунтами с суглинистым заполнителем), то скорость в нижних частях рыхлых отложений может достигать высоких значений, т.е. быть соизмеримой со скоростью в зоне выветривания скальных пород (Никитин, 1989). Неблагоприятные условия также возникают при сложном рельефе кровли коренных пород, обуславливающим достаточно неопределенную волновую картину.

Основными критериями, позволяющими успешно идентифицировать изучаемую преломляющую границу служат: сравнительно высокая частота соответствующей преломленной волны, криволинейность и изломанность годографов первых вступлений и высокие скорости продольных и особенно поперечных волн.

Далее рассмотрим основные особенности обработки данных МПВ способом t_0 и в варианте сейсмотомографии.

В основе способа t_0 лежат следующие положения: волна скользит вдоль границы, отрезок границы между прямым и встречным лучами, приходящими в одну точку наблюдения горизонтален и прямолинеен, граничная скорость на этом участке постоянна и известна (Епинатьева, 1990).

Вначале определяется величина $t_0(x)$ по предварительно прослеженным и увязанным по взаимным точкам встречным годографам $\vec{t}(x)$ и $\tilde{t}(x)$, где $t_{вз}$ - время во взаимных точках:

$$t_0(x) = \vec{t}(x) + \tilde{t}(x) - t_{вз}. \quad (2)$$

Затем вычисляется скорость в покрывающей среде по координатам точки пересечения годографа от кровли скальных пород и предыдущей ветви годографа, соответствующей преломленной волне от промежуточной границы, например, от уровня грунтовых вод:

$$V_{эф} = \frac{x_{т.п}}{t_{т.п}}. \quad (3)$$

Таким образом эффективная скорость определяется по наклону прямой, проведенной из пункта возбуждения в точку пересечения годографов. Данный подход (метод «средних скоростей») простой в вычислениях, но дает большие погрешности в глубинах. Сущность его состоит в приведении многослойной среды к двухслойной (Никитин, 1981).

На следующем этапе определяется граничная скорость (V_r) способом разностного годографа, представляющего собой кривую, описываемую следующим уравнением:

$$t_p(x) = \vec{t}(x) - \tilde{t}(x) + t_{вз}. \quad (4)$$

Величина V_r приблизительно равна удвоенной кажущейся скорости V_p , определенной по разностному годографу:

$$V_r = 2 V_p \cos \varphi. \quad (5)$$

Данная формула позволяет определять граничную скорость для углов наклона границы $\varphi \leq 15^\circ$ при этом множитель $\cos \varphi$ формуле (5) с ошибкой не более 3% можно считать равным единице (Пузырев, 1997). Такой подход тем точнее, чем сильнее перепад скоростей на границе.

Необходимо отметить, что при определении V_r способом разностного годографа нужно чтобы граница мало отличалась от горизонтальной на небольших отрезках профиля (длина отрезка должна быть не больше глубины залегания границы). В общем исследуемая геологическая граница может существенно отличаться от горизонтальной.

Достоинством разностного годографа является также то, что он почти не чувствителен к разнообразным неоднородностям строения верхней части разреза, условиям установки сейсмоприемников и топографическому рельефу. При построении разностного годографа связанные с этими особенностями отклонения точек на встречных годографах вычитаются друг из друга.

Глубина до преломляющей границы вычисляется по следующей формуле:

$$H(x) = \frac{v_{\text{эф}} t_0(x)}{2 \cos i}. \quad (6)$$

Величина $H(x)$ определяет глубину по нормали к границе, поэтому искомую границу строят как огибающую системы окружностей с радиусами $H(x)$ и с центрами в точках профиля (рисунок 4). При небольших углах наклона преломляющей границы ($\varphi \leq 15^\circ$) можно считать, что $H(x)$ представляет собой вертикальную мощность слоя (Боганик, Гурвич, 2006).

Определим величину $N(r)=1/V(r)$ как медленность распространения волны на расстоянии r от начала луча L_i . Далее перейдем от интегрирования по лучевым траекториям к интегрированию по объему среды Ω , содержащему все лучи:

$$t_i = \int_{\Omega} G_i(r)N(r) dr, (9)$$

где ядра $G_i(r)$ имеют единственное ненулевое значение вдоль лучей и равны нулю во всей остальной части среды. Так как форма луча L_i зависит от искомого распределения скорости $V(r)$, то уравнение (9) является нелинейным (Нолет, 1990).

Необходимо понимать, что в действительности сейсмические лучи представляют собой не тонкие линии, а трубки, так как реальная длина волны всегда конечна. Поперечное сечение трубок зависит от длины этой волны, поэтому $G_i(r)$ считается неравным нулю не в тонком луче, а внутри некоторой конечной области пространства, и достигает максимума внутри зоны Френеля, но практически становится равным нулю вне ее. Из-за конечных размеров зоны Френеля исходные данные связаны с усредненным значением по некоторой ее области, а не с относящимися к одной точке среды значениями скорости.

Обратная сейсмотомографическая задача основывается на алгоритме линеаризации выражения (9) для случая сложнопостроенных сред с криволинейными границами раздела. Чтобы свести эту задачу к линейной, определяют не само значение скорости, а небольшую поправку $\delta V(r)$ (возмущаю функцию) к некоторой заранее выбранной начальной модели, для которой известно лучевое покрытие L_{0i} и распределение скоростей $V_0(r)$. Предположим также, что $V_0(r)$ не слишком сильно отличается от реального распространения скоростей в среде:

$$\delta V(r) = V(r) - V_0(r). (10)$$

Для известной скоростной модели $V_0(r)$ вычислим времена пробега между источниками и пунктами приема, расположение которых определяется используемой системой наблюдений:

$$t_{0i} = \int_{L_{0i}} \frac{dS}{V_0(r)}. (11)$$

Затем рассчитаем разность между выражениями (8) и (11):

$$\delta t_i = t_i - t_{0i} = \int_{L_i} \frac{dS}{V(r)} - \int_{L_{0i}} \frac{dS}{V_0(r)} = \int_{L_{0i}} (V^{-1} - V_0^{-1}) ds = \int_{\Omega} G_i(r)m(r) dr, \quad (12)$$

где $m(r)=(V^{-1}-V_0^{-1}) \cdot V_0$, а $G_i(r)$ - функция, которая не зависит от распределения скоростей в изучаемой среде и удовлетворяет следующему условию:

$$\int_{\Omega} G_i(r) dr = t_{0i}. \quad (13)$$

Таким образом, в общем нелинейная задача сейсмической томографии решается методом последовательных итераций, на каждой из которых решается линеаризованная задача (Меховников, 2005).

Пусть имеется набор полевых наблюдений γ_i (например, прослеженные времена первых вступлений) линейно связанных с искомой моделью $m(r)$ посредством функционалов (13). Число данных γ_i конечно, они могут содержать ошибки измерений, и они соответствуют лучам, неплотно и неравномерно покрывающим изучаемую область:

$$\gamma_i = \int_{\Omega} G_i(r)m(r) dr. \quad (14)$$

Количество моделей $m(r)$ удовлетворяющих такому типу данных - бесконечное множество. Поэтому на решение обратной задачи должны быть наложены некоторые граничные условия. По характеру этих условий различают методы решения томографической задачи, которые можно разделить на две группы: алгоритмы с использованием интегральных преобразований и алгебраические алгоритмы, основанные на решении систем уравнений большой размерности.

Одним из самых эффективных считается метод сопряженных градиентов, который на данный момент используется в большинстве программ, реализующих томографическую обработку сейсмических данных. Достоинством метода является достаточно высокая скорость сходимости решения задачи. Широко применяются также методы одновременного итерационного восстановления и алгебраического восстановления (Ефимова, 2005).

На рисунке 5 приведен пример успешного применения сейсмотомографии для определения глубины залегания скальных пород при строительстве резервуара

хранения сжиженного природного газа (СПГ) вблизи города Высоцк (Борисик А.Л., 2015).

На представленном разрезе поверхность скальных грунтов надежно прослеживается по значениям скорости 4.5-4.7 км/с, что соответствует гранитам разной степени трещиноватости. Глубже значения скорости продольных волн возрастают до 5.5 км/с, отвечая менее измененным и соответственно более высокоскоростным скальным породам. В интервале пикетов 10-35 выделяется локальное понижение значений скорости V_p , которое может быть соотнесено с повышенной трещиноватостью пород или локальным разрывным нарушением.

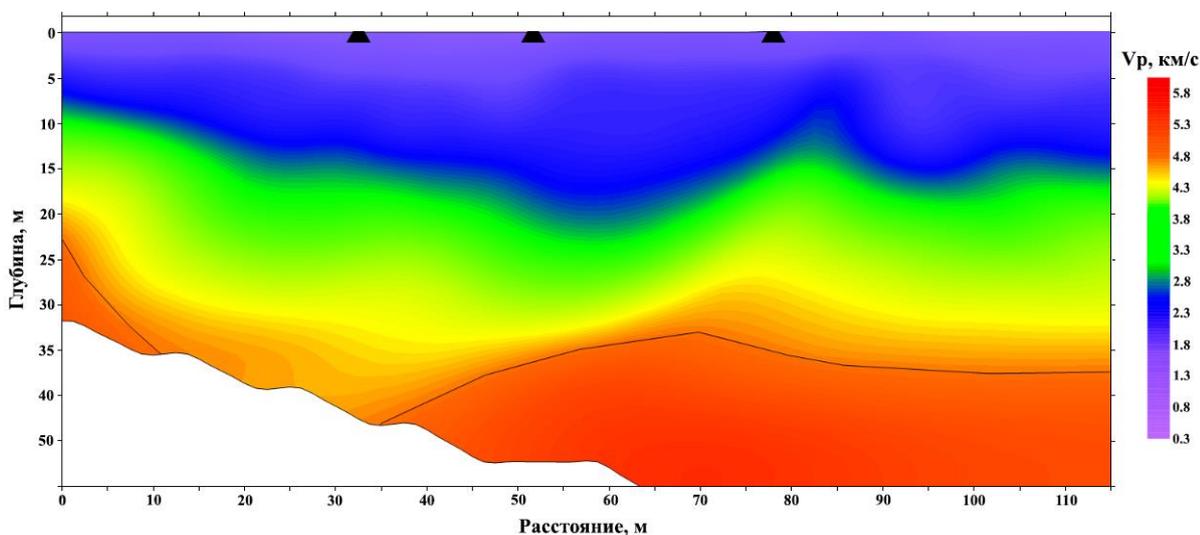


Рисунок 5 - Пример использования сейсмотомографии при определении глубины залегания коренных пород (г. Высоцк). Черной линией показана кровля гранитов.

Достоверность получаемой в результате сейсмотомографической обработки информации во многом зависит от правильности выбора начальной модели. При изучении строения ВЧР практически всегда имеется априорная информация об исследуемом геологическом разрезе. Это могут быть данные акустического или сейсмического каротажа, материалы ВСП, нижний и верхний предел возможных вариаций скорости, известное строение той или иной части разреза по данным бурения и др. Использование этих данных заметно улучшает качество томографического решения. На практике довольно часто в качестве начально приближения выбирается модель с плавным увеличением скорости упругих волн с глубиной.

При решении томографических задач успешное применение нашел подход так называемого «улучшения начального приближения». Методика заключается в том, что усовершенствованная стартовая модель после выполнения одной итерации считается начальной для следующей.

Основным критерием остановки инверсии является завершение падения относительной невязки между рассчитанными и наблюдаемыми годографами. Необходимо также следить за соотношением между текущей среднеквадратичной невязкой и погрешностью прослеживания первых вступлений. В случае, если эти две величины становятся примерно одинаковыми, случайная величина ошибки исходных данных будет интерпретироваться как регулярная невязка между теоретическими и наблюдаемыми годографами, что может привести к появлению беспорядочно расположенных ложных мелких аномалий (Меховников, 2005).

Картирование границы между рыхлыми отложениями и скальными породами является одним из основных приложений MASW. Данный метод был предложен в 1999 г. (Park et al., 1999), но за последние почти 20 лет в нашей стране для решения инженерно-геологических задач использовался относительно редко. До недавнего времени слабый интерес к методу был обусловлен отсутствием должного программного обеспечения для обработки дисперсионных изображений, опыта проведения полевых работ и отсутствием его в отечественной нормативной литературе (Молдаков, Романов, 2014).

В настоящее время имеется несколько работ, где выполнено сравнение MASW с традиционными методами сейсморазведки (Турчков и др., 2011; Ясницкий и др., 2012) и продемонстрирована его эффективность. Появились так же соответствующие модули обработки в таких отечественных программных комплексах как RadExPro и ZondST2D. Далее кратко рассмотрим основы метода.

При изучении распространения поверхностных волн методом MASW результатом является получение скоростного разреза поперечных волн (V_s). Вначале рассмотрим процесс образования волны Релея, которая возникает при падении волны типа SV на свободную поверхность под углами больше критического (15).

$$i_{кр} = \arcsin \frac{V_s}{V_p}. (15)$$

При этом на свободной поверхности возникают две отраженные волны: однородная фазово-сдвинутая волна SV (монотипная) и обменная неоднородная (т.е. затухающая с глубиной) волна Р, причем продольная волна отражается под углом 90 градусов и скользит вдоль поверхности. Интерференция двух этих волн и является волной Рэлея. Обе волны распространяются как одна волна вдоль поверхности с кажущейся скоростью равной примерно 0.9 от скорости S-волны в полупространстве.

Геологическая среда отличается от однородного полупространства и поэтому в реальной многослойной среде со свободной поверхностью происходит интерференция большого количества неоднородных и однородных, отраженных и преломленных под критическими углами Р и SV волн, которые образуют диспергирующую волну Рэлея. При этом волны различных частот проникают на разную глубину; и волны с меньшими частотами будут двигаться некоторую часть пути с большей скоростью, что будет приводить к частотной дисперсии волн Рэлея.

Таким образом, поверхностные волны распространяются вдоль свободной поверхности, при этом каждая фаза (частота) распространяется на строго определенной глубине. Совершая движение по эллиптической орбите, поверхностная волна постоянно выходит на поверхность. Проходя через слоистую осадочную толщу, каждая фаза волны на определенной глубине, приобретает скорость, характеризующую данную породу. Это явление и является идеологической основой для использования рэлеевских волн в качестве полезных.

Обработка данных по методу MASW ведется следующим образом. Имеется наблюденное волновое поле $s(x, t)$ в виде сейсмограммы общей точки возбуждения (ОТВ). Вначале к каждой трассе применим прямое преобразование Фурье и получаем $S(x, w)$:

$$S(x, w) = \int_{-\infty}^{\infty} s(x, w) e^{-j\omega t} dt, \quad (16)$$

где j - мнимая единица.

Как известно, $S(x, w)$ может быть представлен как произведение амплитудных и фазовых спектров:

$$S(x, w) = A(x, w) \cdot P(x, w). \quad (17)$$

Запишем $S(x, w)$ в показательном виде:

$$S(x, w) = |A(x, w)| \cdot e^{j\Phi x}, \quad (18)$$

где $\Phi = w/c_w$, w - частота, c_w - фазовая скорость на частоте w . Под фазовой скоростью понимается расстояние, пройденное за единицу времени какой-либо точкой постоянной фазы (Шерифф, Гелдарт, 1987).

Применяя интегральное преобразование к $S(x, w)$ в (3), получаем $V(w, \varphi)$:

$$V(w, \varphi) = \int e^{j\varphi x} \cdot \left[\frac{S(x, w)}{|S(x, w)|} \right] \cdot dx = \int e^{-j(\Phi - \varphi)x} \cdot \left[\frac{A(x, w)}{|A(x, w)|} \right] \cdot dx. \quad (19)$$

Заменяя переменную $c_w=w/\varphi$, получаем из $V(w, \varphi)$ необходимый спектр фазовых скоростей $I(w, c_w)$ (Голярчук и др., 2017).

По максимумам этого спектра определяется дисперсионная кривая $c_w(w)$. Полученные в каждой точке профиля дисперсионные кривые используются для решения обратной задачи, т.е. для определения мощностей слоев и пластовых скоростей V_s .

Таким образом, задача сводится к решению системы нелинейных уравнений относительно неизвестных векторов V_s, V_p, ρ, h :

$$F(f_j, cR_j, V_s, V_p, \rho, h) = 0, (20)$$

где f_j - частота, cR_j – дисперсионная кривая, V_s - вектор скоростей поперечных волн, V_p - вектор скоростей продольных волн, ρ - вектор плотностей, h - вектор мощностей слоев.

Обычно неизвестными оставляют векторы V_s, h , а вектора V_p, ρ предполагаются уже известными, либо вычисляются по различным эмпирическим зависимостям.

На рисунке 6 приведен пример использования MASW при картировании поверхности залегания коренных пород.

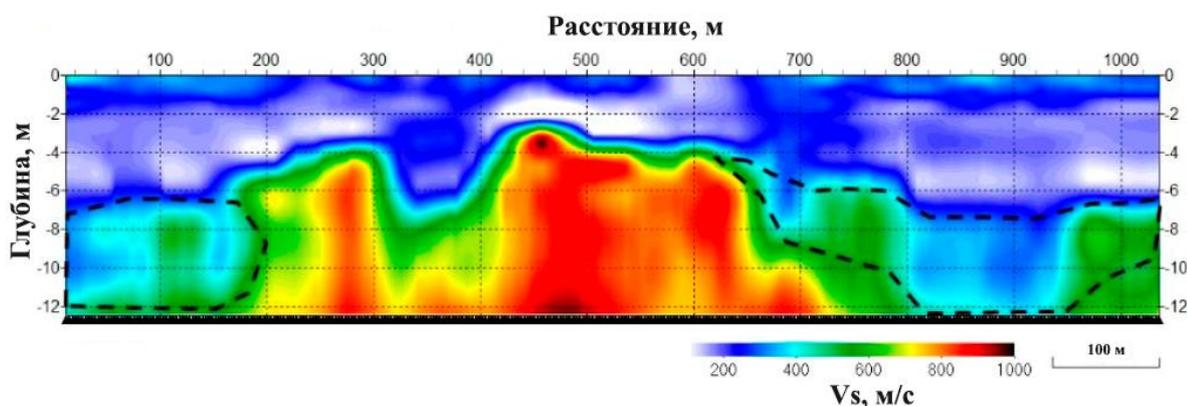


Рисунок 6 - Пример применения MASW при определении глубины залегания коренных пород (<http://www.masw.com>, дата обращения 15.02.2018).

Как видно из приведенного выше разреза скорости поперечных волн в дисперсных грунтах меняются от 100 м/с до 300 м/с. При этом самый верхний слой в некоторых местах характеризуется повышенными значениями V_s (более 300 м/с). Коренные породы имеют скорости 300-1000 м/с, а кровля находится в диапазоне глубин 2-8 м. Пунктирной штриховкой обозначены предполагаемые области выветрелых пород, соответствующие зонам пониженных скоростей ($V_s \leq 500$ м/с).

1.2 Электроразведка

Электроразведка методом сопротивлений является на данный момент наиболее часто используемым геофизическим методом при решении широкого круга инженерно-геологических, экологических, гидрогеологических и археологических задач (Бобачев и др., 2006). С появлением в конце XX века методики электротомографии это обусловлено значительной автоматизацией процедур обработки данных, высокой производительностью работ и экономической эффективностью.

При изучении толщи четвертичных отложений практическое значение имеет определение их суммарной мощности или оценка глубины залегания кровли скальных пород. Эффективность использования для этой цели электротомографии определяется в основном контрастностью электрических свойств на поверхности раздела, выдержанностью этой контрастности и достаточной мощностью однотипных коренных пород (Огильви, 1990).

На рисунке 7 приведен пример выделения скальных пород по результатам электротомографии при проектировании газопровода на переходе через Сайменский канал (Полицина и др., 2014).

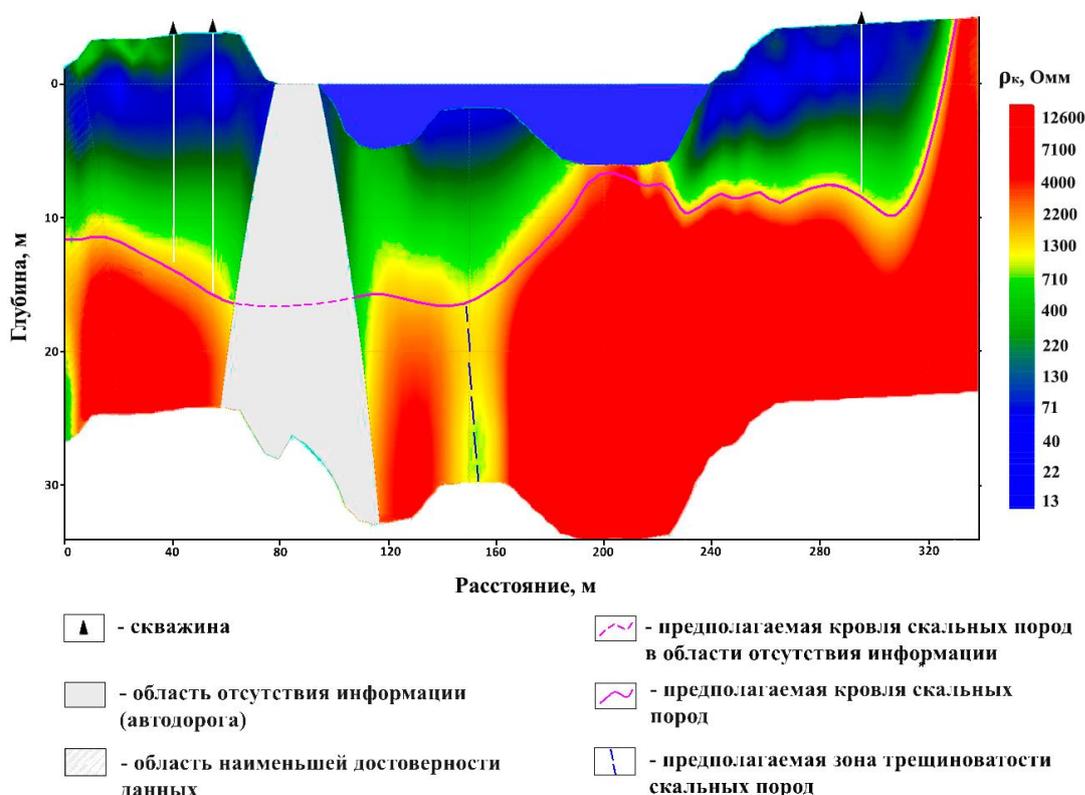


Рисунок 7 - Геоэлектрический разрез участка водного перехода через Сайменский канал (Карельский перешеек).

По данным электроразведки выделено четыре основных слоя геoeлектрического разреза (снизу-вверх): скальные породы (УЭС более 11000 Ом·м); валунно-галечные грунты и выветрелая часть коренных пород (УЭС 600-11000 Ом·м); обводненные гравийно-суглинистые грунты (УЭС 20-200 Ом·м); почвенно-насыпной грунт (УЭС 200-700 Ом·м).

Как видно из приведенного выше примера, развитие коры выветривания и повышенная, уменьшающаяся с глубиной, трещиноватость коренных пород приводит к появлению геoeлектрических разрезов с градиентным изменением свойств. При таких условиях отмечается значительная неопределенность в оценке глубины залегания поверхности неизмененных скальных пород.

Нередко поверхность коренных пород не имеет ярко выраженной коры выветривания, благодаря чему переходная зона сопротивлений сводится к минимуму. Однако это не означает, что контрастность между коренными породами и перекрывающими осадками будет хорошо проявлена. Например, когда скальные породы перекрываются щебнисто-галечниковыми грунтами (рисунок 8).

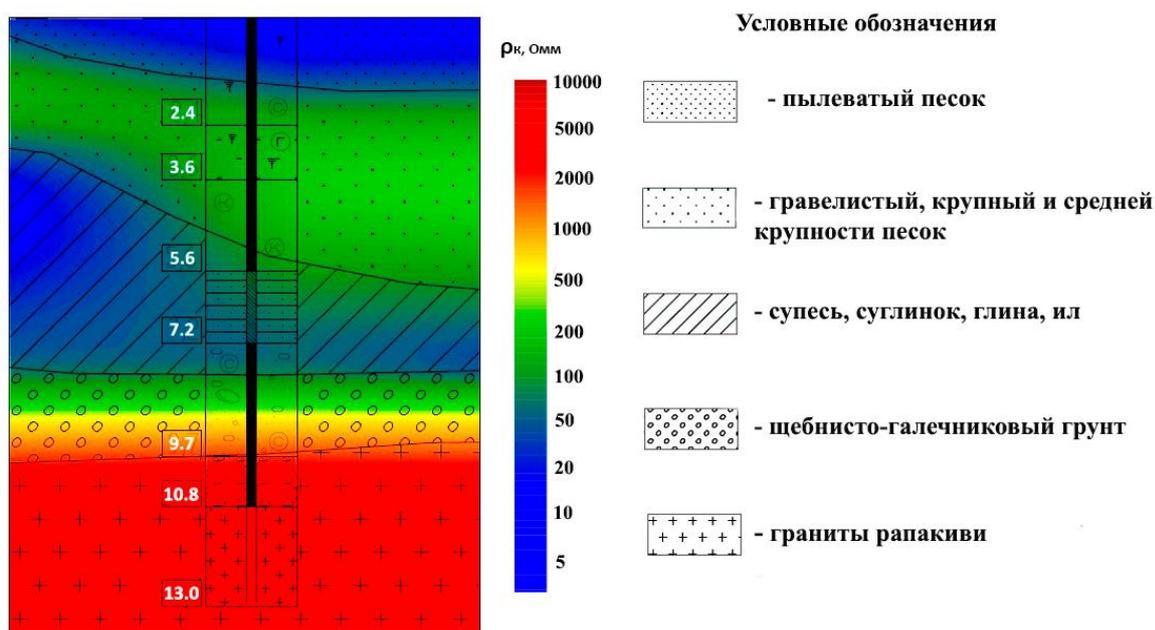


Рисунок 8 - Сопоставление результатов бурения и электротомографии (Байдиков, 2016).

Для успешного решения задачи необходимо установить корреляционные зависимости между определяемой в результате электротомографии сменой градиентов удельного сопротивления и положением геологических границ. В дальнейшем установленные связи экстраполируют на соседнюю территорию, в пределах которой скважины отсутствуют (Манштейн, 2002).

1.3 Георадиолокация

Георадиолокация является современным средством для проведения инженерно-геофизических исследований с высокой разрешающей способностью. Круг задач, решаемых при помощи данного метода в настоящее время весьма обширен. В частности, одной из основных областей применения является картирование различного рода геологических структур: протяженных геологических границ, поверхности коренных пород под рыхлыми осадками, уровня грунтовых вод и границ между слоями с различной степенью водонасыщения (Владов, Старовойтов, 2004).

Излучающая антенна георадара создает высокочастотные (100-2500 МГц) электромагнитные импульсы, которые отражаются от границ слоев с разными значениями скорости распространения электромагнитных волн. Основная идея метода состоит в определении расстояний от точки наблюдения до исследуемого объекта, которым может являться геологическая граница или локальный объект (карстовая полость, линза, объект техногенного происхождения и др.).

В полевых условиях измеряется время пробега электромагнитной волны (t) от точки наблюдения до точки отражения и обратно, а глубина (h) до отражающей границы вычисляется по известной формуле:

$$h = \frac{t}{2}V, (21)$$

где V - скорость распространения электромагнитной волны в среде на интервале от точки наблюдения до точки отражения.

Результаты представляется в виде слоистой модели с постоянными электрофизическими свойствами внутри каждого слоя и локальных объектов, отличающихся по этим свойствам от вмещающей среды.

Необходимой величиной для определения расстояния до объекта является значение скорости распространения электромагнитных волн. Непосредственно из результатов георадиолокационных наблюдений (при совмещенных приемной и излучающей антенн) данный параметр не определяется. Исключением является ситуация, когда на георадиолокационной записи присутствуют гиперболические оси синфазности дифрагированных волн. Таким образом, для того чтобы пересчитать временной разрез в глубинный необходимо использовать либо данные по бурению, либо справочные материалы по районам работ с близким геологическим строением (Ермаков и др., 2012).

Скорость распространения электромагнитной волны в диэлектрике зависит от его диэлектрической и магнитной проницаемостей, однако, для большинства горных пород, слагающих ВЧР, значение магнитной проницаемости близко к 1 и не зависит от частоты поля. С учетом этого, скорость определяется диэлектрической проницаемостью (ϵ), которая, в свою очередь, существенно зависит от влажности грунта. В породах, относительно высокой электропроводности (глинах, суглинках и др.), электромагнитные волны испытывают повышенное затухание, что снижает глубинность георадиолокации. В зависимости от частоты излучающей антенны при помощи георадара можно исследовать объекты на глубинах от несколько десятков сантиметров до 10-25 м (Романов, 2015).

Основной проблемой георадиолокации при ее использовании для картирования поверхности скальных пород является то, что глубинность георадара часто недостаточна для решения этой задачи. Также возникают затруднения и при оценке скорости в перекрывающих осадочных породах, если на исследуемом участке отсутствуют скважины или объекты дифракции.

Скальные грунты на георадиолокационных разрезах представляют собой комплексы, характеризующиеся значительно меньшей интенсивностью записи, по сравнению с вышележащими осадочными породами, и в них, как правило, отсутствуют оси синфазности отраженных волн (рисунок 9).

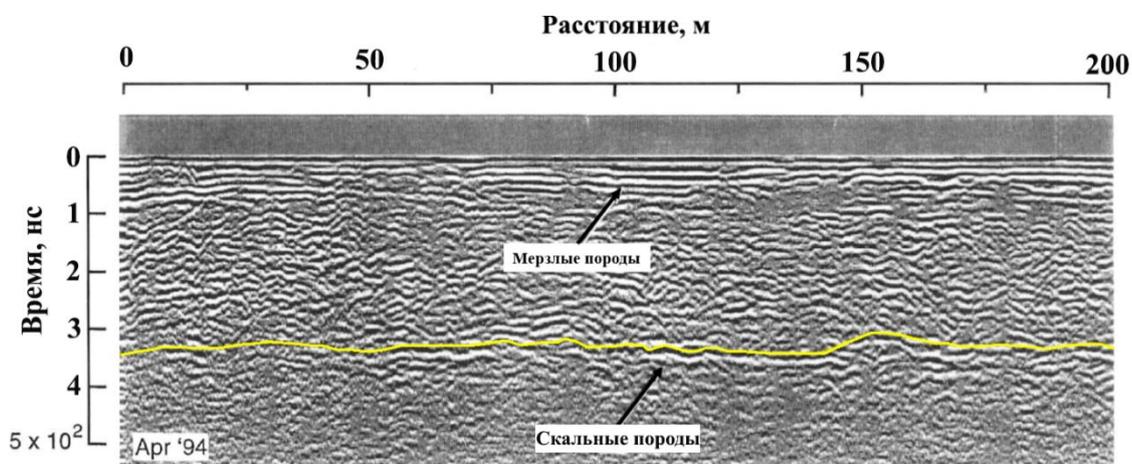


Рисунок 9 - Изображение скальных пород на георадиолокационной записи (Davis, Annan, 1989).

Рельеф поверхности кристаллических пород нередко имеет сложное строение и характеризуется присутствием большого количества мелких объектов, что приводит к появлению многочисленных «усов» дифракции на георадиолокационном разрезе. В такой ситуации бывает сложно проследить кровлю фундамента (Старовойтов, 2008).

Возможность обнаружения границы между рыхлыми осадками и скальными породами с помощью метода георадиолокации обусловлена большой разницей в значениях диэлектрической проницаемости скальных пород и перекрывающих отложений. Например, для электромагнитных волн в частотном диапазоне 50-300 МГц значения диэлектрической проницаемости для гранитов и песков малой влажности лежат в диапазонах 3-7 и 4-9 соответственно. Однако, учитывая наличие грунтовых вод или присутствие в осадках глинистого материала, ϵ перекрывающих обводненных пород может возрастать до 16-25 при их полном водонасыщении (Владов, Старовойтов, 2004). Такой контраст свойств обеспечивает появление на георадиолокационных записях интенсивных отраженных волн, по положению осей синфазности которых картируется граница между наносами и коренными породами.

Другой возможной сложностью применения метода георадиолокации при исследовании скальных грунтов является значительная неоднородность приповерхностной толщи, которая может содержать многочисленные включения как природного, так и техногенного происхождения. К первым можно отнести валуны, останцы коренных пород, линзы и пропластки различной формы и размеров. Существенное влияние на данные георадиолокации оказывают линзы и прослои суглинков или глин, являющиеся своеобразным экраном. К техногенным неоднородностям относятся подземные коммуникации, трубы, раскопы, колодцы, подвальные помещения и т.д. Такого рода объекты, размеры которых в несколько раз меньше преобладающей длины волны, отображаются на георадиолокационных разрезах в виде протяженных осей синфазности дифрагированных волн, которые являются помехами при прослеживании геологических границ (Davis, Annan, 1989).

2. ИЗУЧЕНИЕ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ МАЛОГЛУБИННОЙ СЕЙСМОРАЗВЕДКИ В УСЛОВИЯХ СЕВЕРО-ЗАПАДА ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

2.1 Геолого-геофизическая характеристика участка

Полевые эксперименты были проведены в октябре 2017 года на участке, расположенном в Выборгском районе Ленинградской области, в 2,5 км к югу от поселка Большой Бор (рисунок 10).



Рисунок 10 - Фрагмент топографической карты Петрозаводск-Хельсинки. Красным прямоугольником отмечен участок тестовых работ.

Геофизический профиль находится в северной части полуострова Конек и ориентирован с востока на запад. В геоморфологическом отношении участок работ относится к Приморской равнине с сохранением структурного плана Балтийского щита. Поверхность достаточно ровная, с небольшим понижением рельефа на северо-восток. Местность характеризуется невысокой степенью залесенности.

Разрез, выбранный для проведения тестовых исследований, обладает достаточно простым геологическим строением и изучен на основе керна инженерных скважин (рис. 3). В нижней части разреза, на глубине около 8-12 м, залегают граниты-рапакиви

верхнепротерозойского возраста (R_1), приуроченные к Выборгскому массиву. В кровле граниты затронуты процессами выветривания. Мощность коры выветривания составляет 1,5-2 м.

По геофизическим данным Выборгский массив имеет форму субгоризонтальной пластины мощностью до 3-6 км. В выборгском комплексе выделяется четыре фазы. Все обнаженные части массива относятся ко второй, главной фазе и прорваны жилами аплитов и пегматитов (рисунок 11).

Граниты второй фазы слагают одинаковые по размеру тела различной конфигурации, без резких границ между собой и без определенной структурной приуроченности. Они, как правило, представлены среднезернистыми или крупнозернистыми, овоидальными породами. Встречаются также крупнозернистые граниты вообще без овоидов (Великославинский и др., 1978).

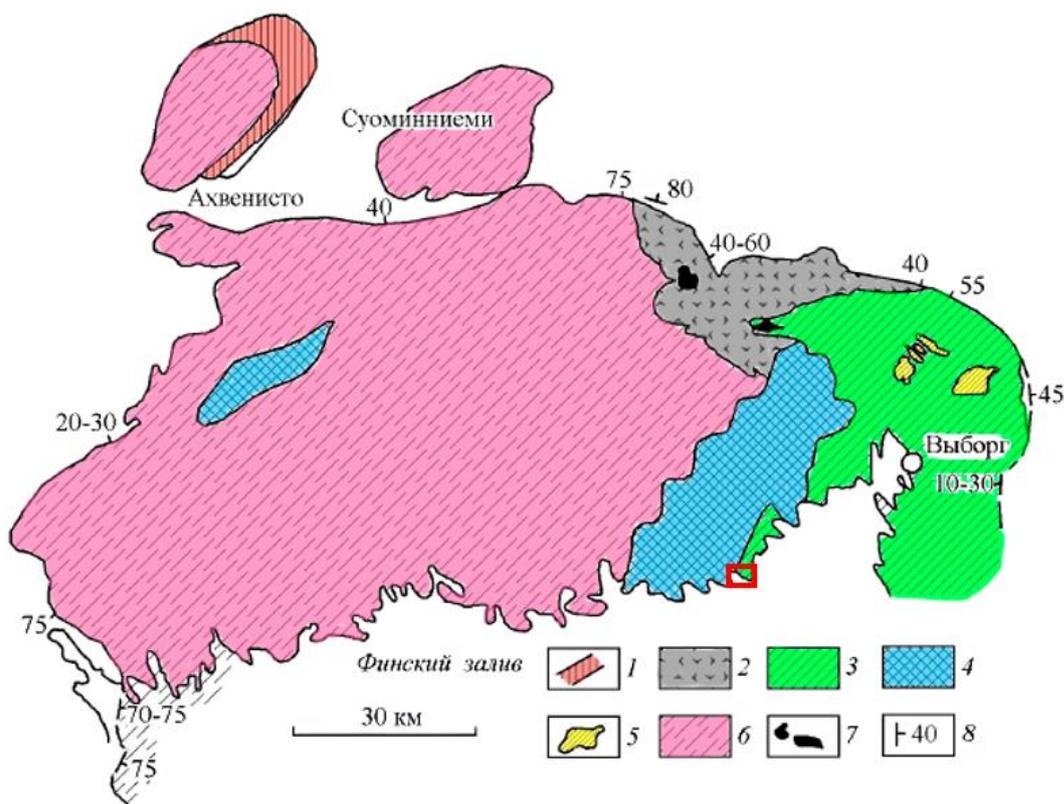


Рисунок 11 - Схема геологического строения Выборгского массива. Красным прямоугольником отмечен участок тестовых работ (Великославинский и др., 1978).

1 - габбронорит-анортозиты массива Ахвенисто; 2 - кварцевые сиениты; 3 - розовые овоидные рапакиви; 4 - серые трахитоидные и редкоовоидные рапакиви; 5 - нерасчлененные рапакиви (преимущественно овоидные); 6 - вулканиты «хогландия»; 7 - углы падения контактов.

Фундамент перекрывается четвертичными отложениями ледникового генезиса (Q_{III-IV}), связанными со стадийным развитием последниковой Балтики, и представленными (снизу-вверх): плотным пылеватым песком, плотным мелким песком с включением гравия, гальки и дресвы до 10% и мелким песком с включением дресвы до 5%. Далее залегает почвенно-растительный слой мощностью 0,4-0,5 м (рисунок 12) (Афанасов, 2002).



Рисунок 12 - Геологическое строение ВЧР участка по данным скважины № 500.

Гидрогеологические условия участка исследований характеризуются наличием одного водоносного горизонта, представляющего собой воды порово-пластового типа. Уровень подземных вод изменяется от 0.5 до 2 м.

На данной территории в 2015 г. в рамках инженерно-геофизических изысканий при строительстве терминала по приемке судов с сжиженным газом (Северный поток-2) компанией ООО «ГеофизПоиск» был выполнен большой объем геофизических работ. Наземные исследования включали сейсморазведку (МПВ), электроразведку в варианте электротомографии и площадную магниторазведку.

Задачу определения глубины залегания скальных грунтов решали с помощью профильных сейсморазведочных работ. Район исследования характеризуется

следующими значениями скоростей продольных волн: рыхлые осадки - от 0.2 км/с до 1.6 км/с до глубин порядка 4-5 м и 1.6-3.7 км/с в диапазоне 5-12.5 м.

Скальные грунты характеризуются значениями скоростей продольных волн от 4 км/с и выше, что соответствует трещиноватым гранитам. Ниже, значения скорости продольных волн возрастают до 5.5-6 км/с отвечая менее выветрелым и соответственно более высокоскоростным скальным породам. В целом глубина залегания коренных пород сильно варьирует в пределах исследуемой территории. Наблюдаются резкие изменения глубины скальных грунтов с перепадами до десяти метров, вероятно связанные с тектоническими перемещениями горных пород.

На нескольких интервалах сейсмических профилей выделяются локальные понижения значений скорости продольных волн, которые могут быть соотнесены с зонами повышенной трещиноватости пород или локальными разрывными нарушениями (рисунок 13).

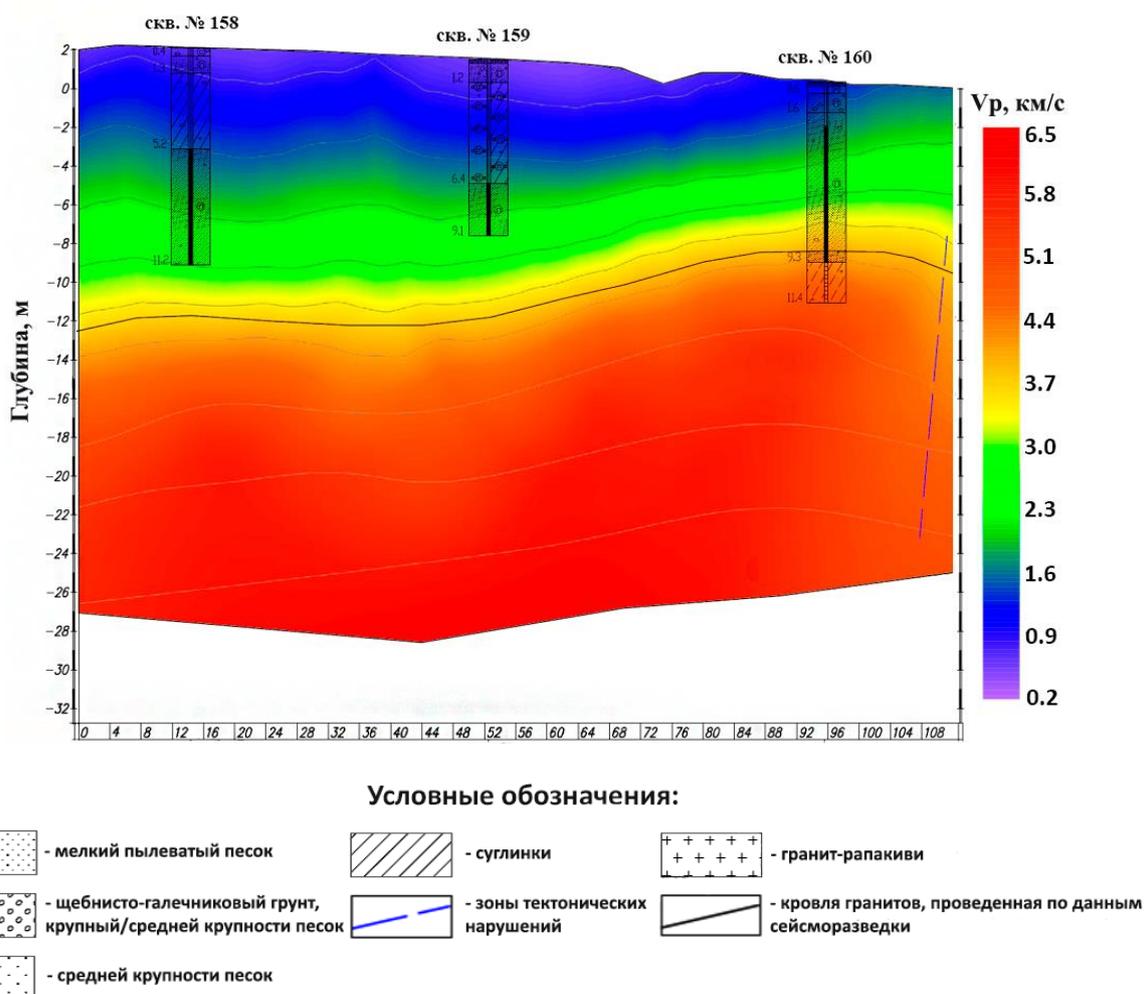


Рисунок 13 - Сейсмический разрез в изолиниях скорости продольных волн (б. Дальняя).

Для расчленения верхней части разреза были проведены электроразведочные работы методом электротомографии. Фрагмент типичного разреза УЭС с элементами интерпретации представлен на рисунке 14. Наиболее низкими значениями УЭС (3-15 Ом·м) обладают обводненные прибрежные пески, насыщенные морской водой высокой минерализации (УЭС воды 2.2 Ом·м), глины и суглинки. Мелкие и пылеватые пески, супеси и суглинки с переслаиванием песка характеризуются диапазоном значений 10-40 Ом·м. Повышенные значения сопротивления отвечают пескам средней крупности, крупным, гравелистым и крупнозернистым грунтам в независимости от окатанности их граней (30-800 Ом·м). Наиболее высокие значения имеют граниты-рапакиви, залегающие в основании разреза. В зависимости от трещиноватости, УЭС гранитов изменяется от 500 до 10000 Ом·м.

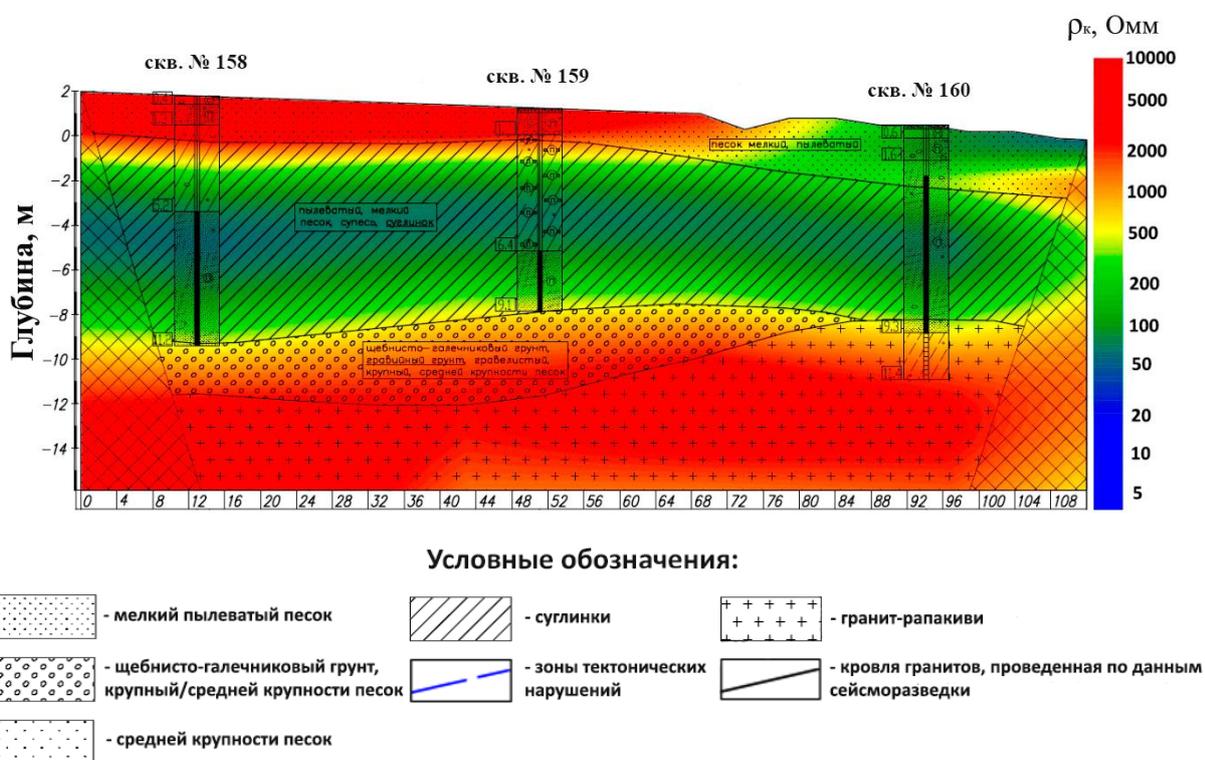


Рисунок 14 - Геоэлектрический разрез (б. Дальняя).

На момент проведения геофизических исследований при проектировании портового терминала работы методом георадиолокации не проводилась, в связи с широким распространением суглинков на данной территории (наклонная сплошная штриховка).

Детальные магниторазведочные работы были выполнены с целью обнаружения локальных техногенных и природных магнитных объектов, которые представляют опасность при строительстве и за ненадобностью в работе не приводятся.

2.2 Аппаратура и методика проведения полевых экспериментов

Сейсмические исследования были выполнены по системе наблюдений, которая позволила провести обработку полученных данных по следующим методам: МОВ-ОГТ на поперечных SH-волнах, МПВ (способами сейсмической томографии и t_0) и MASW.

При проведении тестовых работ регистрация колебаний производилась с помощью 48-канальной линейной сейсмической станции «ЭЛЛИСС-3» (ООО «Геосигнал»). Управление станцией, анализ полученной информации и ее дальнейшее сохранение осуществлялось с помощью переносного ноутбука. Сейсмограммы записывались на жесткий диск компьютера в формате SEG-Y длиной 1024 мс при шаге дискретизации 0.5 мс (рисунок 15).



Рисунок 15 - Регистрация колебаний с помощью линейной сейсморазведочной станции «ЭЛЛИСС-3» (а) и возбуждение колебаний кувалдой (б).

Выделение полезного сейсмического сигнала на фоне помех выполнялось в режиме накопления воздействий. В инженерной сейсморазведке широко применяется синхронное накопление колебаний с целью ослабления нерегулярных волн-помех. Современная регистрирующая аппаратура позволяет проводить достаточно большое число накоплений, однако на практике оно редко превышает 12-16 из-за быстрого снижения эффекта накапливания с ростом их числа и значительных затрат времени. Поэтому на практике при небольшом уровне помех стремятся уменьшить число накоплений (Притчетт, 1999). Количество накоплений составляло от 2 до 4 в зависимости от уровня микросейсм.

При возбуждении сейсмических волн использовались два типа источников (рисунок 16): удары кувалдой массой 8 кг по специальной плашке и пороховой источник типа «Пика Д» (ООО «Геодевайс»).

Источник «Пика-Д» применяется для возбуждения упругих волн в исследуемой среде при инженерно-геофизических изысканиях в транзитных зонах, заболоченной местности и на акваториях. Генерация импульса производится с помощью выстрела строительно-монтажных патронов серии «Д». Энергия источника зависит от типа используемых патронов и изменяется в пределах от 0,4 до 0,8 кДж.



Рисунок 16 - Источники сейсмических колебаний: строительная кувалда и плашка (а), пороховой сейсморазведочный источник типа «Пика-Д» (б).

1 - патронная часть, предназначенная для фиксации и удерживания промышленного патрона; 2 - корпус источника; 3 - боек; 4 - удерживающий трос; 5 - ограничитель, препятствующий выскальзыванию источника из рук при проведении работ.

Прием колебаний осуществлялся с использованием отдельной регистрации по схемам Z-Z и Y-Y (рис. 17), соответствующие вертикальному удару с вертикально ориентированными сейсмоприемниками и горизонтальному удару, перпендикулярному направлению профиля, и ориентированными в том же направлении сейсмоприемниками. В качестве сейсмоприемников (геофонов) использовались вертикальные и горизонтальные сейсмоприемники GS-20DX (ООО «Геоимпульс»).

Для надежного распознавания поперечных волн способом фазовой инверсии, возбуждение поперечных волн производилось поочередно в противоположных направлениях, перпендикулярно линии расстановки (рисунок 17).

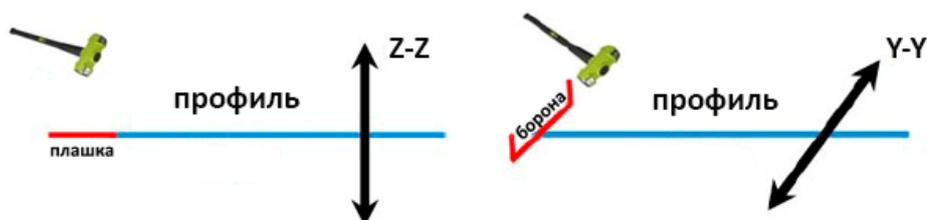


Рисунок 17 - Схемы наблюдений в инженерной сейсморазведке: Z-Z (слева) и Y-Y (справа).

Пункты приема располагались равномерно по профилю на расстоянии 2 м друг от друга, шаг пунктов возбуждения был равен 4 м. Использовались две расстановки по 48 каналов (94 м) с перекрытием в 12 каналов (22 м). Общая длина исследуемого профиля составила 166 м (рисунок 18).

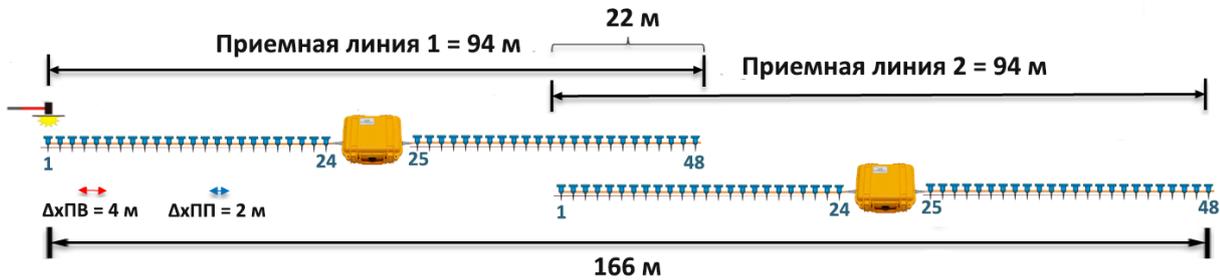


Рисунок 18 - Система наблюдений на тестовом профиле.

На рисунке 19 приведены примеры типичных сейсмограмм, полученных при регистрации по описанной выше системе наблюдений.

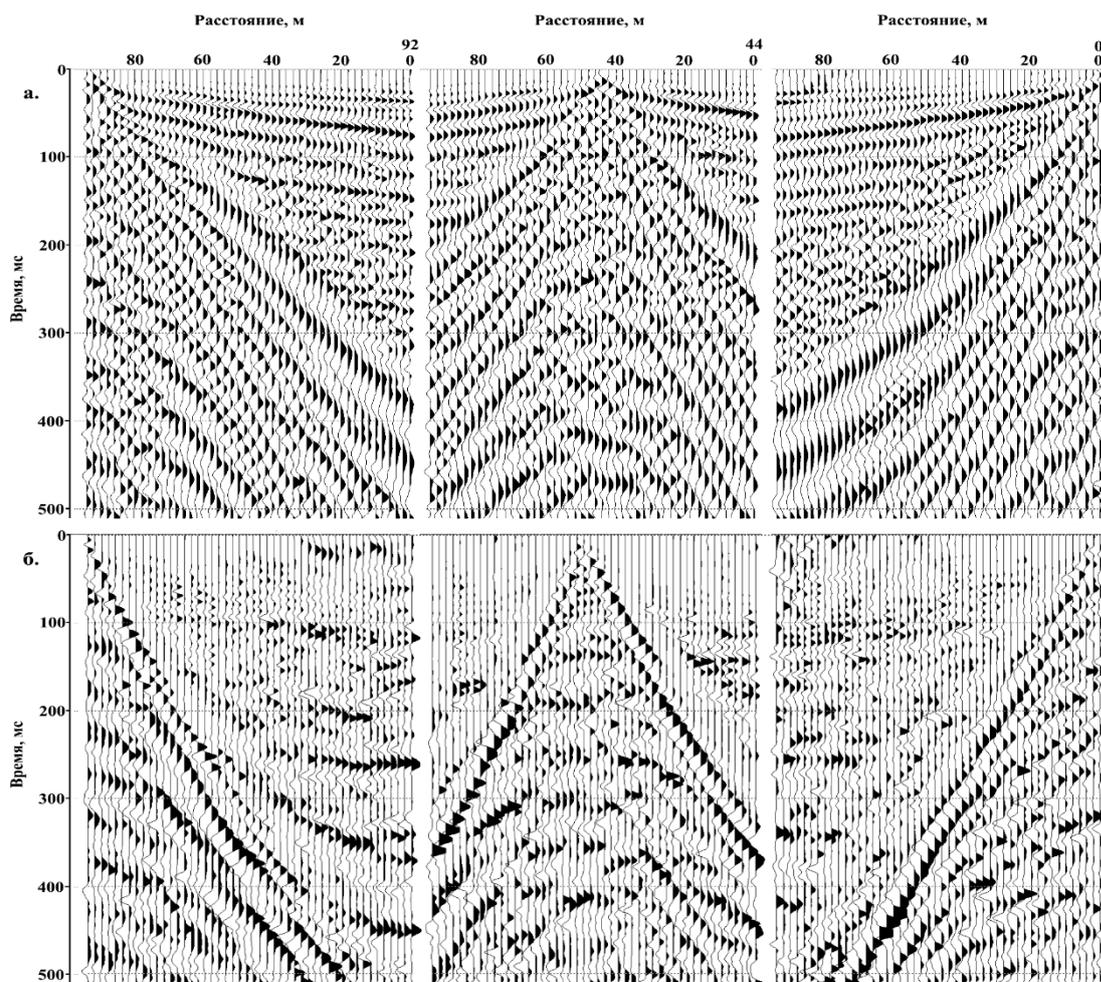


Рисунок 19 - Примеры полевых сейсмограмм; а - схема наблюдений Z-Z, б - схема наблюдений Y-Y.

С целью получения дополнительной информации о геологическом строении изучаемого разреза были выполнены георадиолокационное профилирование и электроразведка в варианте электротомографии.

При проведении георадиолокации использовалось два комплекта георадаров «ОКО-2» (ООО «Логические Системы») с частотами 150 и 400 МГц (рисунок 20).



Рисунок 20 - Проведение тестовых работ методом георадиолокации (А), георадары «ОКО-2» с антеннами: 150 (Б) и 400 МГц (В).

По результатам проведенных тестов для обеспечения необходимой глубинности и разрешающей способности метода, были выбраны следующие параметры регистрации:

- шаг зондирования - не более 7 см;
- количество накоплений на каждой точке - 16;
- длина записи - 300 нс для АБ-400 и 400 нс для АБ-150.

Работы выполнены по стандартной методике на постоянной базе, в «старт-стопном» режиме. Пространственная привязка осуществлялась «по колесу», а сохранение данных во время съемки производилось на ноутбук.

Примеры радарограмм полученных на участке 0-50 м представлены на рисунке 21. Среднее значение диэлектрической проницаемости среды выбрано - 8.

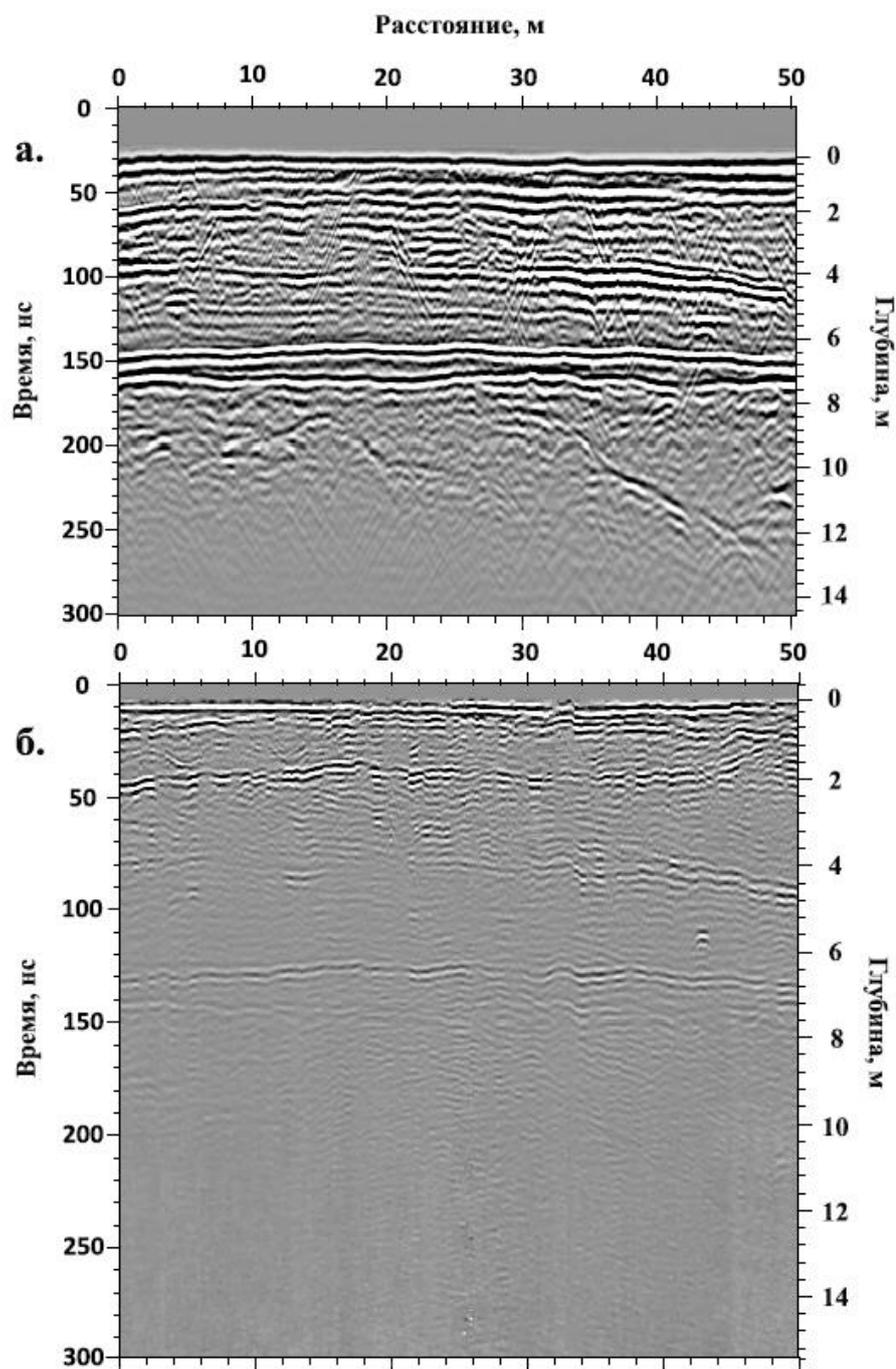


Рисунок 21 - Примеры полевых радарограмм, полученных на участке профиля 0-50 м с антеннами 150 МГц (а) и 400 МГц (б)

В ходе наблюдений методом электротомографии использовалась многоканальная многоэлектродная электроразведочная станция СКАЛА-48 (ООО «Конструкторское Бюро Электротометрии»), предназначенная для выполнения электроразведочных работ методами сопротивлений и вызванной поляризации в режимах электрического профилирования, вертикального электрического зондирования и электротомографии (рисунок 22).

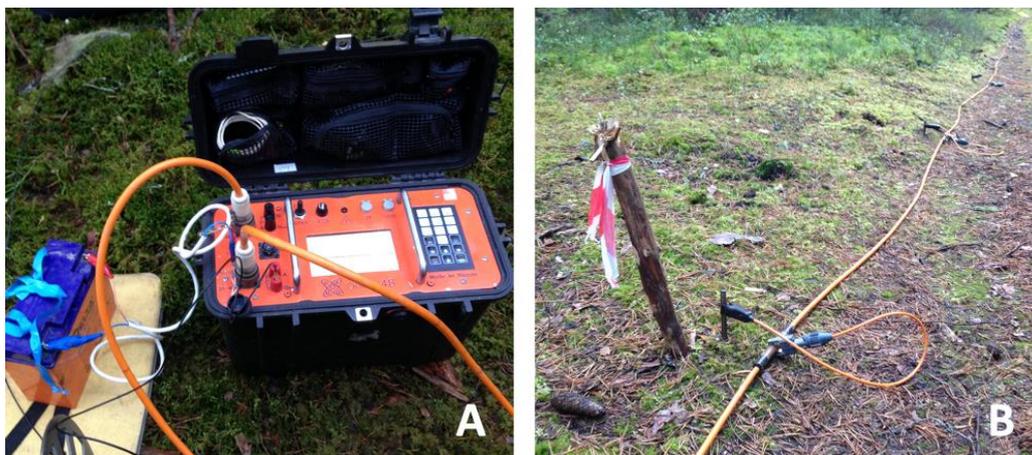


Рисунок 22 - Внешний вид электроразведочной станции СКАЛА-48 (А).
 Электроразведочная коса и титановый электрод с соединителем «коса-внешний электрод» (В).

Положение электродов на профиле совпадало с положением сейсмоприемников (расстояние между соседними электродами - 2 м). Последовательность проведения измерений (протокол измерений) была создана с использованием программы ZondProtocol. Измерения выполнялись установками Шлюмберже и трехэлектродной (комбинированной). Примеры записи протоколов опроса электродов приведены на рисунке 23.

При измерениях по схеме Шлюмберже расстояние между приемными электродами MN изменялось от 1 м до 5 м, расстояние между питающими электродами АВ увеличивалось от 3 до 94 метров. Протокол полного цикла измерений включал 571 значение. При измерениях по схеме трехэлектродной установки расстояние между приемными электродами MN также изменялось от 1 м до 5 м, расстояние от питающего электрода до центра между приемными электродами АО увеличивалось от 1,5 до 38,5 метров. Протокол полного цикла измерений включал 1410 значений.

При измерениях комбинированной установкой протокол полного цикла измерений включал соответственно 1981 измерение.

При выполнении работ использовались две герметичные 24-х электродные косы (ООО «ГеофизПоиск») с линейным расстоянием между соседними электродами 2,5 метра, в качестве электродов заземления использовались титановые стрежни. Перед началом работ места заземлений поливались концентрированным рассолом NaCl, после этого выполнялось измерение переходных сопротивлений электродов в косе.

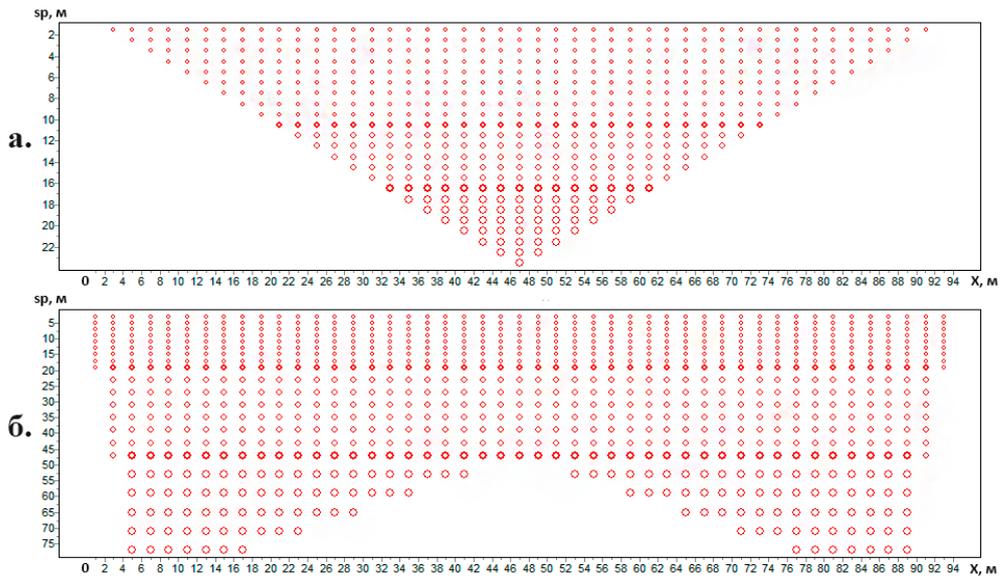


Рисунок 23 - Протоколы для установок Шлюмберже (а) и трехэлектродной (б).

Примеры полученных псевдоразрезов наблюдаемых кажущихся сопротивлений представлены на рисунке 24.

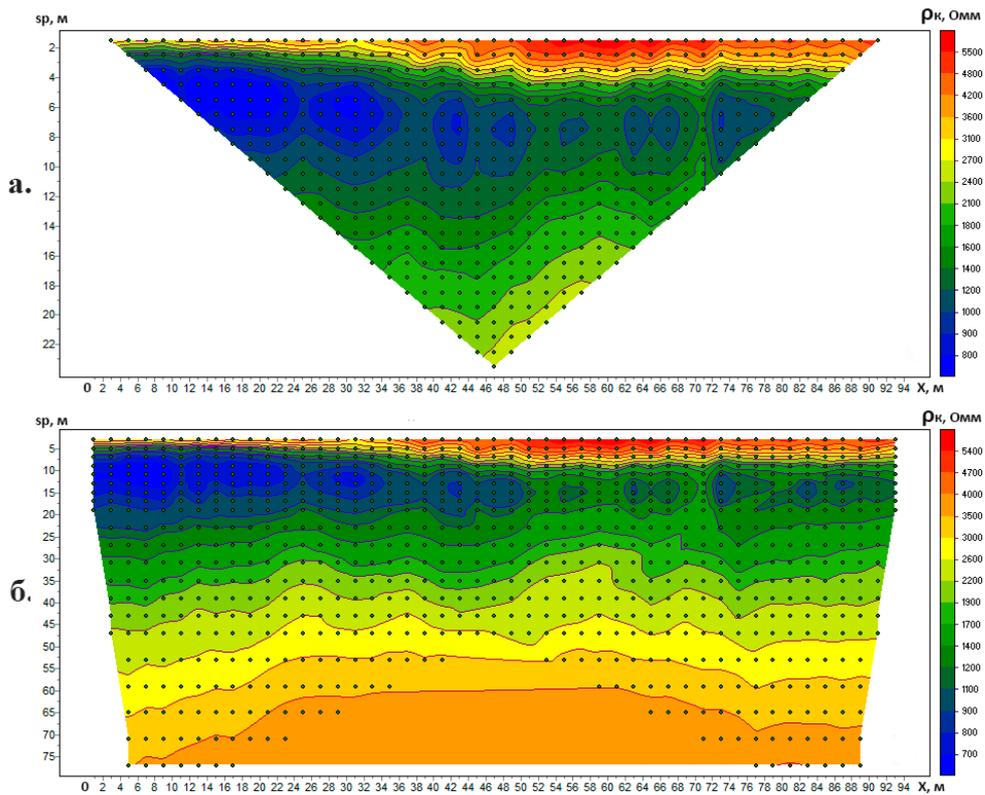


Рисунок 24 - Псевдоразрезы наблюдаемых значений УЭС для установок Шлюмберже (а) и трехэлектродной (б).

2.3 Обработка данных

2.3.1 МОВ-ОГТ на поперечных волнах

Обработка данных МОВ-ОГТ проводилась по графу, который по сути представляет собой сокращенную последовательность обработки данных нефтяной сейсморазведки. Это связано с невозможностью адаптировать большинство процедур к изучению верхней части разреза. Данный граф включал в себя следующие этапы:

- введение полевых сейсмограмм в обрабатывающую систему и присвоение геометрии наблюдений;
- вычитание «левых» и «правых» ударов;
- предобработка: регулировка уровня записи, фильтрация (согласованная и обратная) и пространственно-временная фильтрация;
- сортировка по ОГТ и скоростной анализ;
- ввод кинематических поправок и их коррекция;
- суммирование по ОГТ;
- обработка полученного временного разреза;
- переход от временного представления разреза к глубинному.

Обработка материалов выполнялась с использованием программного обеспечения RadExPro, адаптированного под обработку инженерных данных МОВ-ОГТ.

После ввода данных осуществлялась процедура присвоения геометрии наблюдений, под которой понимается заполнение значений всех необходимых заголовков, которые будут использоваться при дальнейшей обработке. Затем производилась процедура бинирования - присвоение сейсмическим трассам соответствующих номеров точек ОГТ. На рисунке 25 представлена схема наблюдений, а на рисунках 26 и 27 показано изменение кратности наблюдения по профилю, и гистограмма распределения бинов по кратности соответственно.

При использовании методики встречных ударов регистрировались как продольные, так и поперечные волны. При этом Р-волна является помехой, которую необходимо ослабить в результате процедуры вычитания «левых и «правых» ударов. На полученных сейсмограммах ОПВ поперечные волны находятся в противоположных фазах, что при последующем вычитании усиливает амплитуды S-волн относительно амплитуд Р-волн, которые вычитаются синфазно.

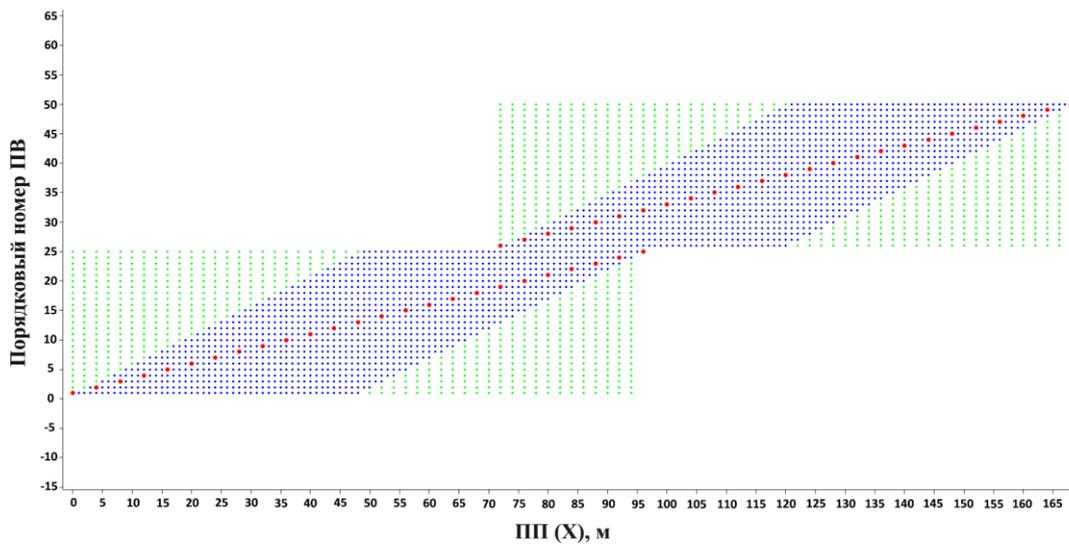


Рисунок 25 - Система наблюдений. Красные кружки координаты точек ПВ, зеленые - ПП, синие - ОГТ.

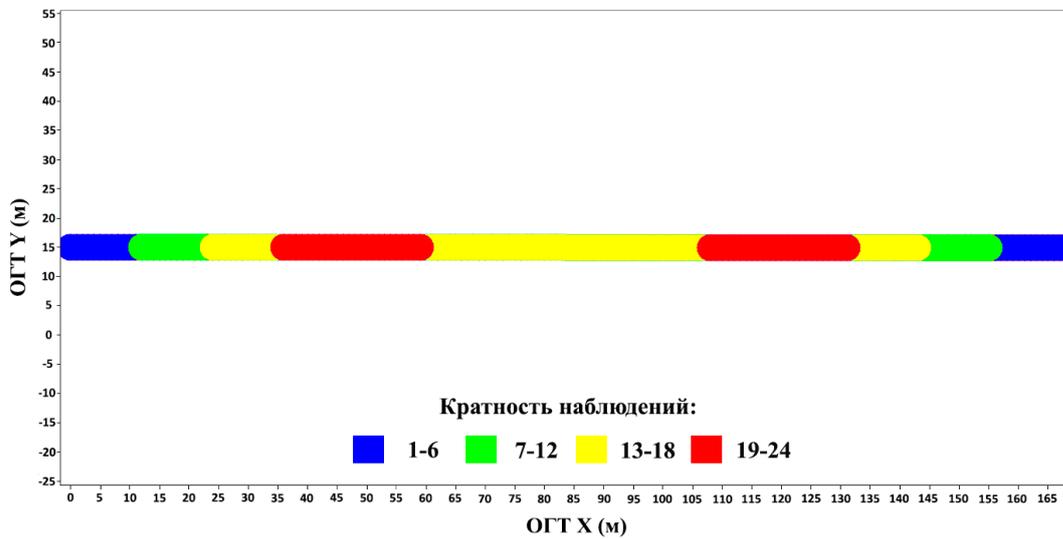


Рисунок 26 - Карта полной кратности для двух соседних расстановок.

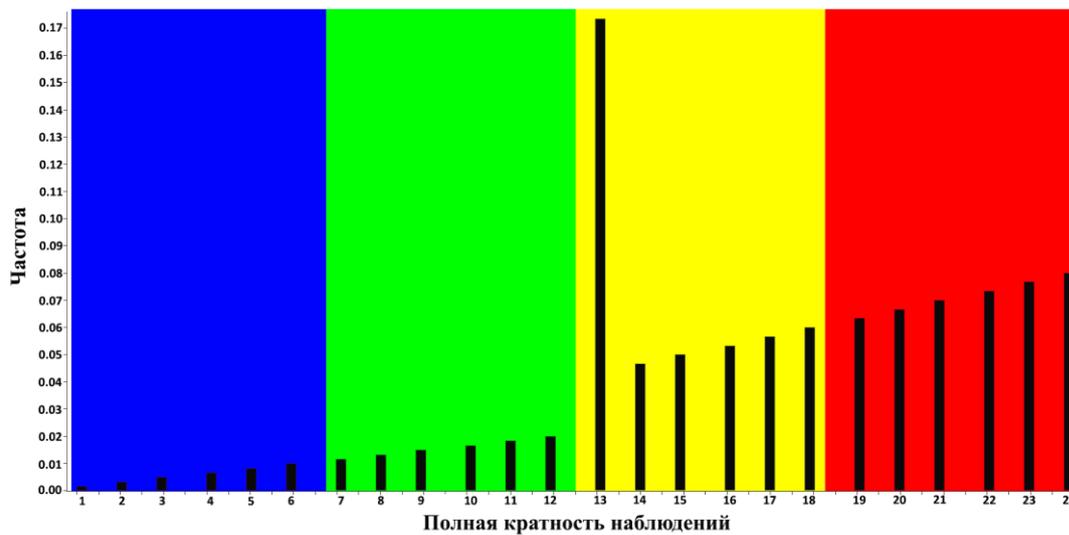


Рисунок 27 - Гистограмма распределения бинов по кратности.

На следующем этапе для того чтобы правильно ввести кинематические поправки и просуммировать сейсмические данные необходимо осуществить предварительную обработку материалов, направленную на выделение полезных волн.

Данная предобработка включала в себя устранение постоянной составляющей сигнала, автоматическую регулировку усиления (АРУ), широкополосную фильтрацию и F-K фильтрацию. Результат последовательного применения процедур показан на рисунке 28.

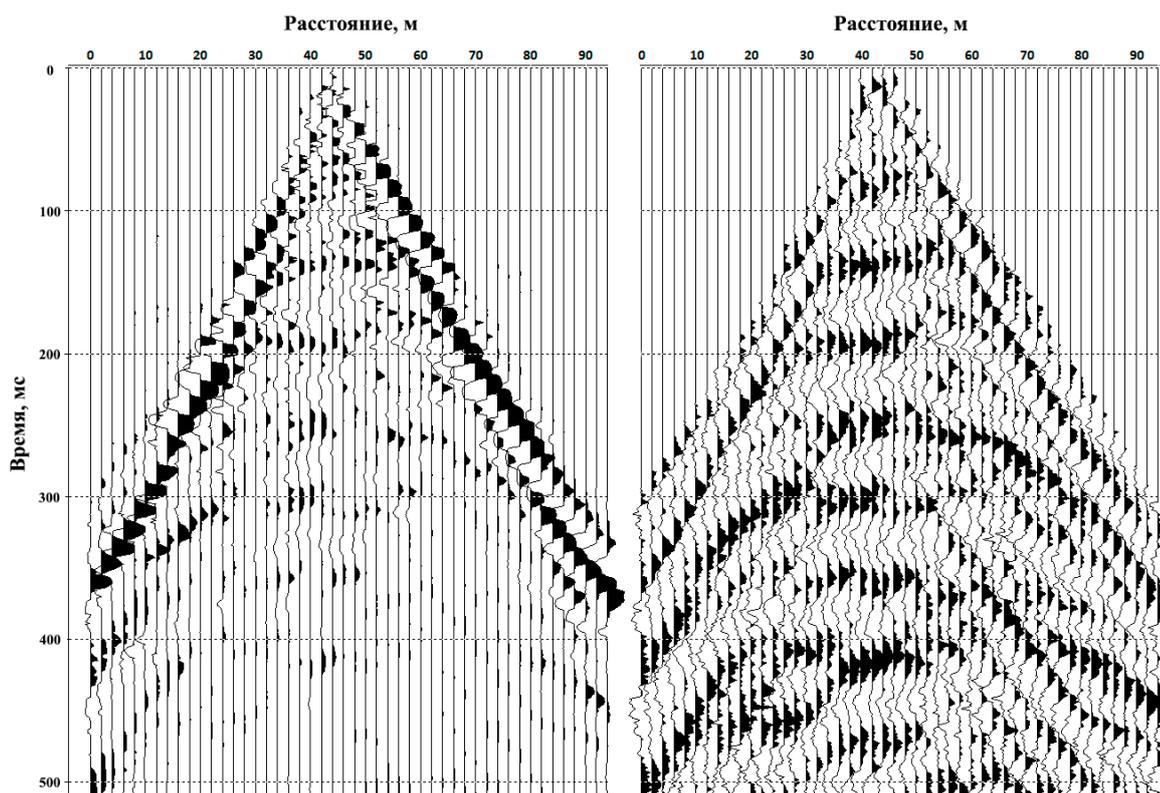


Рисунок 28 - Сейсмограмма ОПВ до обработки (слева) и после (справа).

Одной из основных особенностей волнового поля в малоглубинной сейсморазведке является наличие высокоинтенсивных поверхностных волн, распространяющихся непосредственно от пункта возбуждения в виде расходящегося цуга низкочастотных колебаний. На образование этих волн расходуется до 95% энергии ударного источника, в то время как на образование отраженных волн приходится около 5%. Очень часто в условиях малых глубин поверхностные волны могут иметь сходные характеристики с однократно отраженными поперечными волнами, и процедура разделения этих типов волн сложна и неоднозначна. Применение разнообразных фильтраций сейсмических данных (F-K фильтрация, фильтрация в « τ - p » области и др.) не позволяет полностью избавиться от звуковых, поверхностных и преломленных волн, а только подавляет их некоторые характеристики (Яковлев, 2011).

Непосредственно перед получением суммарного временного разреза следующими важными этапами обработки являются ввод априорных кинематических и статических поправок и их последующая коррекция.

Ввод априорной статики в инженерных малоглубинных исследованиях имеет больше отрицательных эффектов. Во-первых может быть потеряна значительная часть полезной записи, а во-вторых в результате этой процедуры часто удаляются реальные структуры и подчеркиваются ложные, образуя когерентные события из волн-помех (Санфиоров, 2012). По этому в данных условиях достаточно ровной площадки исследования ввод статических поправок не производился.

Ввод кинематических поправок при отсутствии априорной информации об исследуемом разрезе является наиболее сложной задачей, так как от этого непосредственно зависит достоверность выделения отражений от геологических границ.

Предварительно для повышения соотношения сигнал/шум и более уверенного выделения отраженных волн, несколько соседних сейсмограмм ОГТ объединялись в суперсейсмограммы. Шаг по точкам ОГТ составил 5 м, а число точек ОГТ в суперсейсмограмме - 10 (рисунок 29).

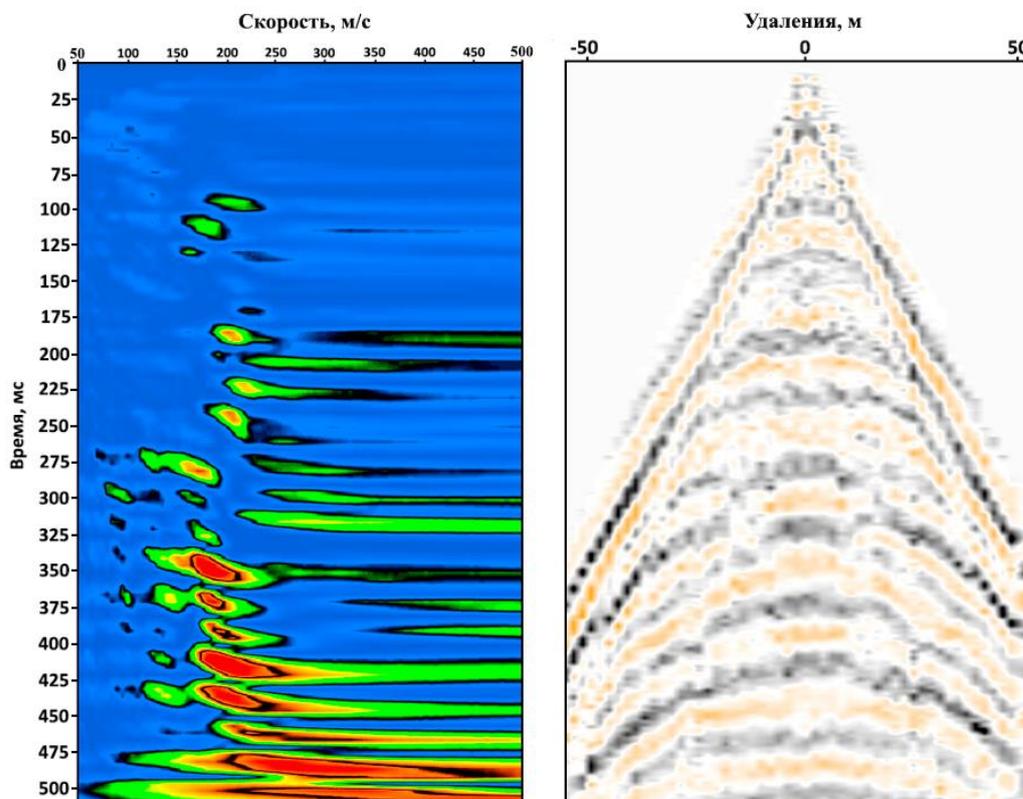


Рисунок 29 - Вертикальный спектр скоростей (слева) и суперсейсмограмма ОГТ (справа).

Нередко в инженерной сейсморазведке вертикальные спектры скоростей не пригодны для определения скоростного закона, так как значения преобладающих частот отраженных волн составляют примерно 10-70 Гц и радиусы кривизны годографов очень малы. Максимумы, соответствующие полезным отражениям, «размазываются» по горизонтали и сливаются с максимумами, обусловленными другими событиями. Имеют место ложные максимумы, которые соответствуют осям синфазности поверхностных волн (при малоглубинных исследованиях кинематика поверхностных волн близка к кинематике отраженных) и результатам интерференции нескольких типов других волн (Тучков, 2013).

В случае, когда провести вертикальный скоростной анализ невозможно, скорости определяются вручную с помощью аппроксимации теоретической гиперболой (Романов, Молдаков, 2017). Другим часто используемым подходом является использование лишь одной скорости для всех отраженных волн. Основанием для этого служит то, что при небольших удалениях контраст эффективных скоростей для малых глубин незначительный. Таким образом, при введении кинематических поправок, рассчитанных по постоянной скорости, отраженные волны недоспрямяются или переспрямяются незначительно, и это практически не влияет на результат после суммирования по ОГТ (Тучков, 2013). В самых неблагоприятных ситуациях, при критически низком соотношении сигнал/помеха, наиболее результативно сопоставление априорной геологической модели или данных по другим геофизическим методам с набором сумм ОГТ.

После получения в том или ином виде скоростного закона осуществляется ввод кинематических поправок в каждую сейсмограмму ОГТ. Хорошо известно (Боганик, Гурвич, 2006), что введение кинематических поправок вызывает растяжение сигнала во временной области. Поэтому на практике принято обнулять трассы, на которых сигнал растягивается более чем на 30%. Данный факт накладывает определенные ограничения на длину приемной расстановки, при достижении некоторого значения которой, дальнейшее ее удлинение не приводит к росту суммируемых трасс (Ли, Владов, 2012). Кроме того, из-за растяжения сейсмического сигнала после ввода кинематических поправок приповерхностные отражения теряют 20-30% своей высокочастотной составляющей, что еще больше усложняет их выделение (Санфиоров, 2012).

Далее выполнялось суммирование по ОГТ: все трассы в сейсмограмме ОГТ суммируются в одну трассу. Совокупность всех этих трасс представляет собой временной разрез (рисунок 30).

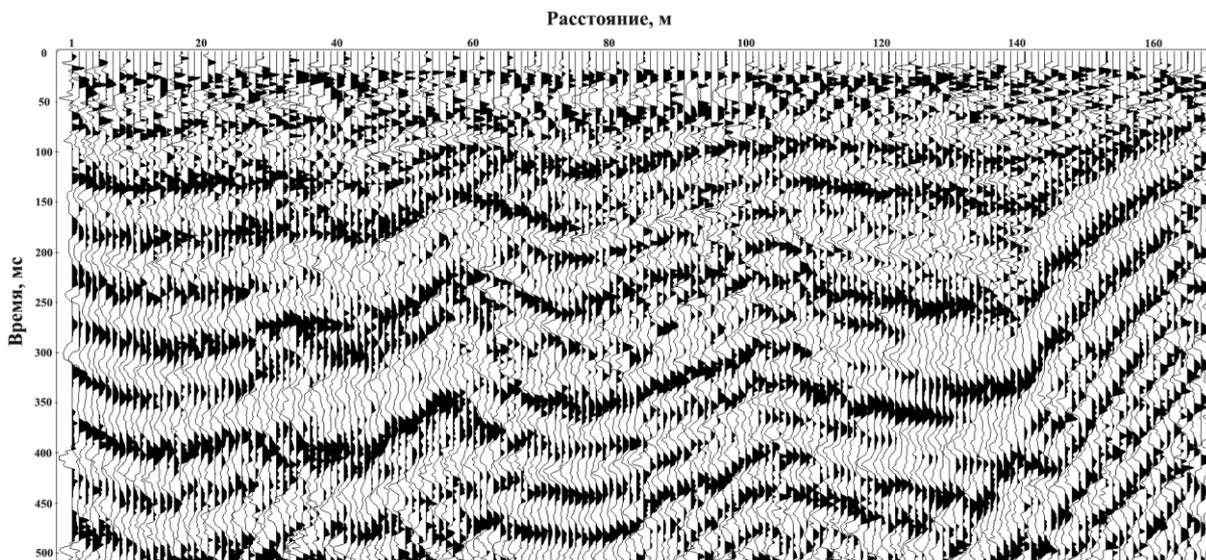


Рисунок 30 - Суммарный временной разрез с использованием поперечных SH-волн.

Обработка полученного временного разреза выполнялась с использованием следующих процедур: для усиления когерентности отражений осуществлялась F-X деконволюция, а для подавления случайных шумов и остаточных волн-помех - F-K фильтрация. Затем использовалась узкополосная фильтрация и финальная регулировка усиления. Окончательный временной разрез изображен на рисунке 31.

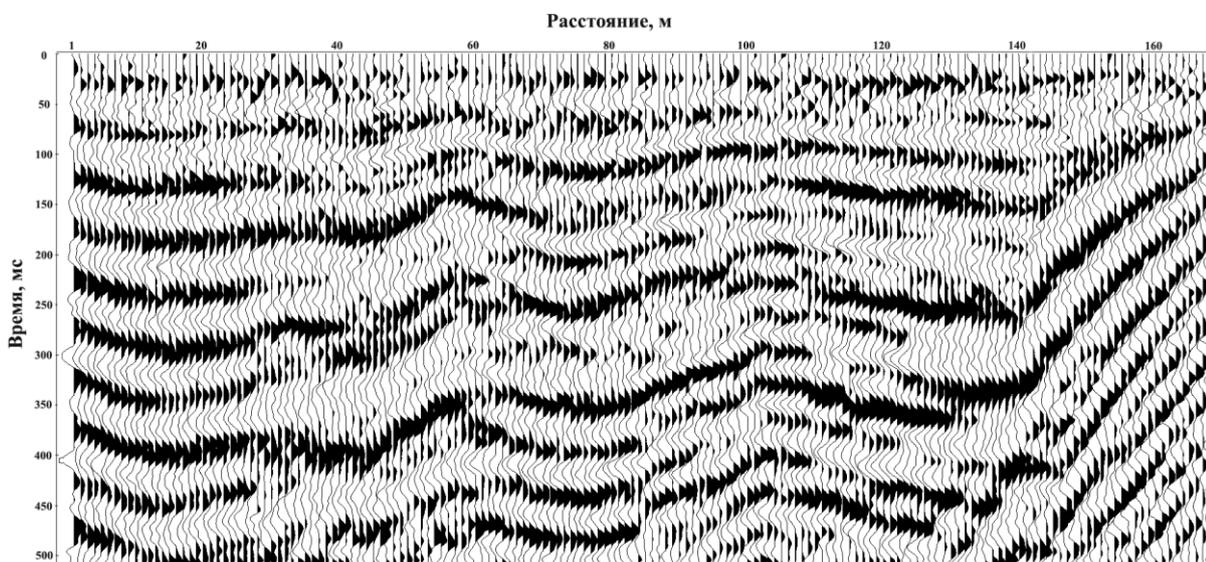


Рисунок 31 - Итоговый временной разрез после обработки.

Завершающим этапом обработки данных являлся переход от временного представления разреза к глубинному на основании скоростей поперечных SH-волн, полученных ранее в результате скоростного анализа (рисунок 52).

2.3.2 МПВ (сейсмическая томография)

Обработка материалов, полученных по методу преломленных волн проводилась в программном пакете ZondST2D, предназначенном для двумерной обработки и интерпретации данных инженерной сейсморазведки.

На начальном этапе выполнялась суммирование сейсмограмм и введение поправок за коррекцию значений отметки момента, а также ввод геометрии наблюдений.

Затем анализировался частотный состав сигнала и соотношение сигнал/помеха, при необходимости выполнялась полосовая фильтрация данных (рисунок 32). Алгоритм фильтрации действует в частотной области и реализуется путем умножения преобразования Фурье трассы на частотную характеристику цифрового фильтра. Задается последовательный набор из двух частот сигнала со стороны нижних частот и двух со стороны верхних частот. Склоны фильтра формируются линейной весовой функцией (Yilmaz, 1987).

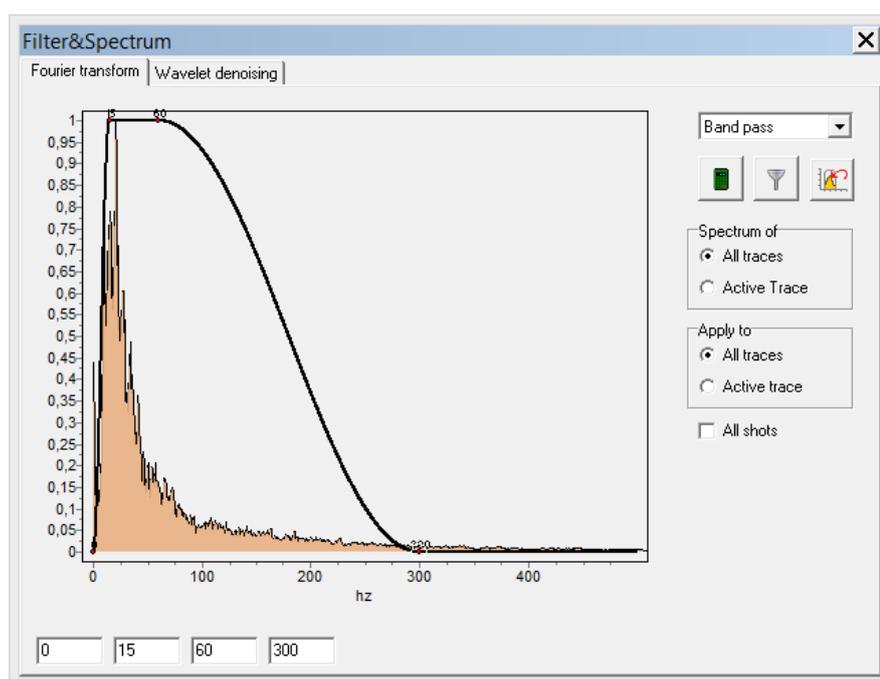


Рисунок 32 - Подавление высокочастотных помех при помощи полосовой фильтрации.

На следующем этапе осуществлялось выделение времен первых вступлений (пикирование) и построение годографов (рисунок 33). Для контроля качества корреляции использовалось совместное представление взаимных трасс и годографов. В ходе обработки годографы сводились по взаимным временам. Критерием качества

пикирования являлось среднее расхождение по взаимным временам для всей расстановки.

Особое внимание было уделено анализу общего качества полученных данных и сейсмических записей во взаимных точках, а также оценке возможности непрерывного прослеживания целевых волн.

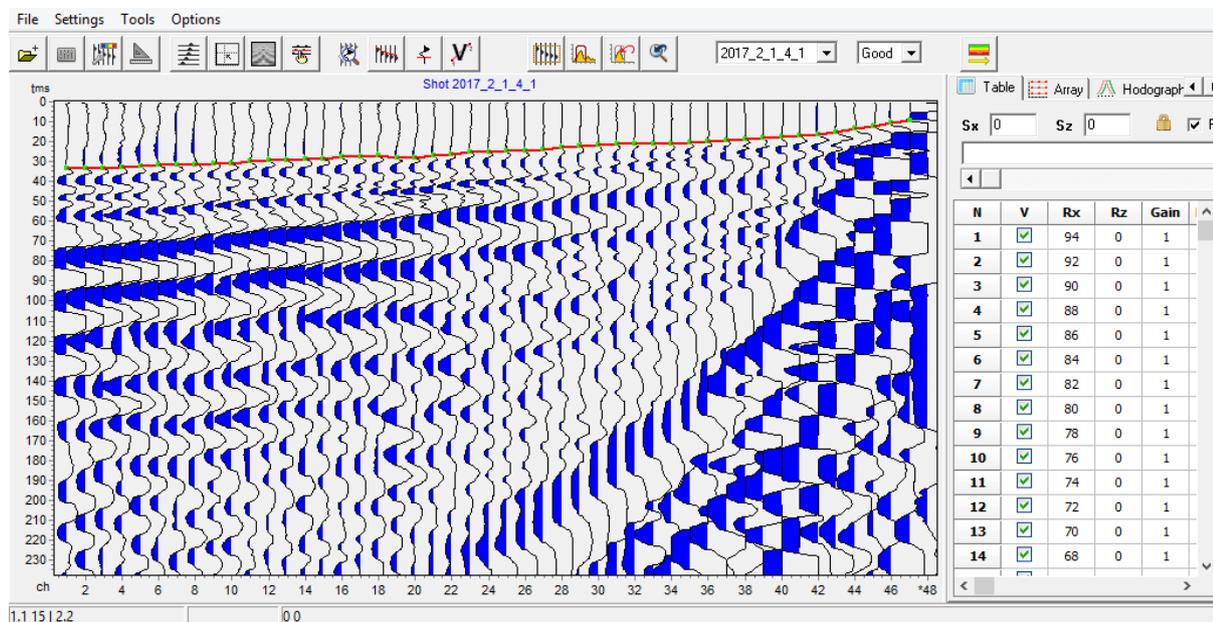


Рисунок 33 - Прослеживание времен первых вступлений продольных волн.

Заключительным этапом обработки полученных материалов являлось построение двумерного распределения скоростей полезных волн методом сейсмической томографии. Процесс получения скоростного изображения геологической среды включал в себя определение начальной модели и томографическую инверсию.

Создание начальной модели состоит из трех важных процедур: определение максимальной глубины модели, задание дискретизации модели (размер и геометрия ячеек) и определение параметров и распределений скоростей в начальной модели.

Качество исходной модели и глубина исследования обычно оцениваются экспериментально, но могут быть оценены и количественно по параметрам интегральной чувствительности (S), качества модели (Q) и глубины исследования (DOI index). При этом параметры Q , S и DOI index меняются в пределах от 0 до 1, и, чем ближе для данного участка модели значение чувствительности и качества модели к 1, тем более достоверны данные в этой части модели. Области, где значения DOI index близки к 0 считаются наиболее достоверными. Описанные параметры представлены на рисунке 34.

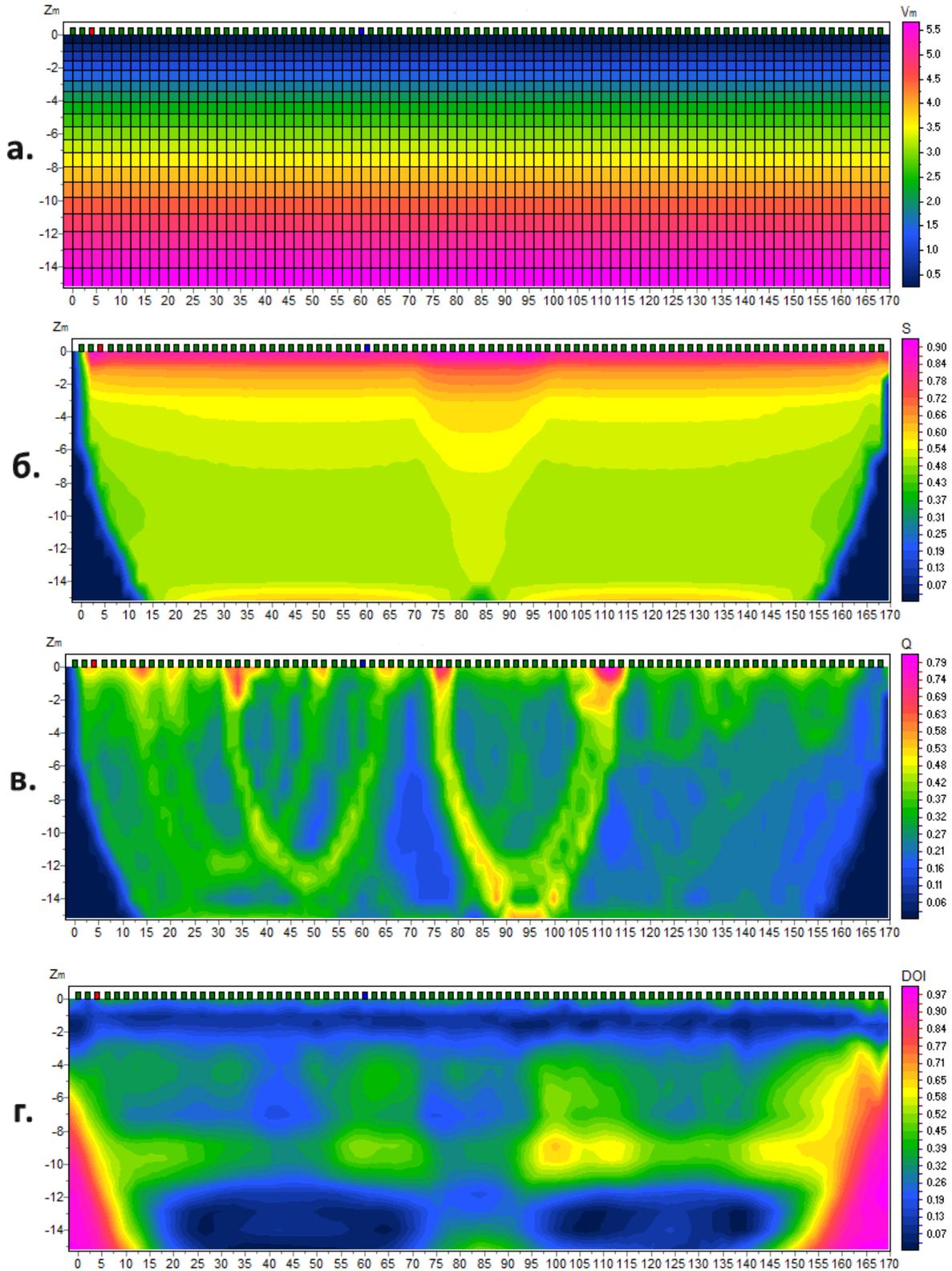


Рисунок 34 - Стартовая модель (а) и параметры оценки качества модели: интегральная чувствительность S (б), параметр качества модели Q (в) и параметр глубины исследования DOI (г).

Затем определяется геометрия ячеек: количество узлов между соседними сейсмоприемниками (как правило не более 1), толщина первого слоя, количество слоев и инкремент увеличения мощности слоев с глубиной.

Последним параметром является значение скорости в верхней и нижней части модели, при этом скорость изначально линейно возрастает с глубиной. В данном случае значение скорости выбрано в диапазоне от 0.2 до 5.7 км/с.

Критерием правильности выбранной стартовой модели служит значение минимальной невязки между рассчитанными годографами для начальной модели и наблюдаемыми данными.

На этапе томографической инверсии применялся итерационный подход к процессу решения прямой задачи, определению параметров решения обратной задачи и восстановлению двумерного распределения скорости на основе алгоритма Оккама. В процессе инверсии осуществлялся последовательный переход от восстановления глобального скоростного тренда и аномалий крупного размера к восстановлению локальных малоразмерных особенностей и истинного скоростного распределения среды. Для этого при решении обратной задачи каждый раз определялись параметры регуляризации и сглаживания модели с общей тенденцией к последовательному их уменьшению (рисунок 35).

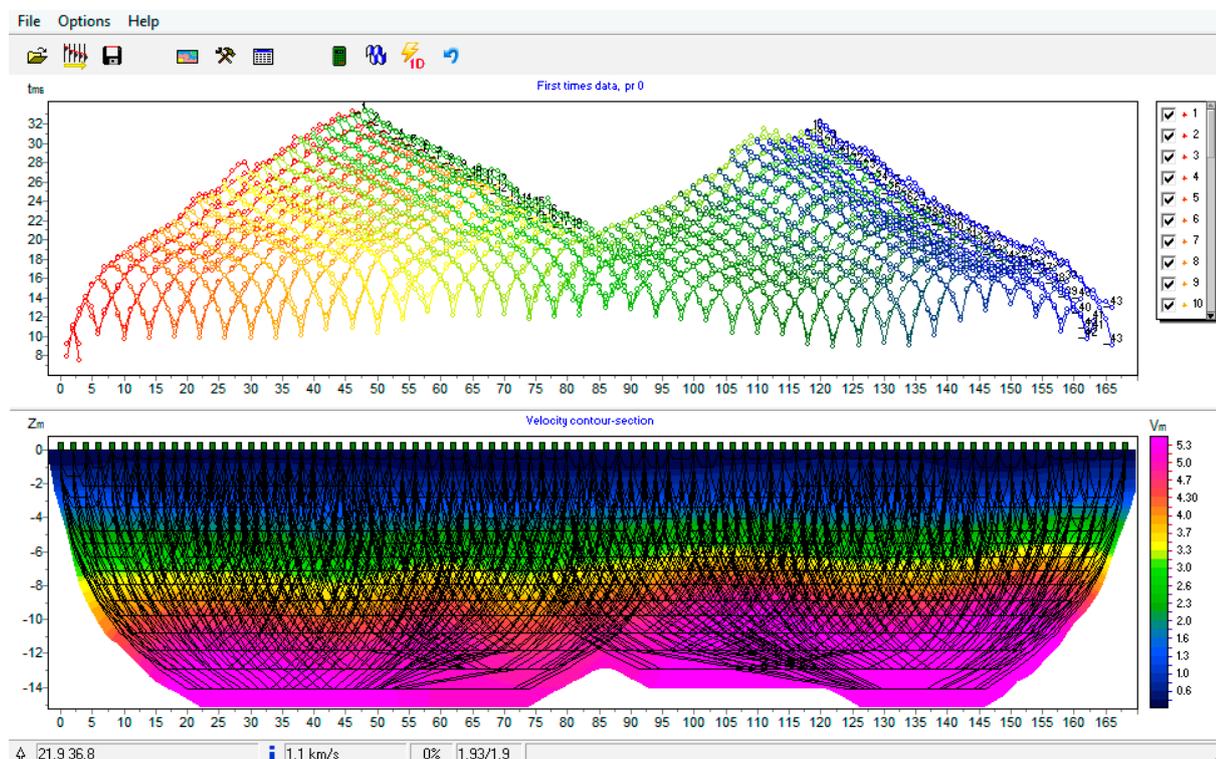


Рисунок 35 - Этап подбора скоростной модели методом томографической инверсии.

В процессе томографического обращения особое внимание уделялось графику зависимости невязки от увеличения количества итераций (рисунок 36). Прекращение уменьшения (или дальнейшее незначительное падение) невязки между рассчитанными и наблюдаемыми годографами служило сигналом к остановке томографической инверсии. Получение слишком низких значений невязки может приводить к появлению искажений на скоростном разрезе.

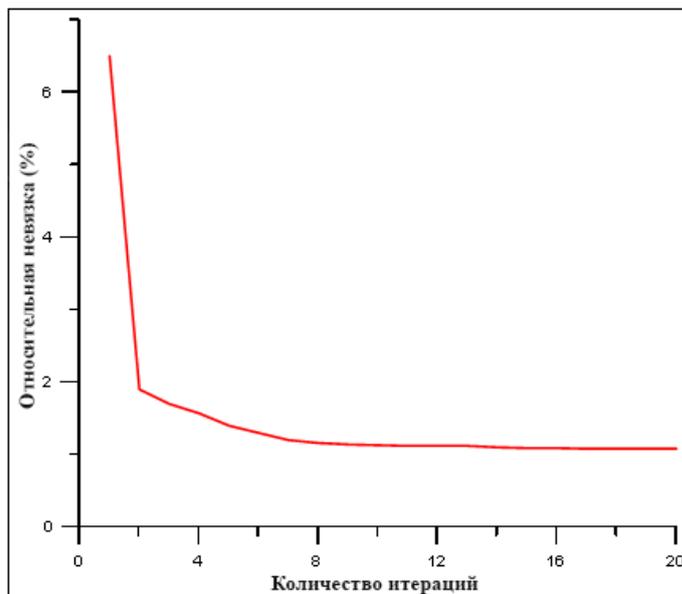


Рисунок 36 - Зависимость относительной невязки от количества итераций.

2.3.3 МПВ (способ t_0 и разностного годографа)

При обработке использовался модуль «Layered Inversion» программы ZondST2D (рисунок 37), позволяющий моделировать времена прихода отраженных и преломленных волн, а также решать обратную задачу в рамках произвольной горизонтально-слоистой среды.

Достаточно часто в скальных породах происходит увеличение скорости с глубиной и вместо преломленной волны наблюдается преломленно-рефрагированная волна, проникающая на некоторую глубину под границу раздела. В этом случае нарушается подобие нагоняющих годографов и если по этим годографам строить преломляющую границу, то может возникнуть заметная погрешность. Для ее исключения наблюдаемые годографы преломленно-рефрагированной волны приводятся к годографам соответствующей преломленной волны за счет введения поправок. Не учет поправки за рефракцию приводит к сглаживанию деталей рельефа преломляющей границы (Боганик, Гурвич, 2006).

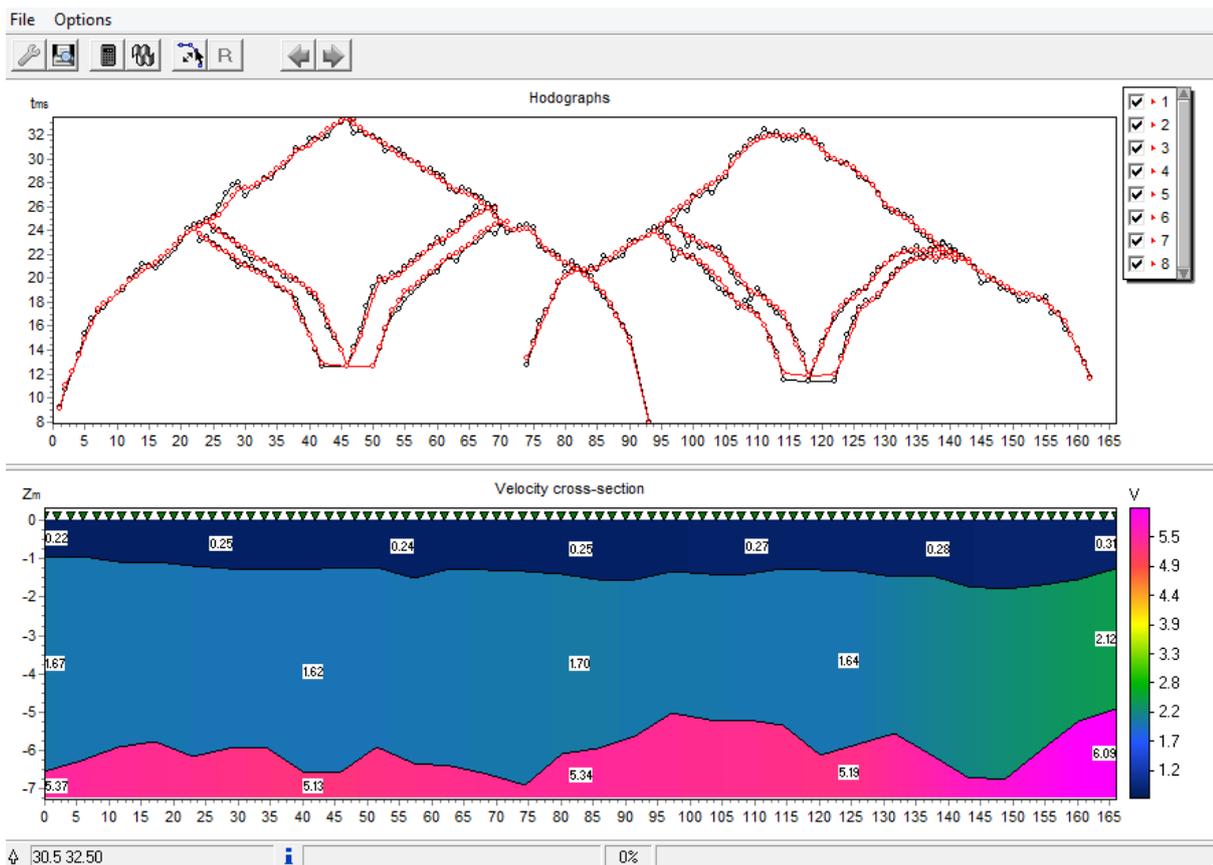


Рисунок 37 - Рабочее окно модуля «Layered Inversion». В верхней части расположены наблюдаемые (черные) и расчетные (красные) годографы первых вступлений, в нижней - скоростной разрез.

Как отмечено в работе Телегина (2017) в отечественной сейсморазведке традиционно рассматривается распространение преломленных волн по поверхности преломляющего слоя. Однако поверхность слоя имеет нулевую мощность, и, следовательно, по ней распространяется нулевая энергия, реальное распространение преломленных волн происходит в преломляющем пласте с выходом энергии через его кровлю. Поэтому, в отличие от классического способа t_0 , в данном модуле реализовано более точное решение задачи, предполагающее, что волна не «скользит» по границе, а идет по пути с наименьшим пробегом согласно принципу Ферма.

Необходимо также учитывать изменения скорости в пределах слоя, особенно при инженерно-геологических изысканиях, где изменения скорости по латерали бывают так же существенны, как и с глубиной (Горяинов, 1992).

Обработка данных велась по следующему алгоритму: вначале загружаются прослеженные годографы первых вступлений с введенной геометрией наблюдений и рельефом поверхности измерений.

Затем на основе анализа годографов или другой имеющейся информации о исследуемом разрезе (например, данных по скважинам) выбиралась исходная модель среды - горизонтально слоистая среда с постоянной скоростью внутри каждого слоя. Важными параметрами начальной модели являются количество слоев, их мощности и градиент увеличения скорости с глубиной. Сложность геометрии изучаемых границ контролируется количеством узлов на границе.

В качестве исходной была выбрана следующая модель среды: первый слой представляет собой зону аэрации с скоростью распространения упругих волн $V_p=500$ м/с и мощностью $h=2$ м, второй - обводненные пески ($V_p=1500$ м/с, $h=6$ м) и третий - скальные породы (граниты-рапакиви) со скоростью $V_p=4500$ м/с и представляющий собой полупространство (рисунок 38).

После создания модели производилось ее тестирование. Для этого рассчитывалась прямая задача и изучалось лучевое покрытие, а также оценивалась невязка между наблюдаемыми (черные) и расчетными (красные) годографами (рисунок 38). Минимальная невязка свидетельствует о наибольшем соответствии стартовой модели реальной среде.

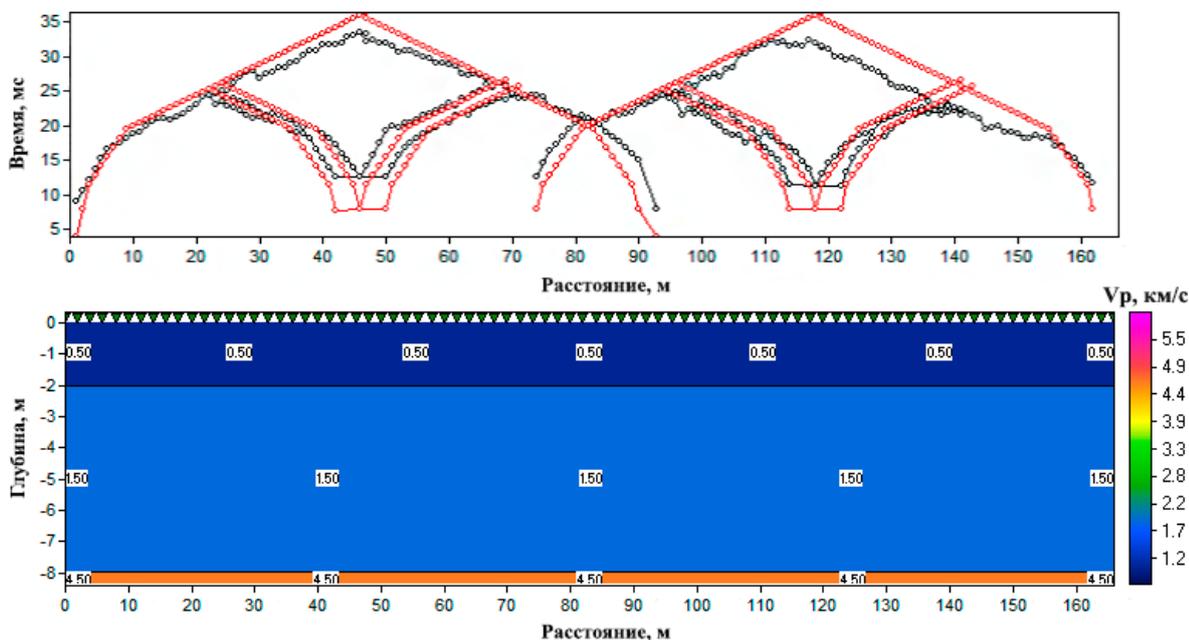


Рисунок 38 - Стартовая трехслойная модель исследуемого разреза (внизу) и результат расчета прямой задачи для нее (сверху).

На заключительном этапе выполняется инверсия данных. Она может быть выполнена только для геометрии границ (фиксируются скорости в слоях) или для распределения скоростей в слоях (фиксируются положения преломляющих границ) или одновременно и для границ, и для скоростей.

2.3.4 Метод многоканального анализа поверхностных волн (MASW)

Обработка поверхностных волн по методу MASW выполнялась в специализированном модуле программы ZondST2D.

На начальном этапе осуществлялись чтение и визуализация полученных сейсмограмм, сортировка необходимых трасс, мьютинг областей преломленных и отраженных волн и присвоение геометрии наблюдений (рисунок 39).

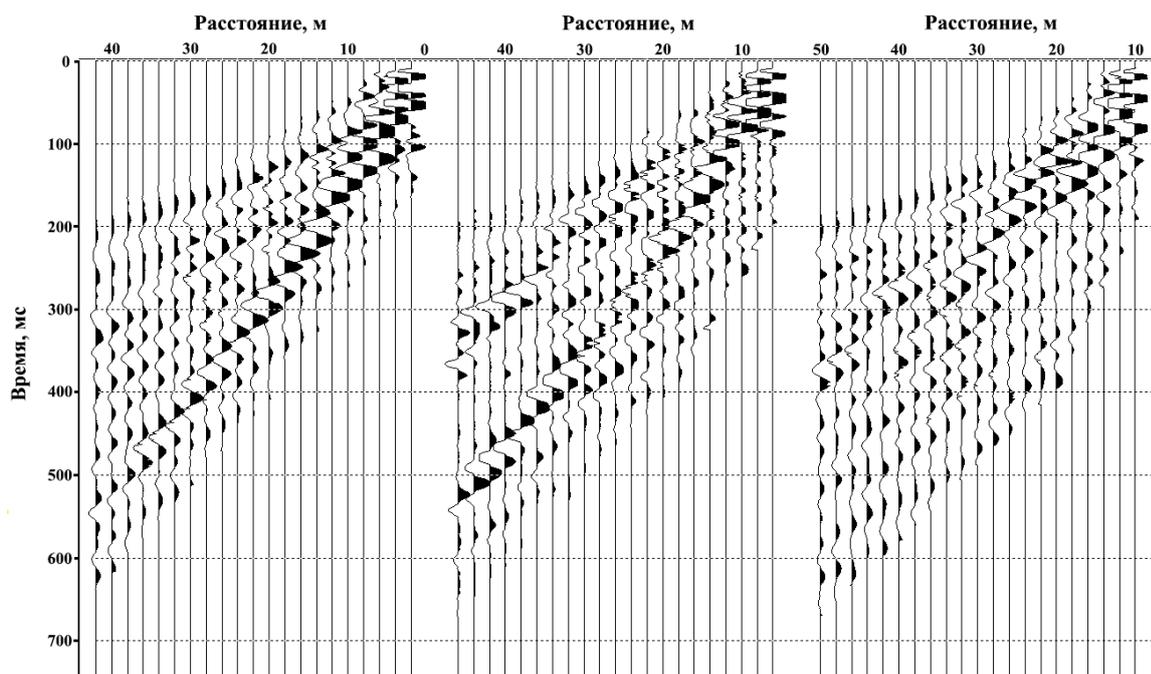


Рисунок 39 - Примеры сейсмограмм для обработки по методике MASW.

Затем выполняется дисперсионный анализ - на каждую имеющуюся сейсмограмму рассчитывается дисперсионное изображение, которое представляет собой обозначенную определенным цветом амплитуду сигнала в зависимости от фазовой скорости (или пространственной частоты) и частоты.

Анализ производится в частотной области, для этого предварительно при помощи прямого преобразования Фурье рассчитываются F-K или F-V спектры. Дисперсионная кривая извлекается из изображения путем пикировки фундаментальной и высших мод (если они присутствуют на дисперсионном изображении) по максимумам амплитуд. Типичный вид такого изображения представлен на рисунке 40.

Существует несколько алгоритмов для автоматического и полуавтоматического выделения дисперсионных кривых. Например, в программе ZondST2D реализован алгоритм, предложенный Паком в 1999 году.

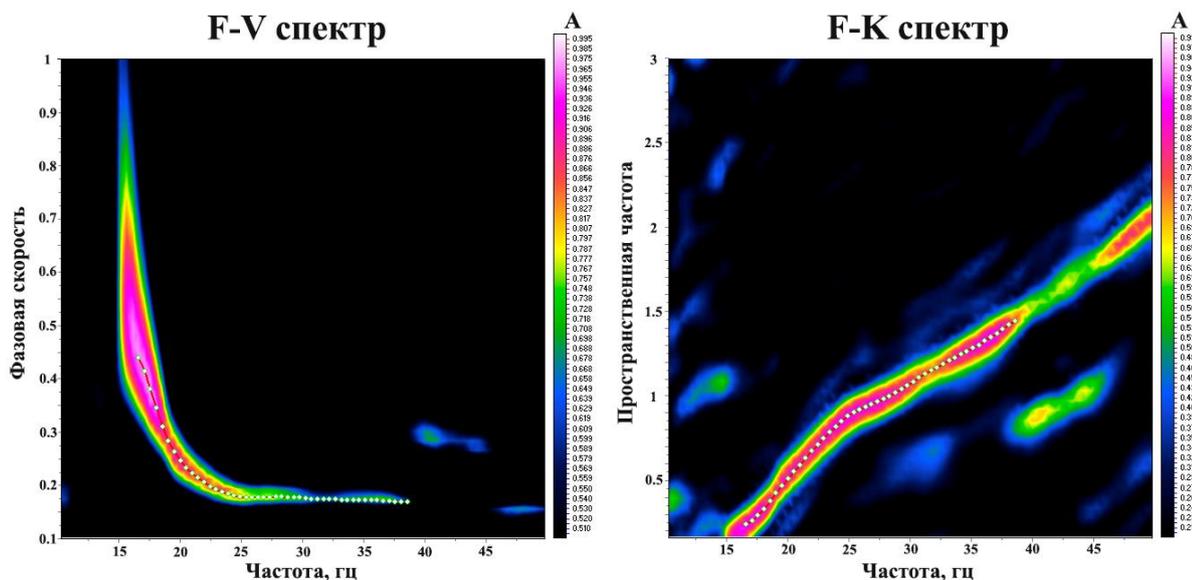


Рисунок 40 - Дисперсионное изображение в F-K и F-V спектрах. По максимумам амплитуд выделена фундаментальная мода.

На заключительном этапе выполняется инверсия данных - нахождения профиля поперечных скоростей, теоретическая дисперсионная кривая которого наиболее хорошо совпадает с измеренной кривой (рисунок 41).

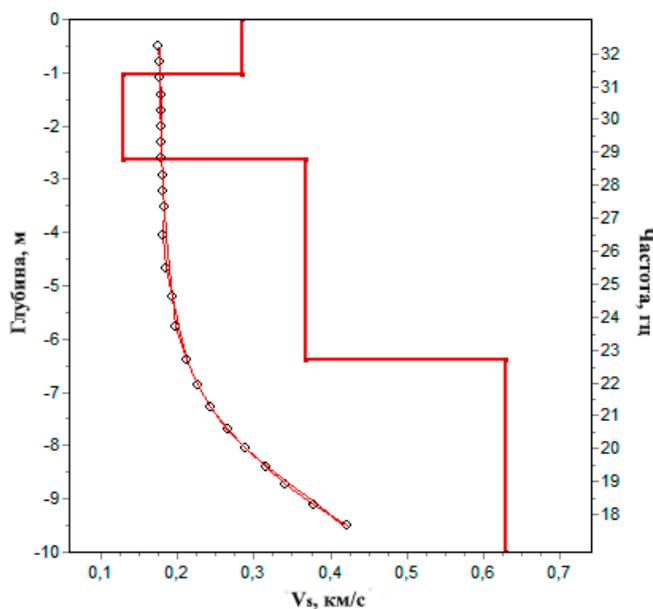


Рисунок 41 - Результат подбора дисперсионной кривой. Красная линия - теоретическая дисперсионная кривая, черная - наблюдаемая. Красная жирная линия - кривая изменения скорости V_s с глубиной.

Решение обратной задачи осуществляется за счет многократного решения прямой задачи, то есть вычисления дисперсионной кривой. Для горизонтально-слоистой модели дисперсионная кривая может быть рассчитана методом Кнопофа.

Обратная задача, т.е. нахождение корней V_s и h дисперсионного уравнения (20), может быть решена различными способами (Голярчук и др., 2017). Наиболее часто используется инверсия по уже упомянутому ранее алгоритму Оккама, адаптированного для получения гладкого и кусочно-гладкого распределения параметров.

Профиль скоростей поперечных волн может быть отнесен либо к середине приемной расстановки (например, как в RadExPro), либо к геометрическому среднему всех центров пар источник-приемник (например, в как ZondST2D) или к точке, составляющей $1/4$ длины приемной линии со стороны пункта возбуждения. Считается, что последние два варианта наиболее адекватны и хорошо согласуются с результатами других геофизических методов изучения геологического строения ВЧР (Молдаков, Романов, 2014). Таким образом, для одного положения приемной расстановки существует возможность получения дисперсионных кривых в количестве, равном числу пунктов возбуждения.

Двумерный профиль скоростей поперечных волн строится путем интерполяции данных между полученными вертикальными профилями.

2.3.5 Электротомография

Для анализа качества полученных материалов и их первичной обработки использовалась программа ZondProtocol, предназначенная для создания протоколов измерений, визуализации и экспресс-обработки данных. Здесь выполнялось удаление явно завышенных или заниженных значений кажущегося удельного электрического сопротивления, не коррелирующих с остальными. Для оценки качества данных использовался специальный алгоритм, основанный на свойствах потенциала и принципе взаимности. На этом этапе производился расчет и оценка дисперсии измерений с последующей отбраковкой данных.

Далее, материалы, полученные по двум расстановкам на исследуемом профиле, объединялись в один проект. Кроме того, было выполнено совмещение измерений, выполненных установками Шлюмберже и трехэлектродной (комбинированной) в одну систему наблюдений (рисунок 42).

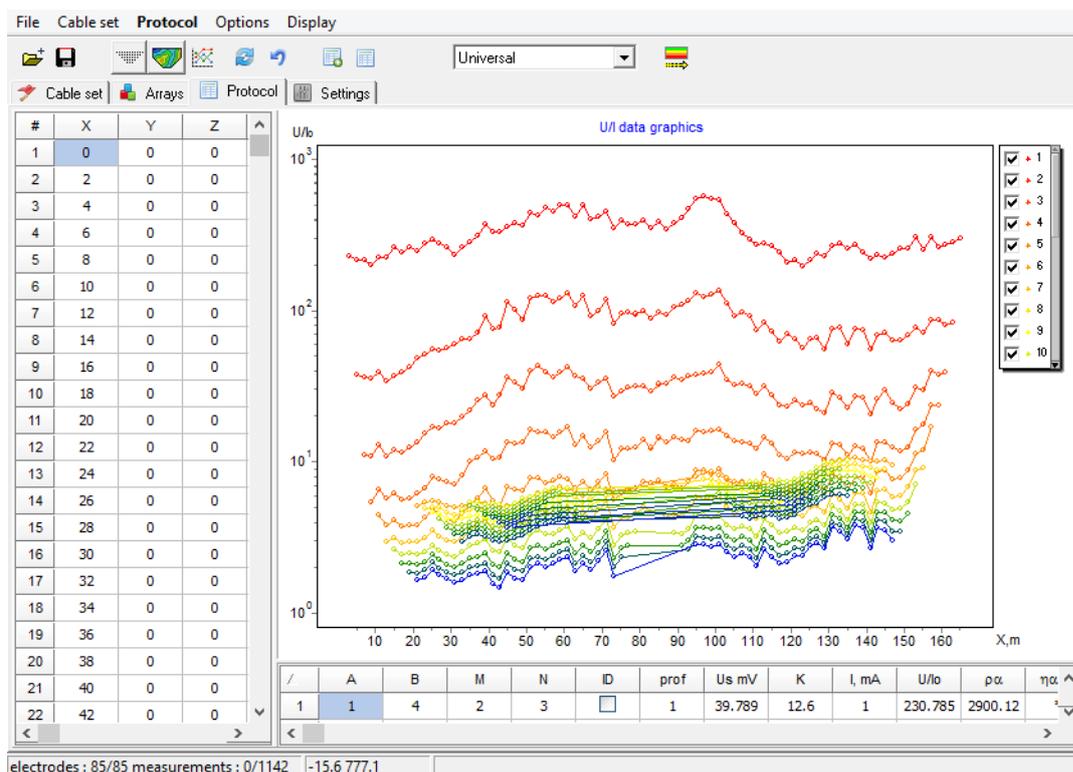


Рисунок 42 - Рабочее окно программы ZondProtocol. Графики наблюдаемых значений U/I , построенные по изоразносам в объединенном проекте по двум расстановкам.

На следующем этапе полученный файл экспортировался в программу ZondRes2D, где осуществлялась инверсия данных.

Программа ZondRes2D позволяет решать прямую и обратную задачи электротомографии. На вход программы подавалась таблица с координатами приемных и питающих электродов, значения нормированного на ток сигнала и дисперсия измерений. Затем формировалась стартовая модель среды и осуществлялась инверсия данных.

За начальную модель среды принималось однородное полупространство с УЭС равным среднему кажущемуся сопротивлению, рассчитанному по всем не отбракованным в процессе предобработки данным (рисунок 43). Минимальное расстояние между узлами модели по горизонтали (ширина ячейки) составляло 1 м. Вертикальный размер ячеек определялся мощностью первого слоя (0.5 м), параметром относительного утолщения ячейки по мере заглубления узла (1.1), количеством слоев (14) и глубиной задаваемой модели (14 м).

Далее, используя измеренные значения УЭС, осуществлялась инверсия данных по алгоритмам для получения распределения удельных сопротивлений среды (рисунок 44).

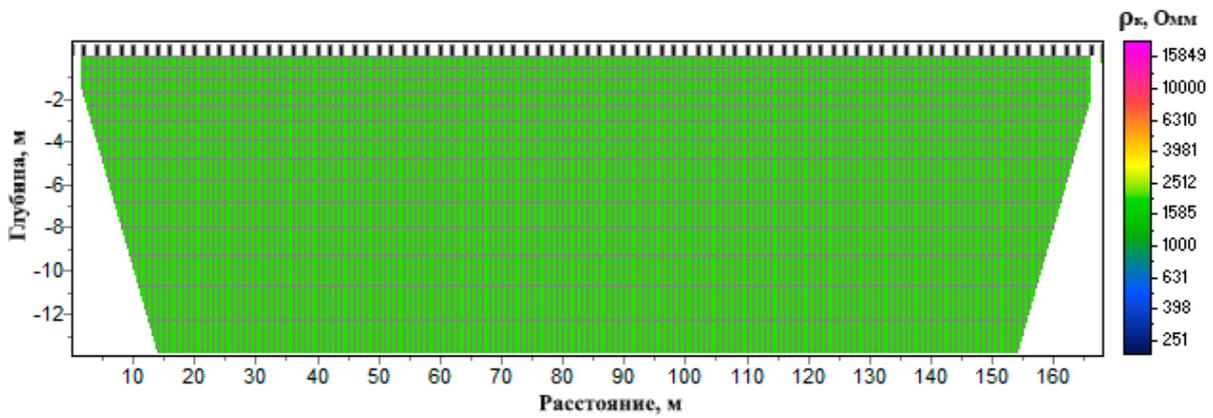


Рисунок 43 - Начальная модель для электротомографической инверсии.

Качество восстановления модели среды оценивалось по значению относительной невязки между наблюдаемыми и вычисленными значениями нормированного сигнала. Удовлетворительным считалось значение невязки менее 3%. Также сходимость между наблюдаемыми и вычисленными значениями оценивалась по каждому приемному и питающему диполям и каждому измерению. При необходимости выполнялась дополнительная отбраковка данных с последующей переобработкой и получением нового, не искаженного ошибками, геоэлектрического разреза.

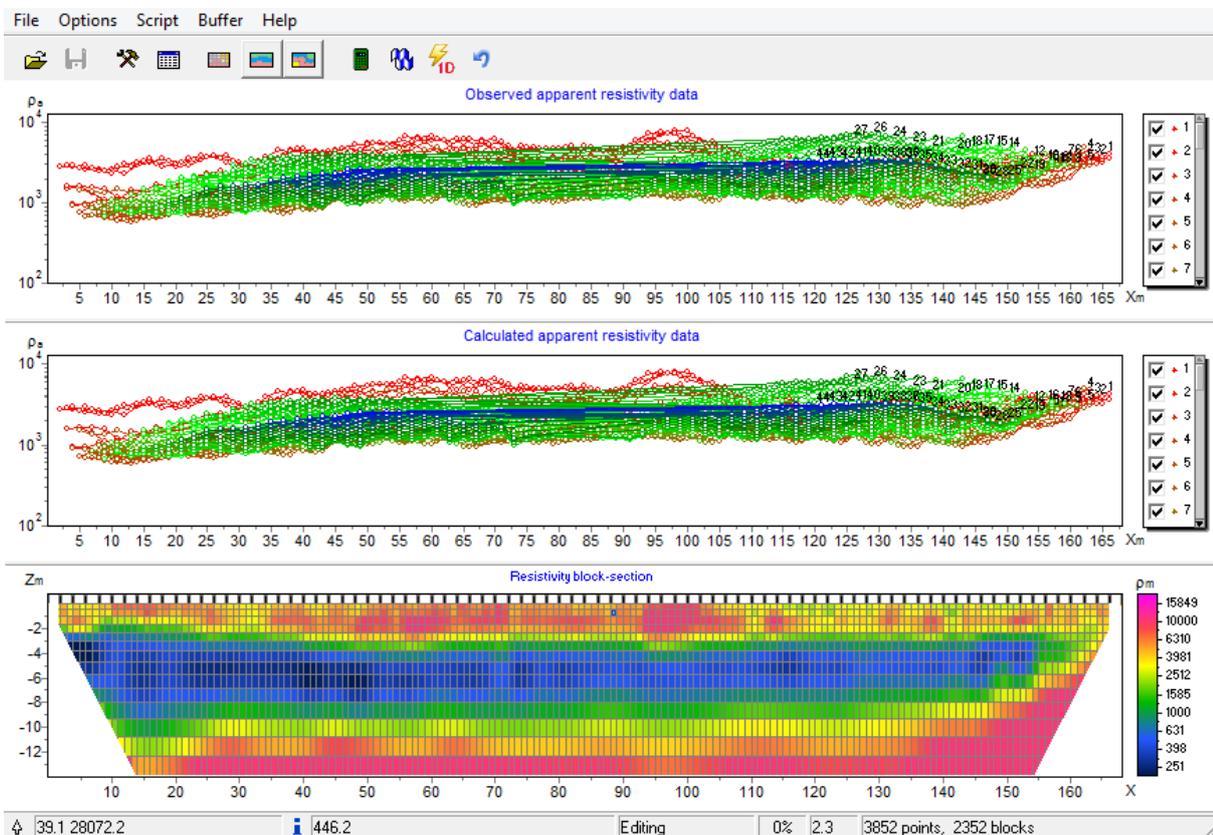


Рисунок 44 - Рабочее окно программы ZondRes2D. Результат решения обратной задачи электротомографии.

Достоверность полученной модели оценивалась по поведению функции чувствительности (рисунок 45). Функция чувствительности показывает степень, в которой изменение в сопротивлении области геологической среды будет влиять на разность потенциалов, получаемую на приемных электродах. Чем выше такое влияние, тем больший вклад изучаемый интервал пространства вносит в измеряемые значения потенциала и тем достовернее получаемые результаты в данной области (Loke, 2012).

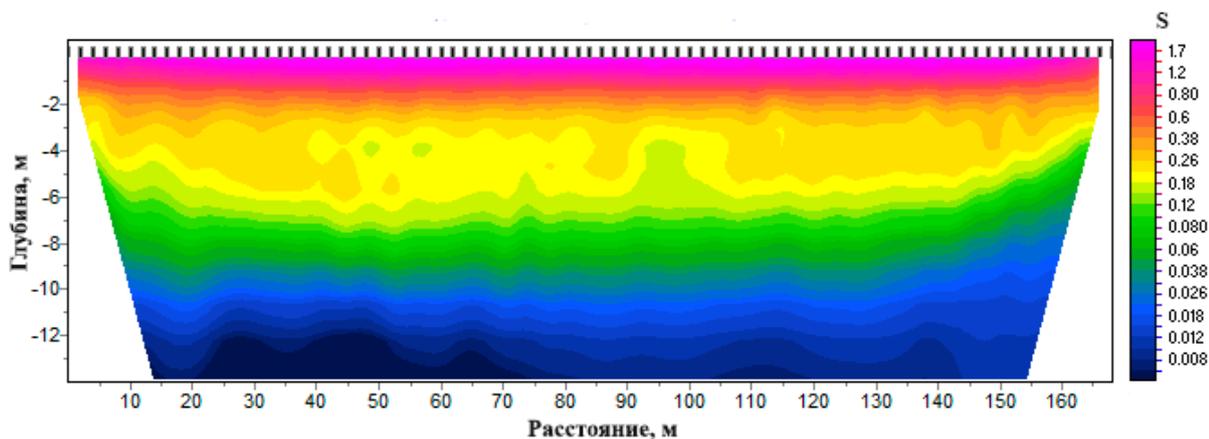


Рисунок 45 - Анализ функции чувствительности (S) для совмещенной расстановки.

2.3.6 Георадиолокация

Обработка зарегистрированных радарограмм выполнялась в программе GeoScan32. Граф обработки включал в себя следующие минимально необходимые процедуры (Владов, Старовойтов, 2004):

- ввод данных в систему;
- введение поправок по меткам за пройденное расстояние;
- учет статических сдвигов (корректировка нуля времени записи);
- медианную фильтрацию;
- полосовую фильтрацию сигнала;
- деконволюцию;
- корректирующую фильтрацию;
- амплитудную коррекцию (подбор профиля усиления);
- настройки визуализации (яркость и контрастность изображения);
- оценку скорости распространения электромагнитных волн по годографам дифрагированных волн и переход от временного разреза к глубинному.

После ввода поправок за пройденное расстояние, а также учета статических сдвигов, осуществлялась горизонтальная медианная фильтрация, которая позволяет эффективно бороться со случайными выбросами короткой продолжительности на сигналах георадарной трассы, обусловленными внешними помехами или другими причинами. Пример использования приведен на рисунке 46.

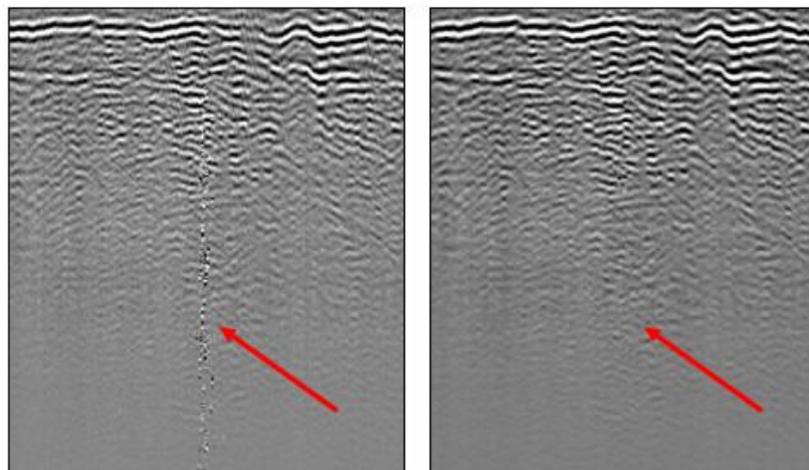


Рисунок 46 - Фрагмент радарограммы до медианной фильтрации (слева) и после (справа).

Затем, проводилась полосовая фильтрация сигнала с целью повышения соотношения сигнал/шум и подавления на радарограммах высоко- и низкочастотных волн-помех. На рисунке 47 показано подавление низкочастотной помехи.

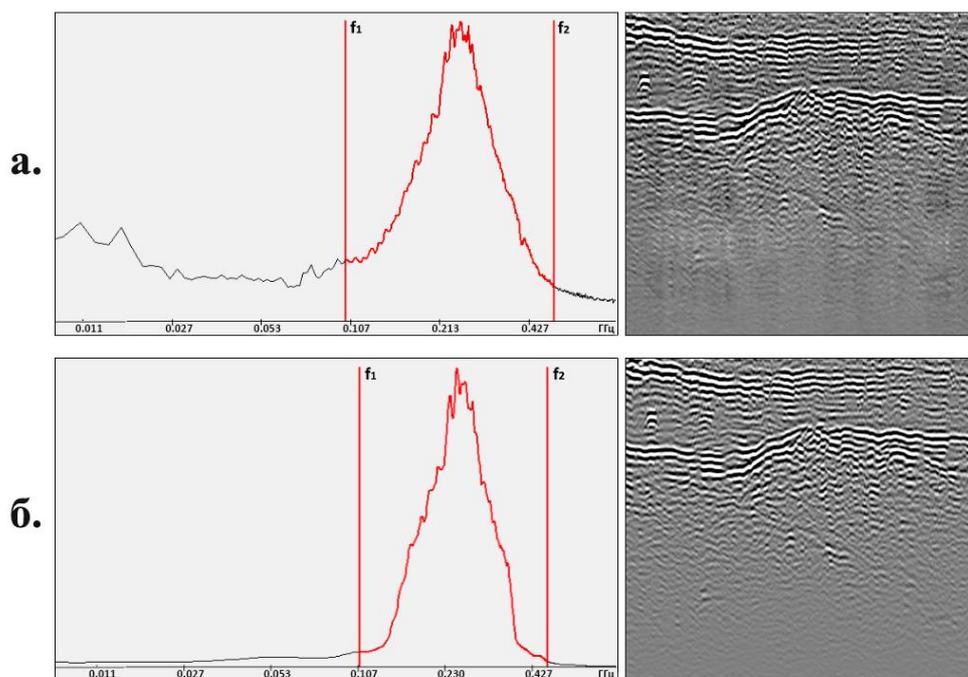


Рисунок 47 - Радарограммы и их спектры до полосовой фильтрации (а) и после (б).

Далее для увеличения вертикального разрешения и подчеркивания мелких деталей на разрезе применялась деконволюция в режиме сжатия. Вначале выбирался опорный отраженный сигнал, от хорошо выраженной границы, затем находится оператор фильтра, который представляет собой обращенную функцию к выбранному импульсу. После этого осуществляется свертка оператора фильтра с исходной трассой (Бондарев, 2007). Возрастание случайного шума из-за действия деконволюции компенсировалось последующей корректирующей полосовой фильтрацией.

На следующем этапе обработки проводилось амплитудная коррекция сигнала, при этом усиливалась нижняя часть разреза, содержащая исследуемую границу между скальными породами и четвертичными отложениями.

Наконец, по имеющемуся на разрезе дифрагированным волнам от локальных объектов определялось распределение диэлектрической проницаемости (ϵ) в среде. Рассчитанное значение диэлектрической проницаемости является усредненной величиной ϵ слоев, входящих в область, располагающуюся над объектом. С учетом измеренных значений ϵ производился переход от временного представления георадарного разреза к глубинному.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ РАЗРЕШАЮЩЕЙ СПОСОБНОСТИ

Наилучшей разрешающей способностью из всех использованных геофизических методов, при данном строении геологического разреза, обладает метод георадиолокации. Отсутствие глинистых пород, помех, вызванных техногенными объектами, а также удобные условия проведения работ (горизонтальный рельеф, отсутствие мешающих объектов на поверхности) обеспечили наиболее хорошую прослеживаемость кровли скальных пород (рисунок 48).

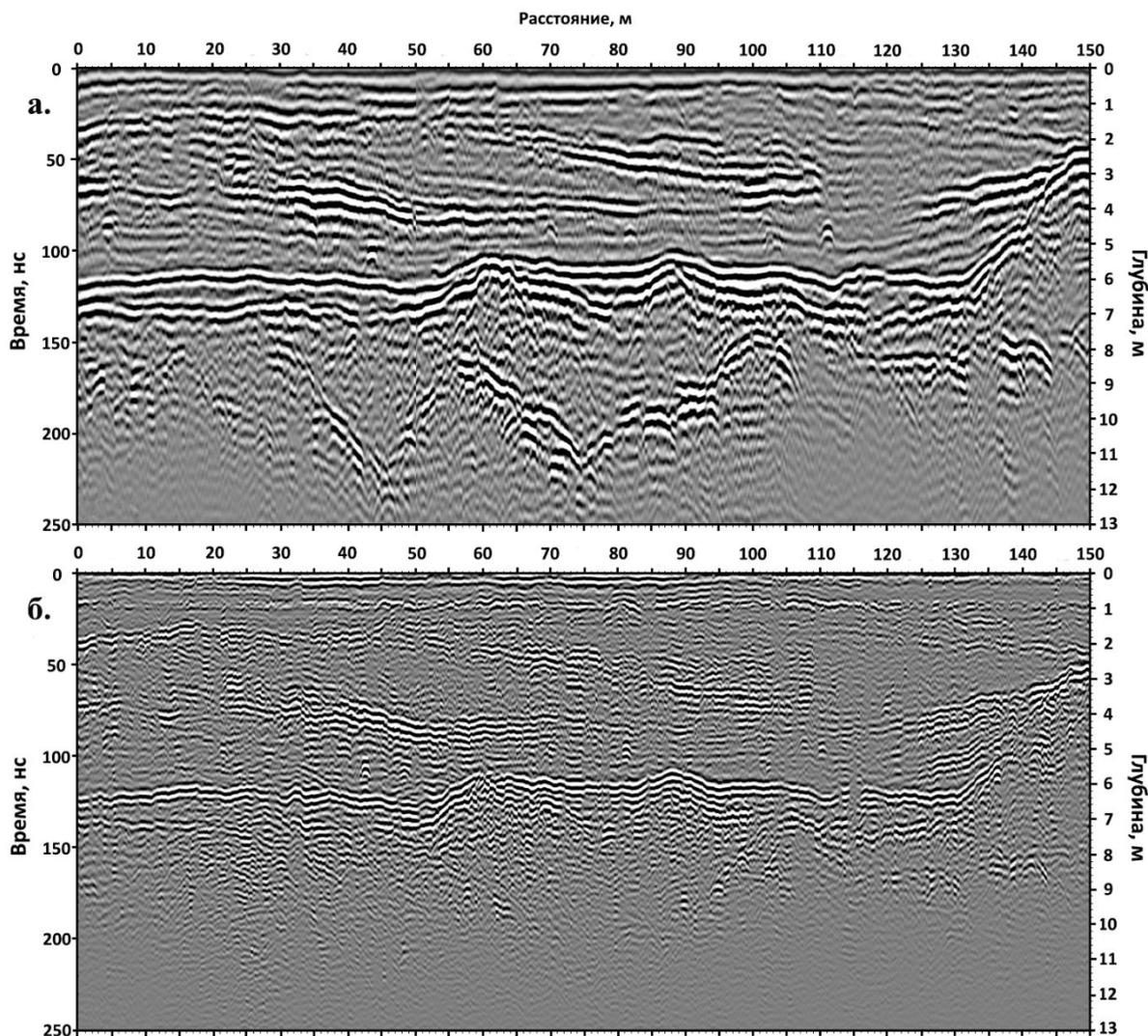


Рисунок 48 - Георадарограммы с антеннами 150 МГц (а) и 400 МГц (б).

На приведенных разрезах видно, что при повышении частоты излучающей антенны более чем 2 раза, прослеживаемость границ в рыхлых осадках становится лучше, но уже не удастся надежно выделить поверхность скальных пород на всем протяжении профиля. Это иллюстрирует зависимость вертикальной разрешающей способности от преобладающей частоты источника.

Процедуры повышения разрешающей способности георадиолокационных записей, такие как деконволюция приводят к улучшению когерентности границ в дисперсных грунтах, но отрицательно влияют на прослеживаемость кровли скальных пород, которая в некоторых частях разреза образована осями дифрагированных волн.

Достоверность определения глубины залегания границы сильно зависит от правильности определения значения диэлектрической проницаемости в среде. В данном случае были проанализированы все имеющиеся на разрезе гиперболы дифрагированных волн и взято среднее значение - 8,26. Такой подход дал достаточно точный результат, о чем свидетельствует идентичность геометрии границы, полученной по результатам сейсмотомографии и границы, проведенной по георадиолокационным данным (рисунок 49).

При анализе вертикального градиента скорости продольных волн видно, что непосредственно в скальных породах градиент соответствует минимальным значениям, в то время как резкое увеличение скорости происходит несколько выше (рисунок 49). Это указывает на наличие зоны повышенной трещиноватости гранитов или на присутствие слоя, представленного валунно-галечными грунтами, где на сравнительно коротком интервале происходит резкое увеличение скорости. На глубине 1-1.5 м заметно небольшое возрастание градиента, соответствующее скачку скорости V_p на уровне грунтовых вод.

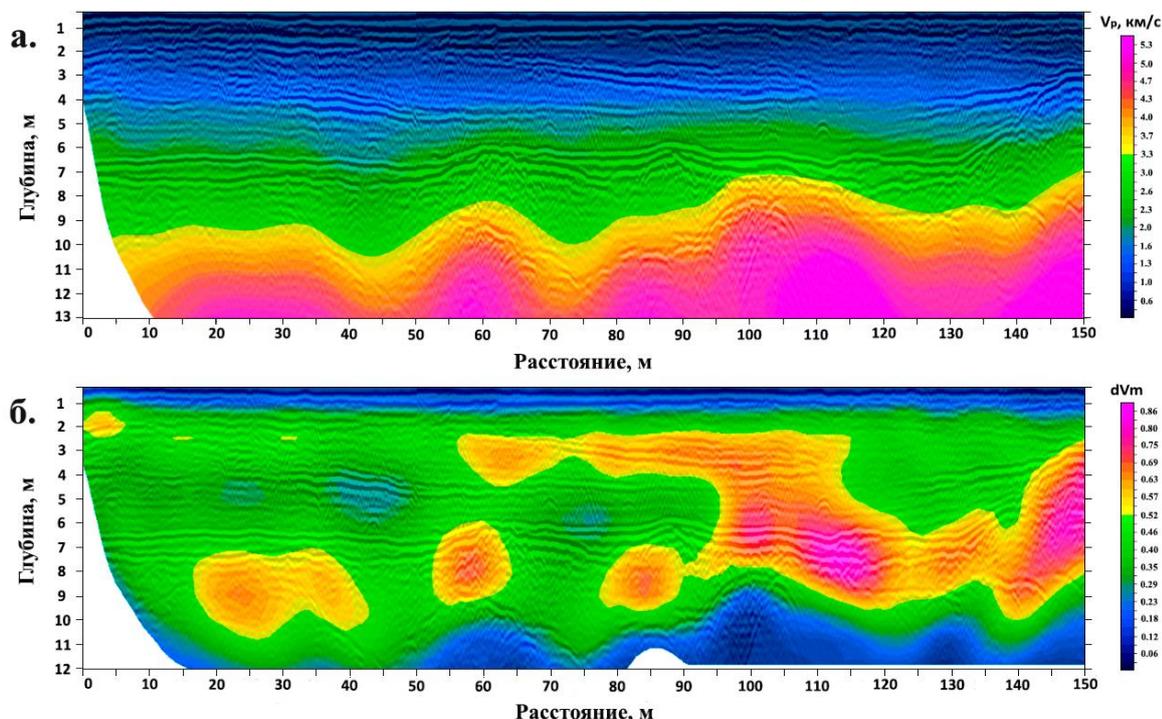


Рисунок 49 - Сопоставление данных сейсмотомографии и георадиолокации.

Скоростной разрез (а) и разрез вертикального градиента скорости (б).

По результатам электротомографии кровля скальных пород оказалась несколько глубже ее положения, чем по данным сейсмотомографии и георадиолокации (рисунок 50).

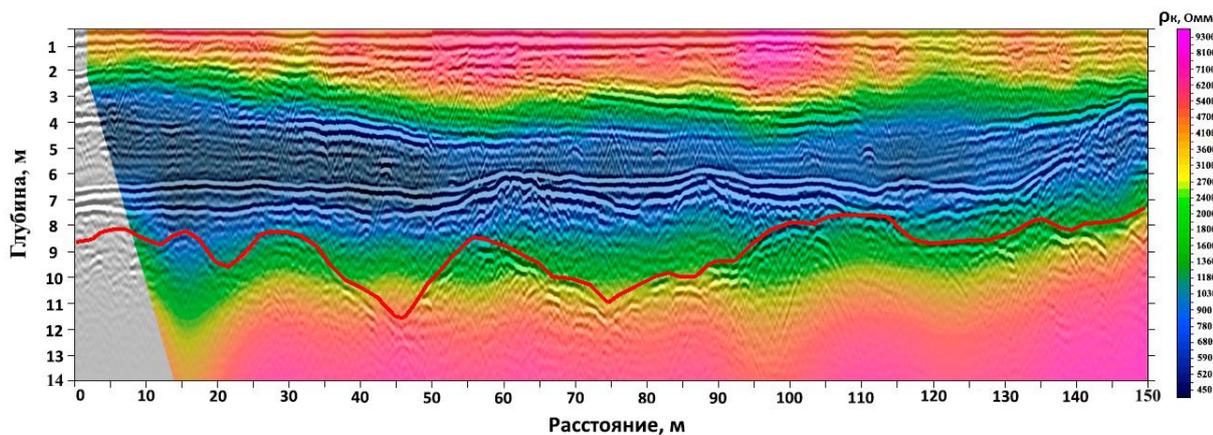


Рисунок 50 - Сопоставление данных электротомографии и георадиолокации. Красной линией выделена исследуемая граница по данным георадиолокации и МПВ.

Вероятно, сильная трещиноватость, а возможно обводненность поверхности коренных пород приводит к значительному понижению УЭС, а, следовательно, и к опусканию положения исследуемой границы по данным электротомографии. На разрезе оказались практически совсем не выражены локальные особенности рельефа скальных пород, а область перехода «дисперсные грунты-скальные породы» характеризуется градиентным строением, что затрудняет ее выделение.

Результаты, полученные с различными электроразведочными установками (Шлюмберже и трехэлектродной), при данных геологических условиях являются почти идентичными (рисунок 51). Однако в публикации (Балков и др., 2012), где проводится теоретический анализ различных электроразведочных установок, показано, что при определенном строении среды они могут обладать различной разрешающей способностью.

Если анализировать функцию чувствительности установок (S), то можно заметить, что установка Шлюмберже имеет сфокусированное распределение S в центральной части. Это свидетельствует о том, что такая геометрия электродов подходит для обнаружения горизонтальных геологических объектов с высокой разрешающей способностью. Трехэлектродная установка имеет большую глубинность и обладает хорошим горизонтальным покрытием S , сочетая это с помехоустойчивостью и высоким уровнем сигнала. Эта особенность делает ее наиболее пригодной к выделению горизонтальных вариаций геологической среды (рисунок 51).

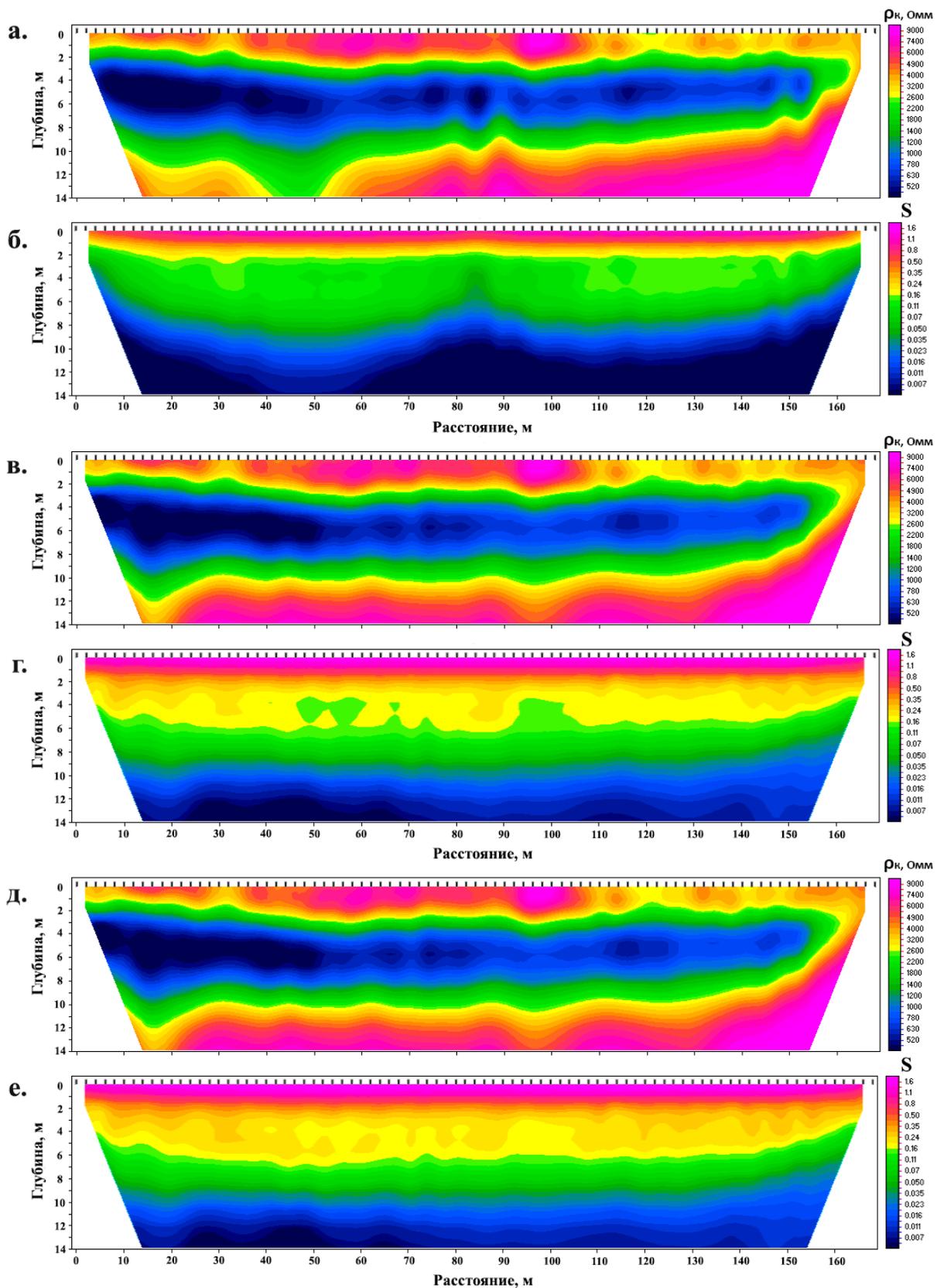


Рисунок 51 - Сопоставление электротомографических разрезов (а - установка Шлюмберже, в - трехэлектродная установка, д - комбинированная) и их функций чувствительности соответственно (б, г, е).

Во многих работах продемонстрировано, что комбинированная инверсия любых двух электроразведочных установок повышает разрешающую способность электротомографии по сравнению с индивидуальной инверсией (Loke, 2012). В данном случае комбинированная инверсия установок Шлюмберже и трехэлектродной позволила незначительно увеличить чувствительность в верхней части разреза, а, следовательно, и достоверность получаемых результатов.

Применение МОВ-ОГТ на продольных волнах при глубинах целевой границы до 10 м оказалось невозможным из-за сильной интерференции отраженных и поверхностных волн. Для таких исследований следовало бы использовать фаланговую систему наблюдений с большими выносными пунктами возбуждения для обеспечения оптимальной величины окна регистрации отраженных волн.

Поэтому для изучения разреза был использован МОВ-ОГТ на поперечных волнах. Это оказалось возможным благодаря низким скоростям V_s в перекрывающих дисперсных грунтах, таким образом отраженная волна от фундамента находится на временах 120-130 мс и не перекрыта цугом поверхностных волн-помех, что делает возможным ее выделение. На рисунке 52 представлен итоговый глубинный разрез, полученный в результате обработки данных МОВ-ОГТ на поперечных SH-волнах.

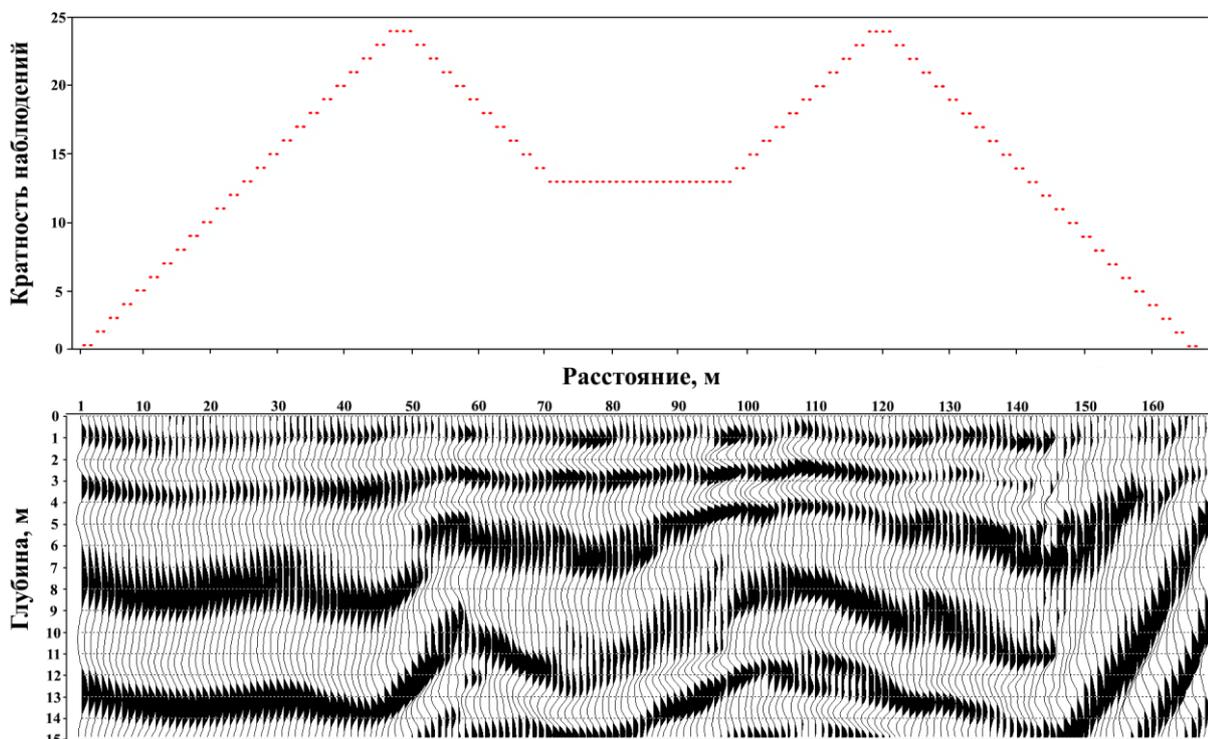


Рисунок 52 - Глубинный сейсмический разрез с использованием поперечных SH-волн.

На графике сверху показана кратность наблюдений.

Таким образом использование в благоприятной сейсмогеологической обстановке метода МОВ-ОГТ дает возможность получить сравнительно неплохой результат, даже в условиях критически малых глубин (<10 м) и высокого уровня нерегулярных помех (работы выполнялись вблизи строительной площадки). На рисунке 53 приведено сопоставление результатов МОВ-ОГТ и георадиолокации.

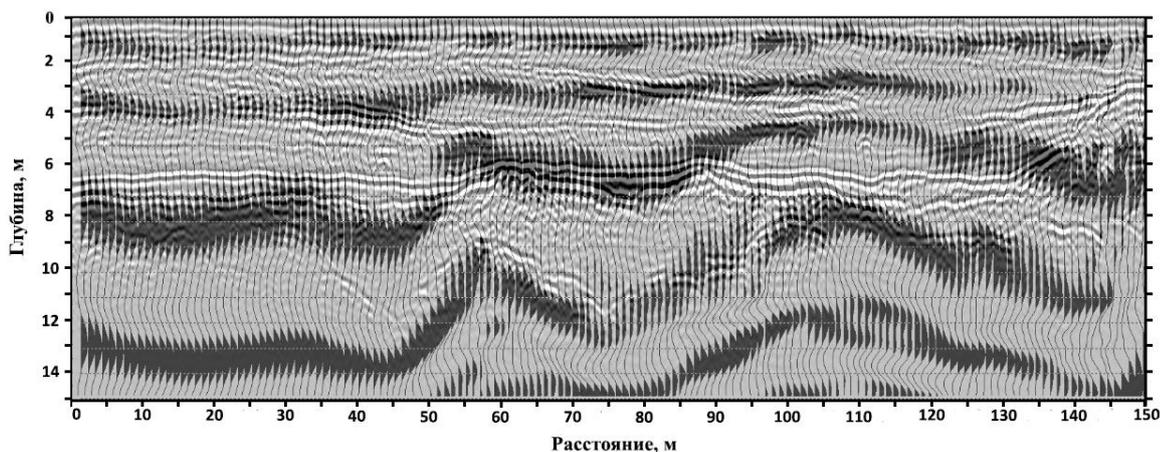


Рисунок 53 - Сопоставление разреза по данным МОВ-ОГТ с георадиолокацией.

Необходимо отметить, что данные характеризуются невысоким соотношением сигнал/шум на полевых сейсмограммах и небольшим разрешением по вертикали на итоговом разрезе вследствие использования низкочастотного источника и малой кратности по ОГТ. Сходные характеристики волн-помех и отраженных SH-волн делают невозможным эффективное использование большинства инструментов обработки данных, широко применяемых в нефтяной сейсморазведке.

Необходимо отнестись критично к осям синфазности в самой приповерхностной части разреза (0-4 м), так как они могут быть получены в результате случайного «подсуммирования» преломленных волн. Для исключения такого рода ошибок необходимо чтобы частота на конечных сейсмограммах уменьшалась с глубиной, а на суммарных разрезах ОГТ не должно наблюдаться инверсий спектра с увеличением времени (Санфиоров и др., 2012).

Из сказанного выше следует, что МОВ в таком диапазоне исследуемых глубин сильно уступает по своим возможностям (в первую очередь по стоимости работ и затратам времени) другим геофизическим методам и, поэтому имеет ограниченное применение.

Способ t_0 и разностного годографа относится к приближенным методам обработки материалов МПВ, в отличие от способов сопряженных точек и полей времен (Епинатьева, 1990). Вместе с тем сейчас он является самым широко используемым

(Рылов и др., 2015). В основном это обусловлено простотой алгоритма обработки данных. Однако такой подход может давать значительные ошибки в определении глубины преломляющей границы в виду многочисленных допущений (Никитин, 1981).

На рисунке 54 приведено сопоставление данных МПВ и георадиолокации. В диапазоне глубин 1-2 выделяется граница, соответствующая уровню грунтовых вод.

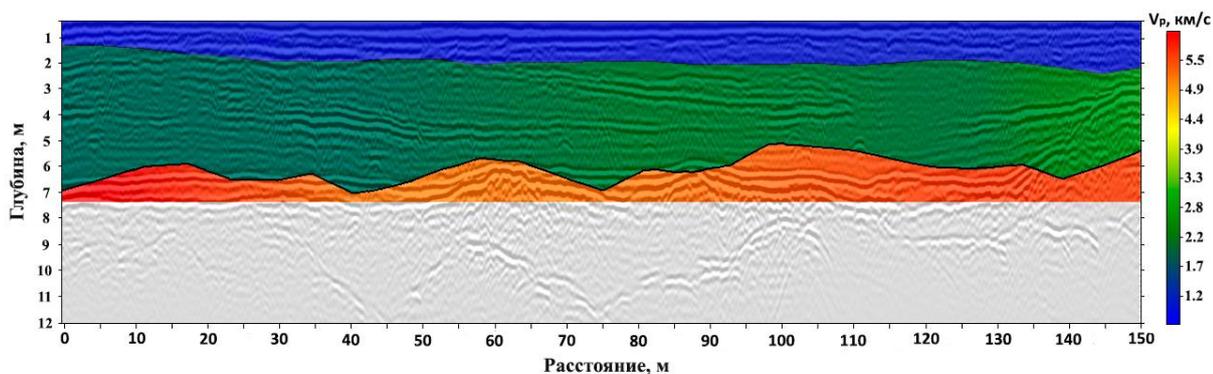


Рисунок 54 - Сопоставление скоростного разреза на продольных волнах, полученного по «классической» обработке данных МПВ, с георадиолокацией.

«Классическая» обработка материалов МПВ часто используется для создания стартовой модели для сейсмотомографии, результаты которой сильно зависят от выбора начальной модели среды. Также данный способ широко применяется в МОВ для изучения строения ЗМС и на стадии проектировании полевых работ (Телегин, 2004).

Сейсмотомографическая обработка требует несколько большего количества пунктов возбуждения для получения скоростного разреза, в отличие от способа t_0 . Вместе с тем, увеличение (иногда даже избыточное) объема данных приводит к более точным и надежным результатам. При томмографическом подходе лучше выражены детали рельефа поверхности скальных пород. В то же время часто бывает не очевидно отождествление той или иной скоростной изолинии с областями неизменных коренных пород, возможными тектоническими нарушениям, зонами повышенной трещиноватости, или крупнозернистыми обломочными породами, скорости в которых могут достигать значений, характерных для скальных и полускальных грунтов. Поэтому сейсмотомографические исследования предпочтительно сочетать с бурением.

На рисунке 55 представлен скоростной разрез на продольных волнах, полученный в результате сейсмотомографической обработки. Кровля скальных грунтов уверенно прослеживается по значениям скорости 4.0-4.5 км/с. Ниже значения скорости

продольных волн возрастают до 5.5-5.8 км/с, отвечая менее выветрелым и соответственно более высокоскоростным скальным породам.

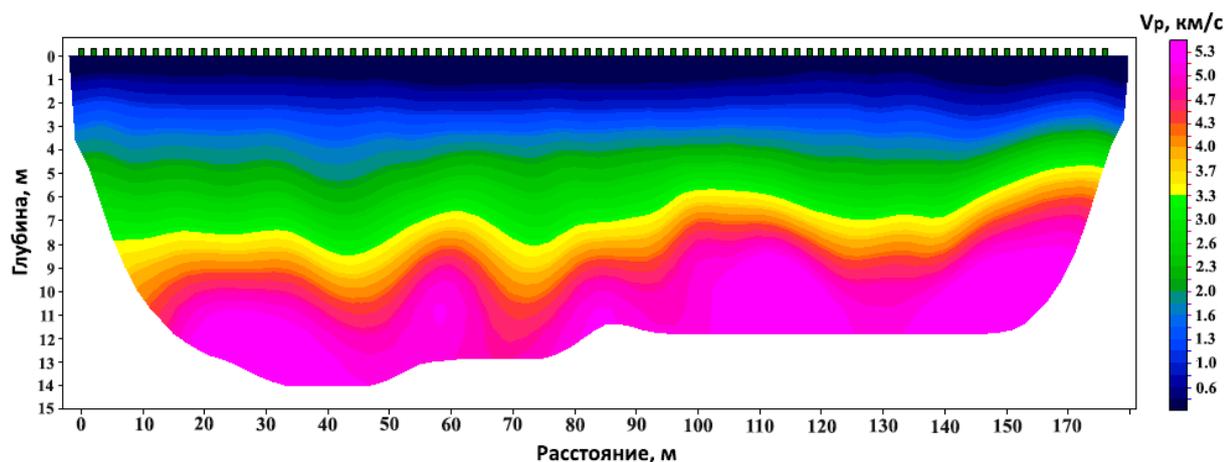


Рисунок 55 - Пример обработки годографов первых вступлений продольных волн с помощью томографического подхода.

Актуальными проблемами метода преломленных волн остаются явления «выпадающего» и инверсионного слоев. Прямая волна, распространяющееся в самом приповерхностном маломощном слое, представленным необводненными песками (зона аэрации), и характеризующаяся низкими значениями скоростей, часто не выходит в область первых вступлений из-за более раннего вступления преломленной волны от уровня грунтовых вод. Этот факт обуславливает трудности при определении скорости в этом слое и может приводить к неточностям в результирующей скоростной модели. Немаловажной проблемой также является наличие инверсионных слоев в разрезе, которые являются «прозрачными» для МПВ. На структуру волнового поля значительно влияет наличие высокоскоростного слоя непосредственно вблизи свободной поверхности (асфальтовое покрытие, сезонный мерзлый слой и др.).

Скоростной разрез на поперечных волнах, полученный в результате обработки данных по методике MASW приведен на рисунке 56.

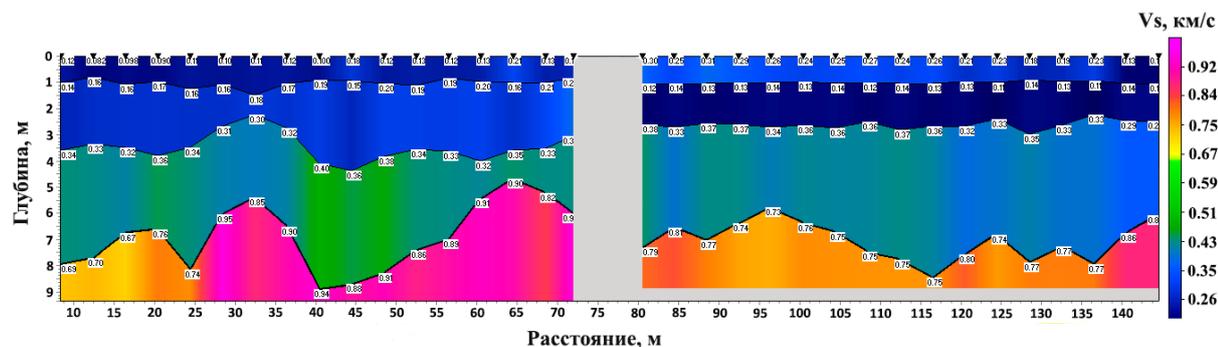


Рисунок 56 - Сейсмический разрез на S-волнах, полученный в результате инверсии с применением модуля «MASW» (в пакете ZondST2D).

Не на всех точках профиля удалось достичь необходимой глубины исследования и надежно определить глубину залегания скальных пород. Это связано с использованием стандартных сейсмоприемников (GS-20DX), которые не позволяют уверенно регистрировать дисперсионную кривую на низких частотах, соответствующих более глубинным частям разреза. Таким образом, с одной стороны, для работ методом МОГТ необходим высокочастотный источник и соответствующие приемники, в то время как для работ методом MASW требуется низкочастотные приемники и низкочастотный источник. Хотя, как видно из приведенного выше разреза, существует возможность получения скоростной модели V_s для рыхлых отложений и с использованием приемников GS-20DX, где собственная частота составляет 10 Гц.

Глубина исследования в МПВ составляет от 1/3 до 1/10 длины географа (расстановки) в зависимости от сейсмогеологических условий, а в методе MASW - от 1/2 до 1/3 длины расстановки. При этом для МПВ при увеличении длины приемной линии необходим источник высокой мощности, чтобы иметь возможность надежной регистрации первых вступлений на больших удалениях, где шумовая составляющая на фоне уменьшения амплитуды полезного сигнала значительно возрастает. В то же время в методе MASW увеличение длины расстановки при существовании латеральной изменчивости разреза, приводит к серьезным ошибкам. В свою очередь эти ошибки ведут к ухудшению горизонтальной разрешающей способности и уменьшению соотношения сигнал/шум, что особенно критично для высоких частот. Поэтому реальные работы методом MASW редко выполняются с шагом ПП больше 1-2 м и длинными расстановками более 30-50 м. В данной работе шаг наблюдений по профилю составил 4 м, что соответствует весьма низкому горизонтальному разрешению, но при этом общие черты рельефа поверхности гранитов оказались выражены весьма правдоподобно.

Отдельно необходимо отметить проблему точного определения скоростей V_s в скальных породах, которые получаются в них несколько ниже реальных значений. Похожие результаты демонстрируются в работе (Park, 2016), где предлагается решать эту проблему за счет расширения дисперсионного изображения в область высоких частот и дополнительно производить анализ поперечных преломленных волн.

Сопоставляя полученную скоростную модель с георадиолокационным профилем можно видеть сходство формы исследуемой границы, однако ее положение по MASW оказывается значительно выше (рисунок 57).

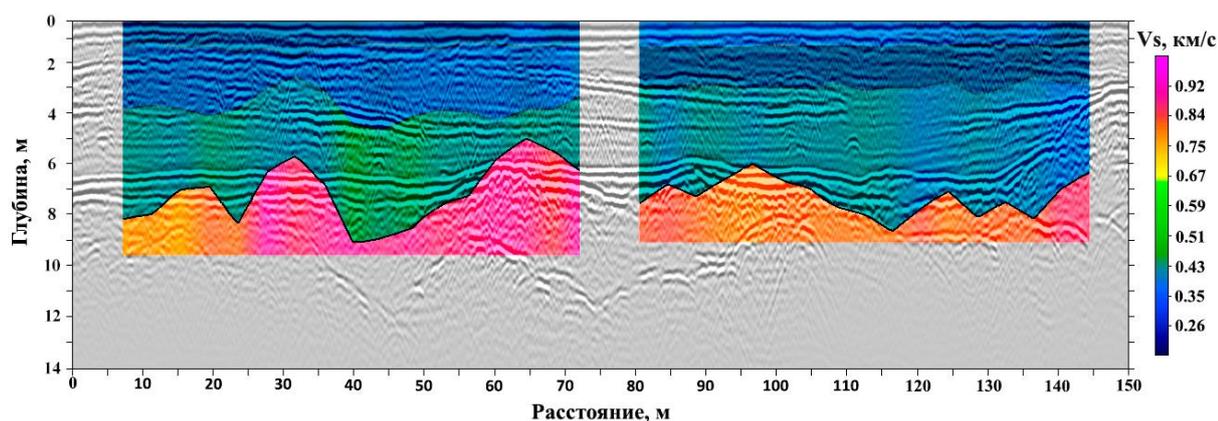


Рисунок 57 - Сопоставление скоростного разреза (MASW) с данными георадиолокации.

Представляется весьма перспективным при невозможности использования скоростного анализа в методе МОВ-ОГТ на поперечных волнах использовать скоростную модель, полученную по результатам MASW. Такой подход продемонстрирован в работе Романова (2015). Однако произведенные расчеты показывают (Рагозин, Федотов, 2012) хорошее соответствие скоростей в верхней части разреза, но в тоже время на больших временах видны существенные различия, которые свидетельствуют о том, что модель на глубинах более 8 м может сильно отличаться от реального распределения скоростей в среде.

Таким образом, метод MASW является существенным дополнением к ныне существующим сейсмическим методам изучения геологического строения верхней части разреза, так как он имеет ряд преимуществ: высокая интенсивность поверхностных волн обеспечивает необходимое соотношение сигнал/шум; простая методика полевых работ, которая позволяет использовать данные других методов сейсморазведки; несложная процедура обработки данных и широкие возможности применения (Молдаков, 2014).

Однако по мнению автора все еще остается ряд проблем, к которым можно отнести: неопределенность привязки точки наблюдения MASW по профилю, правильность индикации мод на дисперсионном изображении, проблема рельефа и неоднозначность при подборе дисперсионных кривых (большое количество эквивалентных моделей).

Дисперсионная кривая, используемая для построения 1D скоростного разреза, является интегральной характеристикой среды вдоль всей приемной расстановки, поэтому не совсем понятно к какой именно точке профиля ее привязывать. Часто при интерпретации разрезов MASW остается впечатление о смещенности полученных скоростных границ относительно геологических. При

решении обратной задачи необходимо применять моделирование дисперсионных кривых, так как неправильная идентификация мод на дисперсионном изображении приводит к ошибочному разрезу. Алгоритм расчета прямой задачи в MASW работает в предположении горизонтально-слоистой среды, поэтому рельеф поверхности измерений должен быть максимально гладким, чтобы среду можно было считать условно слоистой. Если превышение уровня рельефа составляют более 10% от длины расстановки, то MASW применять не рекомендуется.

Результаты определения поверхности фундамента скальных пород, полученные с использованием всех геофизических методов представлены на рисунке 58.

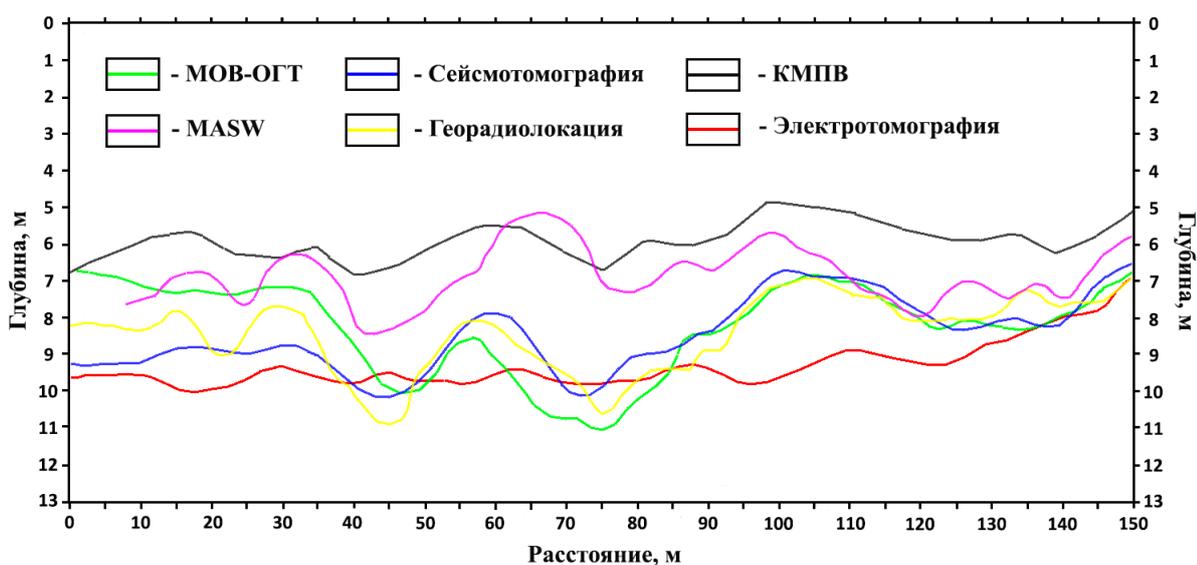


Рисунок 58 - Результаты определения глубины залегания поверхности скальных пород на тестовом профиле по всем геофизическим методам.

Наиболее хорошее совпадение положения исследуемой границы наблюдается по сейсмическим методам МОВ-ОГТ на поперечных SH-волнах и МПВ в варианте сейсмотомографии, а также по данным георадиолокации. Различия в определении глубины составляют примерно ± 1 м.

Положение фундамента по результатам электротомографии в целом соответствует материалам перечисленных выше методов, но оказалось несколько заниженным (примерно на ± 2 м). Кроме того, метод оказывается слабо чувствителен к локальным неоднородностям границы по латерали.

По итоговым разрезам, полученным по MASW и КМПВ, поверхность коренных пород расположена значительно выше (на 1-2 м), что возможно объясняется наличием области повышенной трещиноватости (коры выветривания гранитов) или слоя, представленного валунно-галечными грунтами. Здесь происходит постепенное

изменение физических свойств от дисперсных грунтов до скальных пород и именно этой зоне соответствует область максимальных градиентов скоростей упругих волн по данным сейсмотомографии.

Завышенное положение кровли гранитов-рапакиви по результатам MASW объясняется недостаточной глубиной исследования. Для производства работ методом MASW на глубину более 5-7 м следует использовать сейсмоприемники с собственной частотой 4.5 Гц, чтобы иметь возможность надежно выделять дисперсионную кривую на низких частотах. Такие сейсмоприемники в нашей стране на данный момент не производятся, и их цена значительно выше, чем на сейсмоприемники с собственной частотой 10-40 Гц.

Отсутствие необходимых сейсмоприемников и попытки работать с аппаратурой, не предназначенной для проведения такого рода работ, одна из причин неоцененности метода MASW в России.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные полевые исследования по изучению информативности сейсмических методов (МОВ-ОГТ, МПВ, MASW) при определении глубины залегания скальных пород в условиях Выборгского района Ленинградской области и их сопоставление с результатами других геофизических методов (электроразведка, георадиолокация) позволили выявить следующие особенности при решении данной задачи:

1. Наиболее близкие результаты получились по методам МОВ-ОГТ на поперечных SH-волнах, МПВ (в варианте сейсмотографии) и георадиолокации. Различия в определении глубины исследуемой границы составили ± 1 м (рисунок 58).

Использование МОВ в интервале инженерно-геологических глубин по различным причинам сильно ограничено (см. 1.1). Потенциально высокая информативность поля отраженных волн может быть реализована на практике при совершенствовании методики полевых работ и цифровой обработки данных. МПВ в варианте сейсмотографии имеет высокую разрешающую способность, однако результат сильно зависит от имеющейся априорной геологической информации. Успех применения георадиолокации во многом обуславливается благоприятным строением разреза. В то же время, глубинность метода может быть не всегда достаточна для определения положения кровли скальных грунтов.

2. Наличие коры выветривания коренных пород или слоя, представленного крупнозернистыми обломочными породами, может приводить к ошибкам в определении поверхности скальных грунтов по материалам МПВ.

3. Параметр УЭС является более чувствительным к зонам повышенной трещиноватости скальных пород, чем скорости распространения упругих волн.

По электротомографическим данным положение коренных пород получилось несколько глубже, относительно других геофизических методов. Метод оказался слабо чувствителен к локальным латеральным неоднородностям рельефа границы, а область перехода «дисперсные грунты-скальные породы» характеризуется градиентным строением, что затрудняет ее выделение (рисунок 50).

4. Результаты, полученные по методу MASW, создают хорошие предпосылки для включения данного метода в нормативно-техническую документацию российских норм и правил в статусе признанного геофизического метода.

Итоги обработки полевых материалов по методу многоканального анализа поверхностных волн показали удовлетворительную корреляцию с данными других

геофизических методов. Существует проблема точного определения скорости V_s в скальных породах. При использовании стандартных сейсмоприемников GS-20DX (собственная частота 10 Гц) глубинность метода составляет 5-7 м.

5. Для надежного определения мощности рыхлых отложений необходимо использовать комплекс геофизических методов, так как поверхность скальных пород может иметь сложное строение, о чем свидетельствуют вариации границы, полученные по результатам различных геофизических методов.

Полевые сейсмограммы МОВ/МПВ могут быть обработаны по методике MASW, данные MASW или МПВ могут использоваться для получения скоростной модели для МОВ-ОГТ, где выполнение скоростного анализа затруднено и часто невозможно. Желательно применять сейсморазведку совместно с электроразведкой и/или георадиолокацией. Первостепенное значение имеет сопоставление полученных границ с имеющейся геологической информацией. Установленные корреляционные зависимости позволят значительно повысить точность геофизических исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Афанасов М.Н. Отчет о проведении работ на объекте: ГДП, ГГД-ЭРИК-200 и ГСШ-200 Карельского перешейка и западной части акватории Ладожского озера. – Санкт–Петербург: ВСЕГЕИ, 2002. – 98 с.
2. Байдилов Д.В. Геофизические исследования на акватории бухты Дальняя (Финский залив) для инженерных изысканий портовых сооружений // Бакалаврская работа. СПбГУ, Институт Наук о Земле. – 2016. – 63 с.
3. Балков Е.В., Панин Г.Л., Манштейн Ю.А., Манштейн А.К., Белобородов В.А. Опыт применения электротомографии в геофизике // Геофизика. – 2012. – №. 6. – С. 54-63.
4. Бобачев А.А., Горбунов А.А., Модин И.Н., Шевнин В.А. Электротомография методом сопротивлений и вызванной поляризации // Приборы и системы разведочной геофизики. – 2006. – Т. 2. – С. 14-17.
5. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка. – Тверь: Издательство АИС, 2006. – 744 с.
6. Бондарев В.И. Сейсморазведка. – Екатеринбург: 2007. – 704 с.
7. Борисик А.Л. - Промежуточный отчет об инженерно-геофизических изысканиях при строительстве резервуара хранения СПГ вблизи г. Высоцк (Ленинградская область) // Материалы инженерных изысканий (ООО «ГеофизПоиск»). – 2015. – 17 с.
8. Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О. Анортозит–Рапакивигранитная формация Восточно-Европейской платформы. – Ленинград: «Наука», 1978. – 296 с.
9. Владов М.Л., Капустин В.В. О проблемах инженерной сейсморазведки // Технологии сейсморазведки. – 2014. – №. 2. – С. 104-112.
10. Владов М.Л., Старовойтов А.В. Введение в георадиолокацию. – Москва: Издательство МГУ, 2005. – 153 с.
11. Голярчук Н.А., Губерман Э.И., Мерщий В.В., Балакин Ф.Ю., Юфа Я.М. Отдельные аспекты теории и практики применения метода MASW // 13th Conference and Exhibition Engineering Geophysics. – 2017.
12. Горяинов Н.Н. Применение сейсмоакустических методов в гидрогеологии и инженерной геологии. – Москва: «Недра», 1992. – 264 с.
13. Епинатьева А.М. Метод преломленных волн. – Москва: «Недра», 1990. – 297 с.

14. Ермаков А.П., Старовойтов А.В., Владов М.Л. Георадиолокационные исследования верхней части разреза при проектировании сейсмических работ в зимнее время // Технологии сейсморазведки – 2012. – Т. 9. – №. 2. – С. 89-97.
15. Ефимова Е.А. Сейсмическая томография. – Москва: Издательство МГУ, 2005. – 129 с.
16. Ли В.О., Владов М.Л. Анализ эффективности 2D сейсморазведки методом ОГТ при изучении приповерхностной части разреза // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. – 2012. – № 3. – С. 52–60.
17. Манштейн А.К. Малоглубинная геофизика. – Новосибирск: Издательство НГУ, 2002. – 135 с.
18. Меховников А.Г. Принципы применения сейсмотомографии и обработка ее результатов при инженерно-геологических изысканиях // Квалификационная работа. Уральский государственный горный университет. Институт геологии и геофизики. – 2005. – 28 с.
19. Молдаков В.В. Романов В.В. Практика применения метода многоканального анализа поверхностных волн (MASW) // 10th EAGE Scientific and Practical Conference and Exhibition on Engineering Geophysics. – 2014.
20. Никитин В.Н. Основы инженерной сейсмологии. – Москва: Издательство МГУ, 1981. – 176 с.
21. Нолет Г. Сейсмическая томография. С приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике. – Москва: «Мир», 1990. – 416 с.
22. Полицина А.В., Игнатъев В.И., Кашкевич В.И., Рыжова Е.В. Геофизические методы и их информативность при строительстве трубопроводов методом наклонно-направленного бурения // Инженерные изыскания. – 2014. - №. 2. - С. 58-63.
23. Притчетт У. Получение надежных данных сейсморазведки. – Москва: «Мир», 1999. – 448 с.
24. Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. – Новосибирск: «СО РАН НИЦ ОИГГМ», 1997. – 301 с.
25. Рагозин Н.А., Федотов А.С. Возможности обработки многоканальных сейсморазведочных данных // Инженерные изыскания. – 2012. – №. 11. – С. 29-34.
26. Романов В.В. Из опыта комплексного применения сейсморазведки и георадиолокации при инженерно-геологических изысканиях на территории Москвы // Инженерные изыскания. – 2015. – №. 5-6. – С. 44-49.

27. Романов В.В. Применение амплитудных графиков при обработке и интерпретации данных метода преломленных волн для решения задач инженерной геологии // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2012. – №. 4. – С. 56-60.
28. Романов В.В., Молдаков В.В. Процедуры улучшения качества разрезов МОВ в инженерной сейсморазведке // Сейсмические технологии. – 2017. – С. 239-242.
29. Рылов Е.С. Кравченко Д.С., Лунгул О.А. Геофизические исследования в районе КГО «Карымшина» (Камчатка) // 11th Conference and Exhibition Engineering Geophysics. – 2015.
30. Санфиров И.А., Ярославцев А.Г., Жикин А.А., Никифорова А.И., Байбакова Т.В. Особенности цифровой обработки в инженерной сейсморазведке МОГТ // Геофизика. – 2012. – №. 5. – С. 35-41.
31. Скворцов А.Г. Высокоразрешающая сейсморазведка на поперечных волнах при изучении верхней части геологической среды // Тезисы докладов Международной научно-практической конференции «Инженерная геофизика 2005». – 2005 г. – С. 16–18.
32. Скворцов А.Г., Царев А.М., Садуртдинов М.Р., Гаврилов А.В. Высокоразрешающая сейсморазведка на поперечных волнах - опыт применения // Galperin Readings 2011. – 2011.
33. Старовойтов А.В. Интерпретация георадиолокационных данных. – Москва: Издательство МГУ, 2008. – 187 с.
34. Телегин А.Н. Возможности сейсморазведки при изучении кристаллического фундамента // Записки Горного института. – 2017 г. – Т. 223. – С. 30-36.
35. Телегин А.Н. Сейсморазведка методом преломленных волн. – Санкт-Петербург: Изд-во С.-Петерб. Ун-та – 2004. – 187 с.
36. Турчков А.М. Метод отраженных волн в модификации общей глубинной точки в инженерной сейсморазведке // Технологии сейсморазведки. – 2013. – Т. 10. – №. 2. – С. 98-111.
37. Турчков А.М., Вакуленко, С.А., Забельян, И.Г. Опыт применения многокомпонентного анализа поверхностных волн для определения строения верхней части разреза // 7th EAGE International Scientific and Practical Conference and Exhibition on Engineering and Mining Geophysics. – 2011.
38. Федотов С.А., Федотов А.С. Обеспечение качества малоглубинных сейсмических исследований // Инженерные изыскания. – 2014. – №. 11. – С. 53-57.

39. Шерифф Р. Гелдарт Л. Сейсморазведка: В 2-х т.: Пер. с англ. – Мир, 1987.
40. Яковлев А.С. Применение сейсморазведки МОВ-ОГТ для решения инженерно-геологических задач в Санкт–Петербурге и Ленинградской области // Записки Горного института. – 2011. – Т. 189. – №. 1. – С. 76-78.
41. Ясницкий А.А. Колодий А.А., Шабарин В.Н. Сравнение эффективности применения метода MASW с традиционными методами сейсморазведки для целей инженерных изысканий // 8th EAGE International Scientific and Practical Conference and Exhibition on Engineering and Mining Geophysics. – 2012.
42. Davis J.L., Annan A.P. Ground-penetrating radar for high-resolution mapping of soil and rock stratigraphy // Geophysical prospecting. – 1989. – V. 37. – №. 5. – С. 531-551.
43. Haines S.S., Ellefsen K.J. Shear-wave seismic reflection studies of unconsolidated sediments in the near surface // Geophysics. – 2010. – V. 75. – №. 2. – С. B59-B66.
44. Loke M.H. Tutorial: 2-D and 3-D electrical imaging surveys // Geotomo Software, Malaysia. – 2012. – 148 p.
45. Miller R.D., Steeples D.W., Brannan M. Mapping a bedrock surface under dry alluvium with shallow seismic reflections // Geophysics. – 1989. – V. 54. – №. 12. – P. 1528-1534.
46. Park C.B. MASW analysis of bedrock velocities (V_s and V_p) // 2016 SEG International Exposition and Annual Meeting. – Society of Exploration Geophysicists, 2016. – P. 4966-4970.
47. Park C.B., Miller R.D., Xia J. Multichannel analysis of surface waves // Geophysics. – 1999. – V. 64. – №. 3. – P. 80-808.