

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ «САНКТ-
ПЕТЕРБУРГСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ»
(СПбГУ)

Институт наук о Земле

Кафедра геофизики

Чепыжова Анастасия Павловна

Выпускная квалификационная работа
МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ПРИДОННЫХ ОСАДКОВ НА АКВАТОРИЯХ
С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

Уровень образования: бакалавриат

Направление 05.03.01 «Геология»

Основная образовательная программа СВ.5018 «Геология»

Научный руководитель:
доцент кафедры геофизики
Института наук о Земле,
кандидат физ.-мат. наук
Сакулина Тамара Сергеевна

Рецензент:
начальник аналитического отдела
ООО "ЦКМИ СПбГУ" (Центр
комплексных морских
исследований СПбГУ),
Попов Дмитрий Андреевич

Санкт-Петербург

2020

Оглавление	
ВВЕДЕНИЕ	3
1 ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ОБЗОР	5
1.1 Поверхностные волны.....	5
1.2 Дисперсия скоростей и волновая картина.....	10
1.3 Регистрация поверхностных волн на акватории	15
2 МНОГОКАНАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН MASW (MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES – MASW)	16
2.1 Преобразование волновых полей.....	17
2.2 Получение дисперсионных кривых	18
2.3 Инверсия.....	18
3 ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ	19
3.1 Географо-геологическая характеристика района	19
3.1.1 Климатические условия	19
3.2.2 Геоморфологические условия	20
3.2 Геологическое строение.....	21
3.2 Методика и техника полевых сейсмических работ.....	24
4 ОБРАБОТКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО МЕТОДУ MASW.....	27
4.1 Подготовительный этап обработки сейсмических данных	27
4.1.1 Анализ волнового поля	27
4.1.2 Обработка сейсмических данных.....	32
4.2 Обработка поверхностных волн по методу MASW	36
4.2.1 Тестирование параметров обработки по методу MASW	36
4.2.1.1 Тестирование задаваемых параметров инверсии.....	37
4.2.1.2 Тестирование влияния протяженности дисперсионной кривой.....	39
4.2.2 Анализ сейсмических данных разных компонент на уровне дисперсионных изображений	40
4.3 Результаты обработки	41
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	56
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	57

ВВЕДЕНИЕ

Физические свойства пород традиционно можно рассчитать, используя скорости распространения продольных (V_p) и поперечных (V_s) сейсмических волн. Оценка скорости поперечных волн в мелководных морских отложениях важна во многих различных дисциплинах. Для геотехнических применений, таких как строительство морских платформ и трубопроводов, сдвиговое сопротивление морских отложений играет важную роль в определении устойчивости отложений. Лабораторные исследования выявили эмпирическую связь между сдвиговым сопротивлением и скоростью сдвиговых волн в осадке. Таким образом, пространственное изменение сдвигового сопротивления обнаруживается путем измерения скоростей поперечных волн. Скорость поперечной волны является важным показателем литологии, потому что она часто изменяется в 10 раз в течение первых 50 м морского осадка, тогда как скорости волн сжатия обычно изменяются менее чем в два раза.

Однако, в то время как возбуждение и регистрация продольных волн не вызывает проблем, регистрация скорости поперечной волны (V_s) существенно осложнена. На суше это требует применения дополнительных методик возбуждения и приема, что значительно увеличивает время выполнения работы и ее стоимость, а на акваториях возможна регистрация только обменных волн [Bohlen и др., 2004][Дорохин, 2017].

При этом на регистрируемых сейсмограммах присутствуют интенсивные поверхностные волны, которые занимают до 70% всего волнового поля. Существенная зависимость дисперсионного уравнения поверхностных волн от скоростей поперечных волн V_s , характеризующих массив горных пород и определяющих значение динамического модуля сдвига, должна позволить исследователю производить оценку изменений физико-механических свойств в массиве, без традиционного использования данных о скоростях распространения продольных и поперечных волн.

Таким образом, выполняемый без прямой регистрации V_s метод MASW, в основе которого лежит дисперсионный анализ поверхностных волн, является весьма актуальным для изучения динамики изменений физико-механических свойств массива горных пород, [Дорохин, 2017].

Выпускная работа носит методический характер.

Целью данной работы является анализ методики изучения придонных осадков на акваториях с использованием поверхностных волн.

Задачи исследования:

- ознакомиться с теоретическими основами распространения поверхностных волн;
- освоить метод многоканального анализа поверхностных волн MASW (Multichannel Analysis of Surface Waves);
- выполнить обработку сейсмических данных по методу MASW в системе RadExPro для оценки эффективности метода.

Для обработки были использованы сейсмические данные, полученные при инженерно-геофизических исследованиях в Обской губе (2019 г.).

Объем бакалаврской работы - 57 стр., в ее состав включены 49 иллюстраций и 1 таблица. Работа состоит из введения, четырех глав, заключения и списка литературы, включающего 10 литературных источников.

1 ТЕОРЕТИЧЕСКИЙ ОБЗОР

1.1 Поверхностные волны

Существование свободной сейсмической границы – поверхности полупространства, контактирующего с вакуумом (или воздушной средой), обуславливает появление особого класса волн – поверхностных волн [Бондарев, 2007].

Теоретически, поверхностные волны образуются в тех случаях, когда существует поверхность, разделяющая среды с различными упругими свойствами [Survey, Geoscience, Scotia, 2005]. В зависимости от того, какие среды контактируют, выделяют разные поверхностные волны (рис. 1).

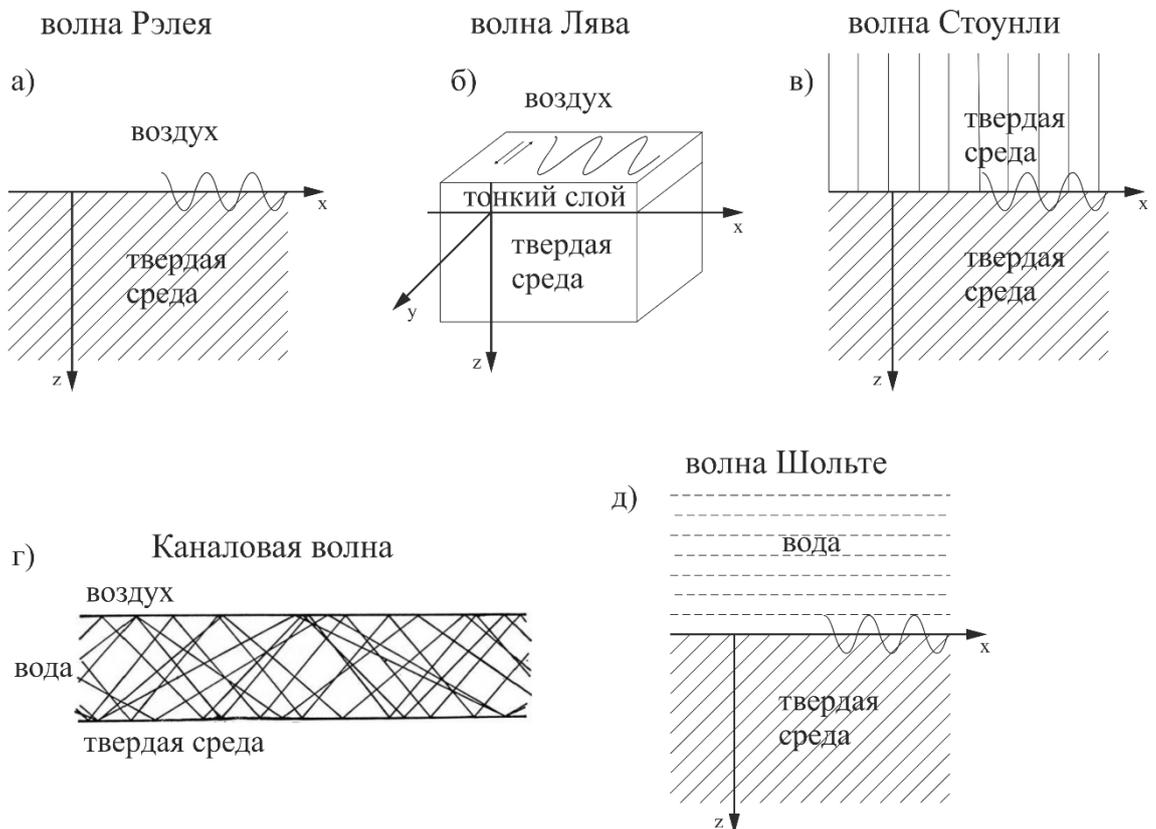


Рисунок 1 Схематическое изображение поверхностных волн различных типов в изотропных сплошных средах: а) волна Рэлея; б) волна Лява; в) волна Стоунли; г) каналовая волна; д) волна Шольте

Волна Рэлея - это поверхностная волна, возникающая на границе воздух-твердая среда (рис. 1а).

Волна Лява - это поверхностная волна, которая возникает при наличии тонкого слоя у границы воздух-твердая земля. (рис. 1б).

Волна Стоунли - граничная волна, которая может распространяться вдоль границы раздела двух твердых сред (рис. 1в).

Каналовые волны - это сложные интерференционные колебания, которые распространяются в толще воды и наблюдается внутри прямой водной волны (рис. 1г).

Волна Шольте – поверхностная волна, существующая на границе вода-твердая земля (рис. 1д).

Далее каждая волна будет рассмотрена более подробно.

1. Волна Рэлея

Волна Рэлея - это поверхностная волна, претерпевающая сдвиговые и объемные смещения одновременно (рис. 1, а). Она распространяется, не проникая глубоко в полупространство и имеет цилиндрическую форму фронта волны.

Для волны Рэлея горизонтальная u и вертикальная w составляющие смещения частиц среды выражаются следующими формулами:

$$u(x, z, t) = C \left(e^{-\frac{\zeta}{\lambda_R} z} - \frac{\varepsilon \delta}{\pi} e^{-\frac{\varepsilon}{\lambda_R} z} \right) e^{j \frac{2\pi}{T} \left(t - \frac{x}{v_R} \right)}$$

$$w(x, z, t) = C \left(2\delta e^{-\frac{\varepsilon}{\lambda_R} z} - \frac{\zeta}{2\pi} e^{-\frac{\zeta}{\lambda_R} z} \right) e^{j \frac{2\pi}{T} \left(t - \frac{x}{v_R} + \frac{T}{4} \right)},$$

где C - произвольная постоянная, V_R - скорость волны Рэлея, λ_R – длина волны ($\lambda_R = V_R T$) и постоянные ζ , ε , δ могут быть выражены через отношения V_R/V_S и V_S/V_P (V_P , V_S - скорости продольной и поперечной волн).

Волна Рэлея распространяется вдоль свободной поверхности полупространства со скоростью $V_R \approx 0,9V_S$, при этом скорость $V_R = 100-700$ м/с, частота $f_R = 5-20$ Гц. Чем больше коэффициент Пуассона, тем меньше скорость волны Рэлея отличается от скорости поперечной волны.

Из формул для горизонтальной и вертикальной составляющих смещений частиц среды видно, что интенсивность колебаний экспоненциально убывает с удалением от поверхности, так что она практически существует только в слое толщиной порядка длины волны. Поэтому чем больше длина волны, то есть ниже частота колебаний, тем глубже волны проникают внутрь среды. Также видно, что u и w сдвинуты между собой по фазе на $T/4$ и различаются по амплитуде, следовательно, волна Рэлея имеет эллиптическую поляризацию в вертикальной лучевой плоскости (рис. 2). Большая

полуось эллипсов перпендикулярна границе полупространства, малая - параллельна направлению распространения.

При $z=0$ амплитуда вертикальной составляющей превосходит амплитуду горизонтальной составляющей почти в 1,5 раза и направление движение частиц противоположно направлению распространения волны. По мере увеличения z/λ_R изменяется амплитуда w и u , что вызывает изменение формы эллиптической орбиты и направления распространения частиц по ней. При $z/\lambda_R \approx 0,1$ w достигает максимума и с дальнейшим увеличением глубины постепенно уменьшается. Когда $z/\lambda_R \approx 0,2$ горизонтальная компонента становится равной нулю, и эллипс становится вертикальной линией поляризации колебаний. При дальнейшем увеличении z/λ_R u меняет свой знак на положительный. При этом изменяется направление движения частиц по эллиптической траектории. Далее u продолжает увеличиваться до определенной глубины, после которой плавно уменьшается. Когда $w=u$, эллипс становится окружностью. Ниже горизонтальная компонента становится более интенсивной, чем вертикальная, что сказывается на соотношении длин осей эллипса.

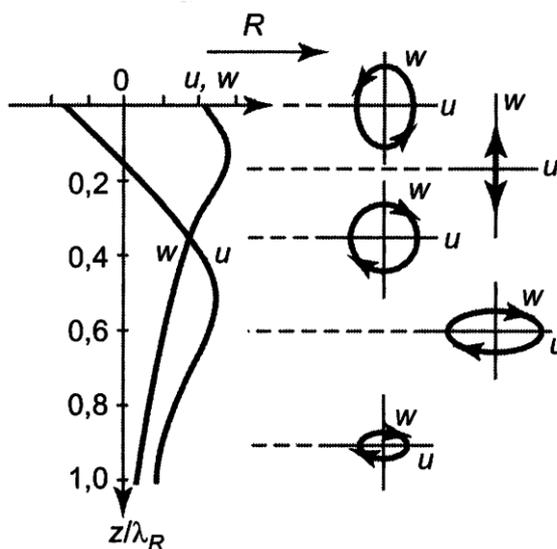


Рисунок 2 Зависимость компонент смещения и траектории колебания частиц от глубины для волны Рэлея [Боганик, Гурвич, 2006]

Так как волна Рэлея распространяется в пространстве в объеме цилиндрического слоя кругового сечения, то ее интенсивность уменьшается с увеличением расстояния от источника пропорционально $1/\sqrt{r}$. За пределами слоя в полупространстве интенсивность уменьшается экспоненциально [Боганик, Гурвич, 2006].

2. Волна Лява

Волна Лява – это поверхностная волна, которая возникает при наличии тонкого слоя у свободной поверхности при условии $V_{S1} < V_{S2}$ (рис. 1, б). В ней присутствуют только сдвиговые деформации SH. Колебания линейно поляризованы в горизонтальной плоскости. Фазовая скорость волны Лява V_L определяется соотношением $V_{S1} < V_L < V_{S2}$ [Боганик, Гурвич, 2006].

Скорость волны Лява изменяется от 150 до 800-900 м/с. Частота принимает значения до 30 Гц.

3. Волна Стоунли

Волна Стоунли экспоненциально затухает с удалением в обе стороны от границы и похожа на волну Рэлея, но образуется при определенном соотношении упругих и плотностных свойств обеих сред (рис. 1, в). Скорость волны Стоунли несколько меньше наименьшей скорости поперечной волны контактирующих сред и меньше скорости рэлеевской волны на свободной поверхности твердой среды. Если твердый поверхностный слой толщиной h покрывает твердое полупространство, волны Стоунли могут возникать, только если $V_{S1} \approx V_{S2}$ и $\lambda \ll h$ [Боганик, Гурвич, 2006] [Шерифф, Гелдарт, 1987]. Вдоль поверхности волна Стоунли, как волна Рэлея, распространяется без дисперсии и затухания. Траектория движения частиц волны Стоунли представляет собой эллипсы.

Волна Стоунли также всегда может возникнуть на границе между жидкой и твердой средами, и тогда она будет называться волной Шольте.

4. Волна Шольте

Когда измерения проводятся вдоль границы, где вода покрывает твердую толщу, поведение поверхностных волн несколько меняется из-за взаимодействия с водой. Для границы вода-твердая земля эти поверхностные волны называют либо волнами Шольте, либо обобщенными волнами Рэлея, в зависимости от соотношения скорости волны Рэлея V_R и скорости Р-волны V_P : если V_R в субстрате (нижнем слое воды) ниже V_P в воде, то такая поверхностная волна называется волной Шольте (мягкий субстрат), если V_R выше V_P , то это обобщенная волна Рэлея (твердый субстрат) (рис. 1д). Аналитические расчеты показывают, что скорость волны Шольте (V_{Sch}) и скорость обобщенной Рэлеевской волны (V_{GR}) немного отличаются от скорости волны Рэлея (V_R) на свободной поверхности, и эти отличия меняются в зависимости от отношения длины волны поверхностной волны (λ) и глубины дна акватории (h) (рис. 3). В случае мягкого субстрата влияние слоя воды становится более значительным для длин волн, которые в несколько раз меньше расстояния до дна (глубоководные условия). Когда длина волны

становится больше, чем глубина дна, влияние перестает быть значительным (мелководные условия) [Survey, Geoscience, Scotia, 2005]. Волна Шольте имеет движение частиц, подобное движению частиц волны Рэлея, но скорость ее распространения немного ниже из-за ее взаимодействия с вышележащей водой, и максимальное отклонение V_{Sch} от V_R обычно составляет менее 5%. Высокие амплитуды волн Шольте обычно можно наблюдать вблизи морского дна [Bohlen и др., 2004] [Survey, Geoscience, Scotia, 2005].

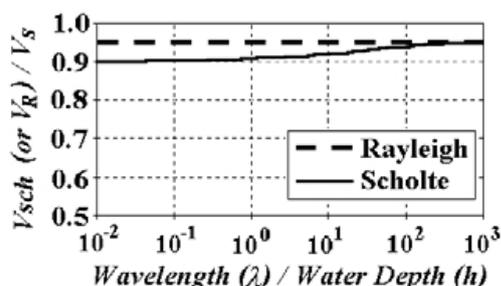


Рисунок 3 Приблизительная зависимость между скоростью волны Шольте (V_{Sch}) и скоростью волны Рэлея (V_R) по сравнению со скоростью S-волны (V_S) [Survey, Geoscience, Scotia, 2005]

Согласно [Bohlen и др., 2004], для плотных отложений, например, морен или песка, скорости волн Шольте, как правило, выше, чем 200 м/с. Однако для рыхлых мелководных морских отложений следует ожидать понижения скоростей волн Шольте до 10-50 м/с [Bohlen и др., 2004].

5. Каналовая волна

Каналовая волна возникает и распространяется в толще воды внутри прямой волны, и представляет собой сложные интерференционные колебания, которые распространяются на большие расстояния как цилиндрические волны, сравнительно слабо затухающие с удалением от источника (рис. 1, г). Такой вид распространения упругой энергии называют каналовым (волноводным), а низкоскоростной слой каналом (волноводом) [Боганик, Гурвич, 2006].

Эта ситуация может создаваться граничными условиями двух типов:

- а) Различие акустических жесткостей настолько велико, что коэффициент отражения близок к единице;
- б) Внутри волновода волны падают на границу под углом, превышающим критический, в результате чего происходит явление полного внутреннего отражения и энергия не просачивается через границу.

1.2 Дисперсия скоростей и волновая картина

Для поверхностных волн характерна дисперсия скорости. Изменчивость упругих параметров, а именно плотности и динамических модулей сдвига и сжатия, приводит к дисперсионному характеру поверхностных волн. Дисперсия скорости проявляется в том, что сейсмические волны на разных частотах имеют разную глубину проникновения и, таким образом, распространяются с разными скоростями волн в средах с зависимыми от глубины свойствами.

На сейсмограмме колебания поверхностных волн образуют сложную интерференционную картину – цуг. Регистрируемую на поверхности поверхностную волну можно разложить на серию плоских волн, т.е. представить поверхностную волну как сумму плоских волн с разными частотами и соответствующими им фазовыми скоростями. Такое сложное колебание называется волновым пакетом. Волновой пакет имеет две характеристики: фазовую и групповую скорости. Фазовая скорость – это скорость распространения отдельно взятой фазы. Групповая скорость – это скорость распространения энергии волнового пакета (цуга волн) или скорость перемещения максимума амплитудной огибающей. На рисунке 4 показано распространение волнового пакета при разных соотношениях между фазовой и групповой скоростями. Фазовая скорость поверхностных волн в реальных сейсмических средах всегда больше групповой [Дорохин, 2017], Bohlen и др., 2016].

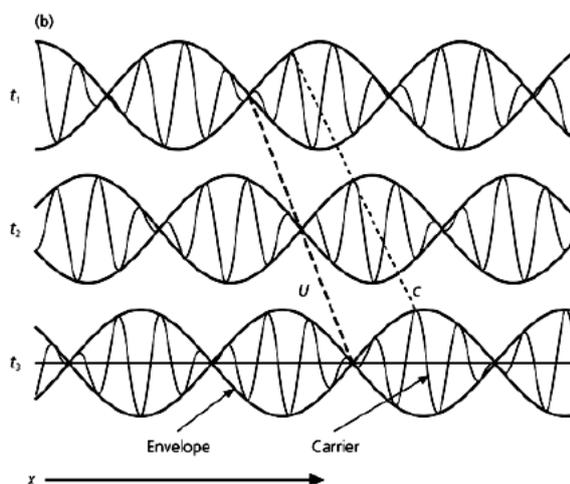


Рисунок 4 Распространение волнового пакета. Фазовая (c) и групповая (u) скорости [Дорохин, 2017]

По зарегистрированной сейсмограмме измеряются фазовые скорости по наклонам осей синфазности поверхностных волн каждой моды, т.е. определяются их кажущиеся и

групповые скорости. На рисунке 5 в качестве примера представлена сейсмограмма с одной модой поверхностной волны, где оси синфазности обозначены синим цветом, а красной линией обозначена линия, соединяющая максимумы волновых пакетов [Дорохин, 2017].

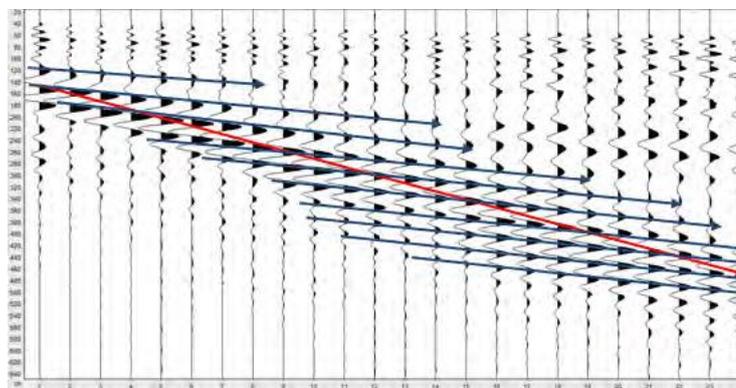


Рисунок 5 Сейсмограмма с обозначенными осями синфазности и максимумами волновых пакетов [Дорохин, 2017]

В однородной среде скорость волны Релея не зависит от частоты. В многослойной же среде волна Релея характеризуется четко выраженной дисперсией скорости. Это объясняется тем, что наиболее короткие монохроматические составляющие, для которых $\lambda_R \ll h$, не ощущают влияния подстилающего полупространства и распространяются со скоростью v_{R1} волны Релея в слое. Составляющие, для которых $\lambda_R \gg h$, не ощущают подстилающего полупространства, распространяются со скоростью v_{R1} волны Релея в слое. Скорости волн, длина которых лежит между указанными предельными значениями, постепенно изменяются в зависимости от длины волны. При $V_{S2} > V_{S1}$, когда $V_{R2} > V_{R1}$, существует нормальная дисперсия фазовой скорости, при $V_{S2} < V_{S1}$ имеет место аномальная дисперсия фазовой скорости [Боганик, Гурвич, 2006].

Колебания поверхностных волн Релея и Лявы, связанных с низкоскоростным слоем, подразделяются на нормальные и просачивающиеся моды. Нормальные моды представляют собой образовавшиеся в результате интерференции многократно отраженные элементарные волны, которые распространяются с кажущейся скоростью меньшей, чем скорость поперечных волн в полупространстве. Первая мода (основная гармоника) теоретически существует при любых частотах колебаний ω . Последующие моды (высшие гармоники) существуют только с некоторых граничных частот ω_k^{FP} , значения которых возрастают с увеличением номера гармоники. Мода с наименьшей частотой называется фундаментальной.

Просачивающиеся моды поверхностных волн Релея и Лява соответствуют суммарному вкладу колебаний многократно отраженных внутри от границ слоя. Их кажущиеся скорость больше скорости поперечных волн в полупространстве, но меньше скорости продольных волн в нем. При каждом акте отражения только часть энергии просачивающихся мод возвращается внутрь слоя, а другая часть идет на образование уходящих в полупространство продольных и поперечных волн [Боганик, Гурвич, 2006].

Распространение каналовых волн называют распространением нормальных мод, так как в волноводах волна расщепляется на множество нормальных волн, которые еще иначе называются модами или гармониками. На рисунке 6 волновой фронт AC был отражен вверх на нижней границе волновода под углом $\theta > \Theta$, где Θ - критический угол. При условии, что возбужденная источником исходная волна содержит подходящие частоты, распространение нормальных мод представлено серией волн с частотами ν_1 и ее четными и нечетными гармониками, распространяющихся вдоль канала за счет отражений под углами θ , которые удовлетворяют соотношению для водного слоя $\nu_n = (2n - m) \frac{V_1}{(4h \cos \theta)}$, где V_1 - фазовая скорость, m - сумма всех фазовых сдвигов при отражении от обеих границ, ν - частота, n - номер моды.

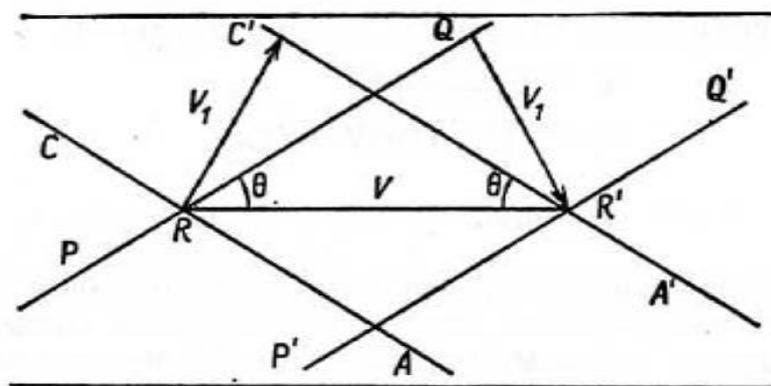


Рисунок 6 Соотношение между фазовой и групповой скоростью [Шерифф, Гелдарт, 1987]

Также имеется симметричная группа волн, распространяющихся вниз параллельно RQ. Интерференция между группами волн AC и RQ создает в направлении, перпендикулярном оси волновода, систему стоячих волн, таким образом, волновое движение распространяется параллельно границам волновода. Выделяются 2 фазовые скорости: V_1 - скорость, направленная по нормали к волновым фронтам, и V - ориентированная в направлении эффективного распространения волн. В точке пересечения R фронтов AC и RQ будет происходить нарастание энергии, которая будет

распространяться в направлении RR' . Если AC и $A'C'$, а также PQ и $P'Q'$ - положение фронтов через единицу времени, то фаза из R переместится в R' за единицу времени, так что $V=RR'$, т.е.

$$V = \frac{V_1}{\sin \theta}.$$

Так как θ – функция частоты, то V тоже зависит от частоты, следовательно, каналовые волны испытывают дисперсию.

Так как минимальным значением θ является Θ , то существует минимальная граничная частота $\nu_0 = \frac{V_1}{4h \cos \Theta}$, а соответствующая фазовая скорость равна $V = \frac{V_1}{\sin \Theta} = V_2$. Когда θ возрастает, ν тоже возрастает, но V уменьшается. [Шерифф, Гелдарт, 1987]

Волны Шольте характеризуются несколькими различными модами, наблюдаемыми на низких частотах и низких фазовых скоростях. Их дисперсия в основном контролируется глубинным профилем скорости поперечной волны. Акустические каналовые волны показывают глубокие изменения амплитуды многочисленных более высоких мод в широком диапазоне частот. Они чувствительны к скорости поперечной волны, но более чувствительны к скорости продольной волны, чем волны Шольте [Bohlen и др., 2016].

Сейсмограмма ОТВ, представленная на рисунке 7, является примером данных, включающих диспергирующие волну Шольте и каналовую волну. На ней наблюдается очень медленный волновой пакет на низких частотах, соответствующих волне Шольте. Вторая диспергирующая волна наблюдается внутри прямой волны, распространяющейся в толще воды. Дисперсия короткого цуга волн показана на вставке к рисунку 7. Форма сигнала, показанная на этом крупном плане (offset 1581 м), указывает низкочастотные составляющие, поступающие до (через 1,11 с) высокочастотных составляющих (при 1,18 с) из-за нормальной дисперсии. Это происходит из-за интерференции энергии реверберированной Р-волны в толще воды, то есть на мелководье действует волновод. Следует отметить, что эти акустические каналовые волны взаимодействуют с морским дном и, следовательно, чувствительны к скорости поперечных волн подповерхностного материала, несмотря на термин «акустическая» мода [Bohlen и др., 2016].

Энергия волны Шольте присутствует в двух ветвях, соответствующих различным нормальным модам. Сейсмическая энергия может распространяться только с разными скоростями для данной частоты. Эти моды соответствуют фундаментальным и первым высшим модам подповерхностной модели, полученной путем инверсии.

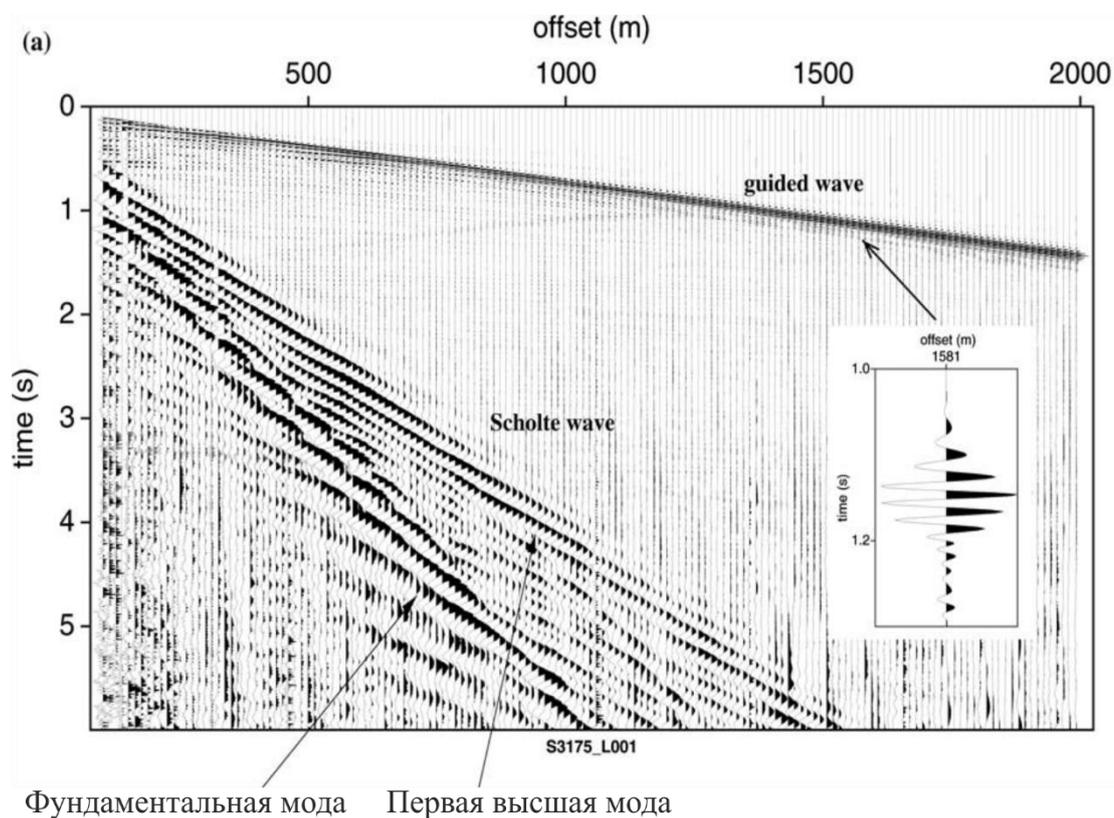


Рисунок 7 Сейсмограмма ОТВ. Наблюдаются два типа диспергирующих сейсмических волн. Последовательность низкочастотных и низкоскоростных волн соответствует волне Шолте (Scholte waves), а высокоамплитудная последовательность волн более высоких частот - акустической каналовой волне (guided waves) [Bohlen и др., 2016]

Акустические каналовые волны наблюдаются при более высоких кажущихся скоростях и более высоких частотах. Скорость акустических мод имеет порядок скоростей продольных волн в воде и на мелководье. С увеличением частоты каналовые волны приближаются к скорости звука/интервальному времени пробега упругой волны в воде [Bohlen и др., 2016].

Поскольку целью данной работы является анализ методики изучения придонных осадков на акваториях, то мы ограничимся рассмотрением только волны Шольте.

Таким образом, на границе вода-твердая земля существуют волны Шольте, характеризующиеся тем же движением частиц, что и волны Рэля, но с меньшей скоростью распространения.

Для волн Шольте также характерна дисперсия скорости. Они имеют несколько различных мод, наблюдаемых на низких частотах и низких фазовых скоростях. Волны Шольте на сейсмограмме образуют цуг, который преобразовывается в дисперсионное

изображение, на котором выделяются дисперсионная кривая фундаментальной моды и кривые высших мод.

Каналовые волны образуются в низкоскоростном слое - канале (волноводе). Для них также характерно явление дисперсии скорости. В волноводах волна расщепляется на множество мод – фундаментальную и кратные моды большего порядка. Каналовые волны чувствительны к скорости поперечной волны, но при этом более чувствительны к скорости продольной волны, чем волны Шольте.

1.3 Регистрация поверхностных волн на акватории

Регистрация производится с помощью стационарного приемника на морском дне (Автономной Донной Сейсмической Станцией – АДСС), а также с помощью морских сейсмических кос, буксируемых вблизи морского дна, как показано на рисунке 8. АДСС хорошо подходит для регистрации волн Шольте, потому что они имеют максимальную амплитуду вблизи морского дна [Bohlen и др., 2004], [Bohlen и др., 2016].

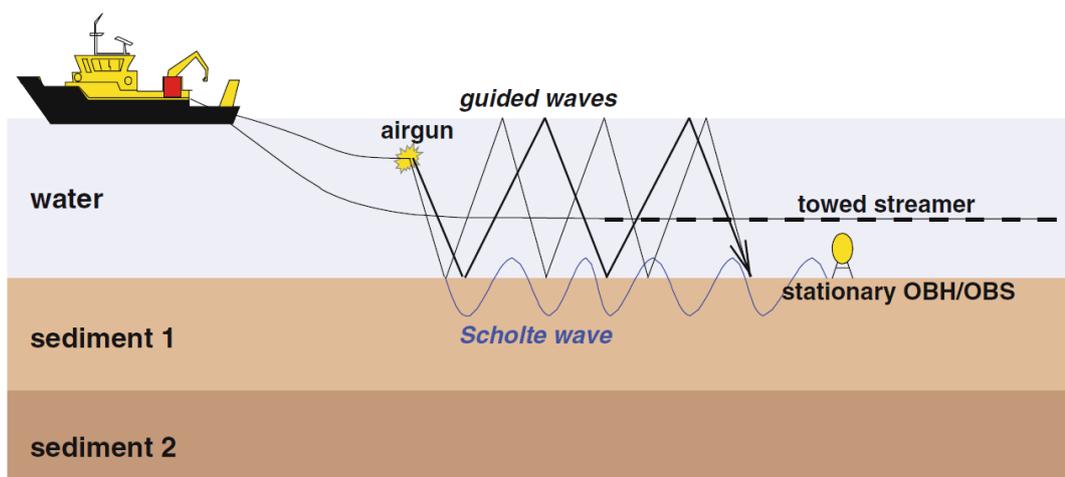


Рисунок 8 Регистрация волн Шольте (Scholte wave) и каналовых волн (guided waves) в неглубоких морских условиях [Bohlen и др., 2016]

2 МНОГОКАНАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН MASW (MULTICHANNEL ANALYSIS OF SURFACE WAVES – MASW)

Многоканальный анализ поверхностных волн (MASW) является одним из методов инженерной геофизики, целью которого является изучение верхней части разреза (ВЧР). MASW позволяет получить двумерный вертикальный профиль скоростей поперечных волн. В основе метода лежит явление частотной дисперсии поверхностных волн в слоистых средах. Метод MASW находит всё более широкое применение как на суше, так и на акватории.

Привлекательность сейсморазведки методикой MASW заключается в относительной дешевизне и простоте в проведении полевых измерений и возможности получения информации об упругих параметрах слоистой грунтовой толщи [Голярчук и др., 2017][Ясницкий, Колодий, Шабарин, 2012].

Преимущества MASW:

- методика метода достаточно проста и не требует специальной дополнительной аппаратуры;
- простая процедура обработки данных;
- в отличие от метода преломленных волн (МПВ), допускаются инверсии скоростей по глубине;
- глубинность метода достигает 10-30 м;
- высокая интенсивность поверхностных волн обеспечивает необходимое для их выделения соотношение сигнал/шум;
- широкие возможности применения метода.

В классическом варианте метод MASW состоит из 3-х стадий (рис. 9):

- Получение дисперсионных изображений путем преобразования волнового поля.
- Получение дисперсионных кривых поверхностных волн.
- Решение обратной задачи и определение 1-D скоростной модели среды. Построение 2-D разреза скоростей поперечных волн V_s .

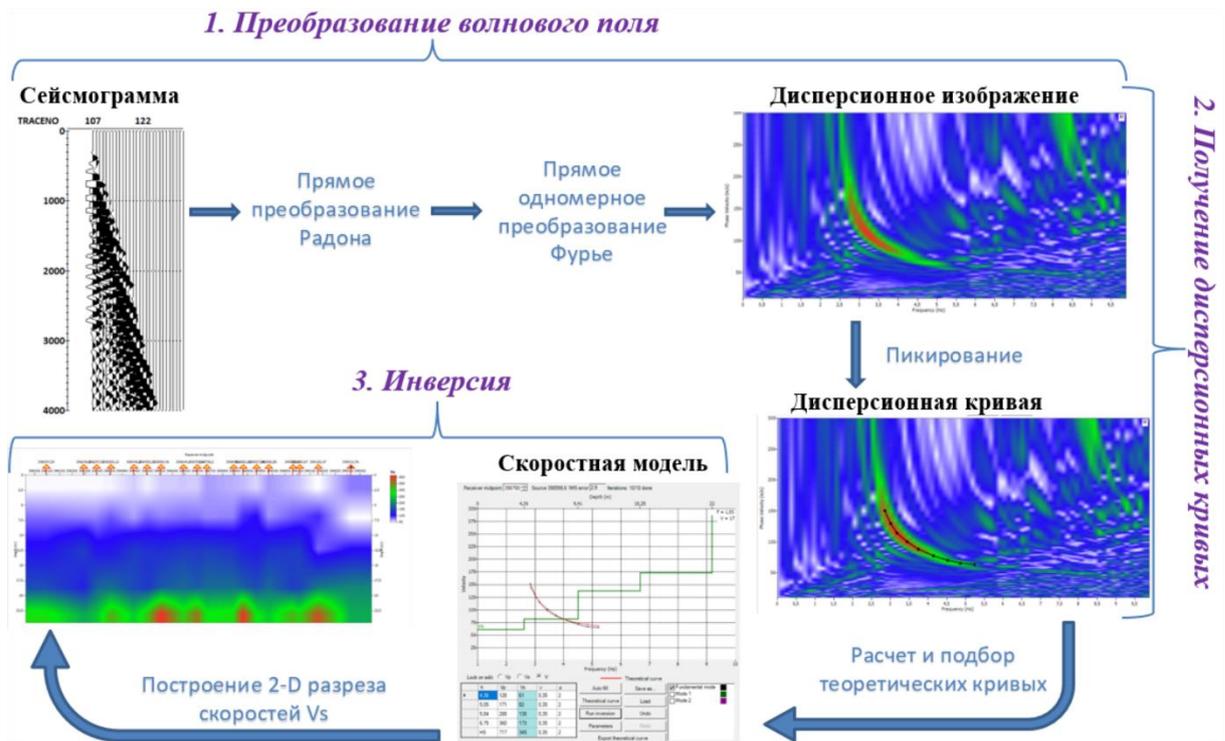


Рисунок 9 Схема обработки данных по методу MASW

2.1 Преобразование волновых полей

Посредством преобразования волновых полей цуг волн преобразовывается в плоское цветное дисперсионное изображение, отображающее зависимость фазовой скорости от частоты. Дисперсионное соотношение между частотой и скоростью контролируется слоистостью и упругими свойствами пород.

Переход от волнового поля к дисперсионному изображению осуществляется следующим образом (рис. 9). Сейсмическое волновое поле $u(t, x)$ преобразуется через прямое преобразование Радона в область $(\tau - p)$, где p – лучевой параметр, τ – временная задержка. Полученное волновое поле $U_R(\tau, p)$ после прямого одномерного преобразования Фурье по временной переменной τ переходит в новую частотную область $(p - f)$. Поскольку лучевой параметр p является величиной, обратно пропорциональной кажущейся (фазовой) скорости $V\phi$, то сейсмическая запись из области $(p - f)$ легко переводится в другую частотную область $(V\phi - f)$. Таким образом, дисперсионное изображение может быть представлено как в области $(p - f)$, так и в области $(V\phi - f)$ [Bohlen и др., 2016].

Информация о фазе, извлеченная в выборках дисперсионной кривой, зависит исключительно от среды в окне анализа. Однако амплитуды в локальном v - f -спектре могут отличаться для разных трасс, например, из-за затухания сейсмических волн и

других эффектов распространения. Эффекты затухания должны быть удалены, чтобы полностью использовать дисперсионное содержимое в локальном волновом поле [Bohlen и др., 2004].

2.2 Получение дисперсионных кривых

Вторым шагом обработки по методу MASW является получение дисперсионных кривых для выбранной моды, представляющих зависимость скорости от частоты $V(f)$. Переход к дисперсионным кривым осуществляется путем пикировки максимумов амплитуд на дисперсионных изображениях (рис. 9).

Как будет показано далее, характер пропикированной дисперсионной кривой оказывает существенное влияние на результаты инверсии, т.е. на 1-D модель, и, соответственно, 2-D разрез скоростей V_s . Поэтому этап пикировки дисперсионных кривых требует особого внимания, поскольку от него напрямую зависят результаты обработки по методу MASW.

2.3 Инверсия

Заключительный шаг метода MASW – инверсия, которая осуществляется путем подбора одномерной 1-D модели скоростей поперечных и продольных волн, для которой теоретическая дисперсионная кривая максимально приближена к измеренной кривой (рис. 9).

Инверсия может быть реализована разными способами. Один из вариантов - инверсия Оккама – минимизируется среднеквадратическая ошибка между кривыми при условии максимальной гладкости модели. [Deco Geophysical software company, 2016].

Таким образом, локальные дисперсионные кривые выбираются и инвертируются для локальной 1-D модели скорости поперечной волны. 1-D скоростная модель привязывается к середине приёмной расстановки и результаты наносятся на профиль для создания двумерного псевдореза $V_s(x, z)$, который описывает латеральные изменения скорости поперечной волны. Двумерный профиль скоростей поперечных волн строится интерполяцией между полученными вертикальными профилями (рис. 9) [Bohlen и др., 2004] [Deco Geophysical software company, 2016].

3 ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Методика была опробована на сейсмических материалах, полученных в результате инженерно-геофизических исследований в Обской губе (2019 г.), которые проводились с целью оценки экологического состояния окружающей среды.

3.1 Географо-геологическая характеристика района

3.1.1 Климатические условия

Особенности климата Обской губы обусловлены несколькими факторами, главными из которых являются географическое положение Карского моря, атмосферная циркуляция и подстилающая поверхность.

Карское море расположено к северу от полярного круга и находится под непосредственным влиянием холодного Северного Ледовитого океана с севера и огромного азиатского материка с юга. Зимой, с ноября по март, над северо-восточной частью азиатского материка располагается устойчивая область повышенного давления (сибирский антициклон), а над южной частью Карского моря с юго-запада на северо-восток простирается ложбина пониженного давления, с которой связаны основные траектории циклонов, проходящих над акваторией Карского моря. Прохождение циклонов (до 5 за месяц) обычно сопровождается резким изменением погоды – повышением температуры воздуха, увеличением облачности, усилением ветра.

Ветровой режим на территории изысканий имеет четко выраженный муссонный характер. Зимой преобладающий воздушный поток направлен с суши на море, поэтому в зимний период преобладают ветры с южной составляющей. Летом характер барического поля меняется на противоположный с преобладанием северных и северо-западных ветров.

Течения в пределах Обской губы слагаются из постоянных, приливных и ветровых. Постоянные течения образуются в результате стока речных вод и направлены на север со скоростью 0,3-0,5 узла. В связи с изменением стока скорость течений уменьшается от весны к осени. Приливные течения имеют полусуточный характер и относятся к типу реверсивных. Ветровые течения временно могут преобладать над постоянными и

приливными течениями. Наибольшая скорость суммарного поверхностного течения в южной части Обской губы может достигать согласно расчету 3,0 узлов.

Колебания уровня моря в районе работ определяются приливной волной и сгонно-нагонными явлениями. В Обской губе приливы полусуточные, мелководные, формируются приливной волной, поступающей с открытой акватории Карского моря. Величина прилива в Обской губе заметно уменьшается с севера на юг от 2,7 до 0,3 м. Средняя величина прилива достигает 0,7 м (ГМС Мыс Каменный). Величина сгонно-нагонных колебаний уровня в Обской губе может достигать 2,0 м.

Большую часть года акватория района работ покрыта льдом. Ледообразование в районе работ начинается в конце первой декады октября. Окончательное замерзание наблюдается во второй половине октября – начале ноября. Наибольшей толщины неподвижный ледяной покров достигает в мае (1,3-2,0 м). Продолжительность ледового периода в году может достигать 300 дней. Разрушение ледяного покрова под влиянием радиационного тепла и увеличения объема паводковых вод начинается в рассматриваемом районе в мае. В июне начинается вскрытие акватории Обской губы под действием ветров и волнения. В августе-сентябре в Обской губе лед обычно не встречается.

3.2.2 Геоморфологические условия

Участок изысканий находится в пределах шельфовой зоны и расположен вдоль береговой линии, на расстоянии 300 м от уреза воды. Рассматриваемый участок расположен преимущественно от уреза воды с небольшим захватом суши.

На территории Обской губы глубина моря постепенно уменьшается в направлении с севера на юг. В северной части губы она достигает 25,0 м и более в осевой части, у мыса Каменный – 10,0-12,0 м, в районе п. Ямбург глубина уменьшается до 7,0-9,0 м. В районе изысканий, на момент проведения работ, максимальная зафиксированная глубина акватории достигает порядка -10,2 м.

Рельеф участка по генетическому признаку относится к морской аккумулятивно-абразионной равнине. Профиль дна преимущественно полого-наклонный, с небольшим уклоном от 0,1 до 0,5 °. Для прибрежной части характерен более резкий переход, протяженностью вдоль береговой линии в районе 4-й и 9-й изобат, где уклон достигает 1,2°.

3.2 Геологическое строение

В структурно-тектоническом отношении, исследуемый район располагается на Западно-Сибирской плите и принадлежит палеогеновому (мел-нижнепалеоценовому) структурному этажу (рис. 10). Участок работ расположен в пределах крупной субрегиональной структуры – Ямало-Тазовской мегасинеклизе и выделяемой в ней надпорядковой структуре – Ямало-Гыданской мегаседловине.



Рисунок 10 Участок схемы тектонического районирования в районе площадки изысканий (Дополнение к карте доплиоценовых образований. Лист R-43(45). Масштаб 1:1 000 000)

В геологическом строении района Обской губы принимают участие гранито-гнейсовые породы складчатого кристаллического фундамента, вулканогенно-осадочные образования грабен-рифтового палеозойско-триасового комплекса и верхний платформенный чехол мезо-кайнозойских преимущественно терригенных отложений. Мощность верхнего мезо-кайнозойского платформенного чехла в районе участка работ составляет по архивным данным порядка 3,0-6,0 км. В его составе выделяются породы юрской, меловой, палеогеновой, неогеновой и четвертичной систем. Схема распространения отложений представлена на рисунках 11 и 12.

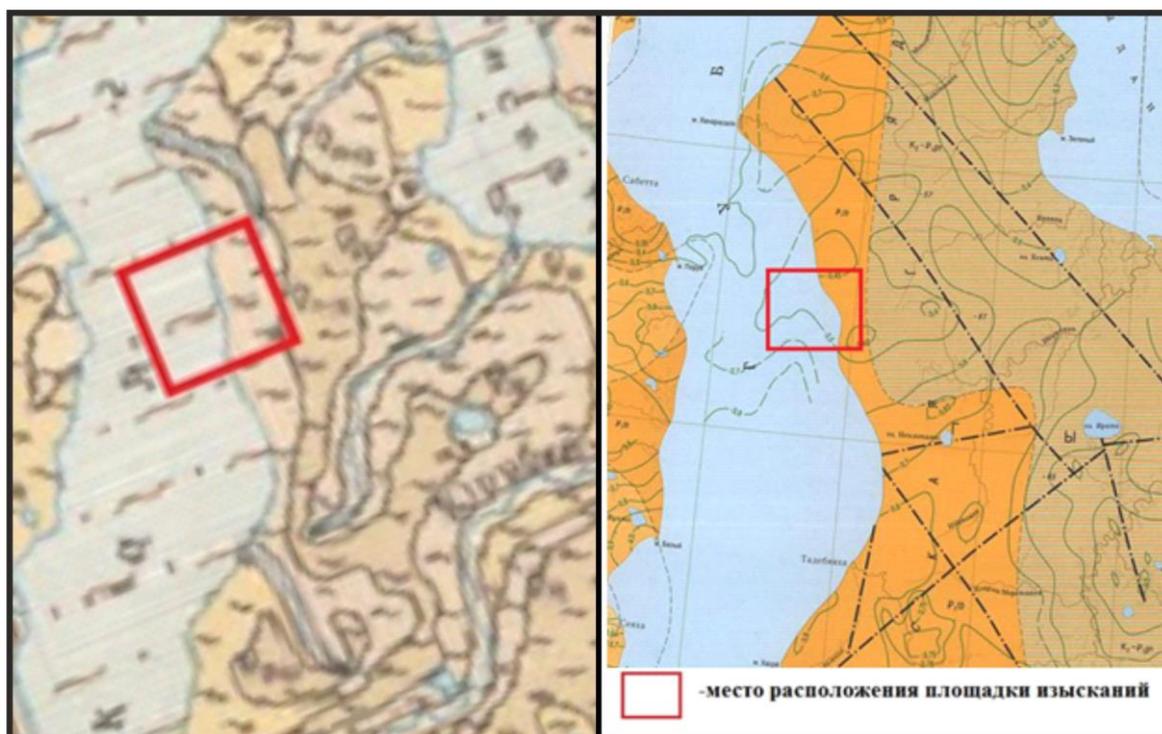


Рисунок 11 Схемы распространения четвертичных (а) включая акваторию и дочетвертичных (б) образований в районе участка работ (Геологическая карта островов советской Арктики и прилегающей части континента. Масштаб 1:1 000 000; Геологическая карта доплиоценовых образований. Лист R-43(45). Масштаб 1:1 000 000)



Рисунок 12 Схема распространения четвертичных образований (суша) в районе участка работ (Геологическая карта плиоцен-четвертичных образований. Лист R-43(45). Масштаб 1:1 000 000)

Согласно архивным данным, четвертичные отложения Обской губы представлены отложениями песчано-глинистого и песчаного состава местами с примесью органического вещества, и имеют вскрытую мощность порядка 150,0 м.

В составе четвертичного разреза выделяется ряд стратиграфо-генетических комплексов, сопоставленных с подразделениями региональной стратиграфической схемы севера Западной Сибири:

Марресальская свита (m-QI-II_{mr}) - морские отложения, представлены в основном суглинками тугопластичной и твердой консистенции с песчано-пылеватыми прослоями, мощностью 100,0 м и более.

Казанцевская свита (m-QIII_{kz}) представлена морскими отложениями, мощностью 10,0-80,0 м, преобладают пески мелкие и средние, с редкими прослоями полутвердых суглинков, с включениями гравия и раковинного детрита.

Ермаковский горизонт (a-QIII_{2er}) представлен отложениями аллювиального, по некоторым данным – предположительно морского, генезиса, мощностью до 40,0-80,0 м. В бассейнах рек Обской губы это мелко- и тонкозернистые пески с прослоями суглинков и глин, и с включениями растительных остатков. На территории акватории Обской губы отложения представлены в основном песками (от мелких до средних) с линзами и гнездами торфа, с глинистыми прослоями в верхней части толщи.

Каргинский горизонт (am-QIII_{3kr}). Аллювиально-морские отложения представлены слоями серых, зеленовато-серых суглинков и супесей, разделенных мощными (до 2,0 м) прослоями песков, с включениями ракушечного детрита, торфа и гнезд гидротроилита. Мощность толщи достигает 25,0 м.

Сартанский горизонт (a-QIII_{4sr}) представлен континентальными аллювиальными образованиями в основном песками с прослоями торфа, сформировавшиеся в период последней позднеоплейстоценовой регрессии.

Голоценовые отложения (am-QIV₁₋₂) развиты в пределах Обской губы повсеместно, мощностью от 0,2 м до 20,0 м и более. Характерно, что мощность голоценовых отложений увеличивается от оси Обской губы к ее берегам. В составе голоценовой толщи выделены три стратиграфо-генетических комплекса. Нижний, представленный древнеголоценовыми осадками формировался в начальную стадию трансгрессии современного морского бассейна. Второй комплекс древнеголоценовых аллювиальных осадков образовался в ходе эпизодической регрессии, когда уровень моря понизился до отметок около минус 15,0 – минус 20,0 м. Самый молодой, третий, комплекс представлен современными аллювиально-морскими (эстуарными) осадками.

В геологическом отношении строение участка изысканий до глубины порядка 60,0 м принимают участие современные аллювиально-морские отложения (am-QIV) и подстилающие их нижне-среднечетвертичные отложения Марресальского горизонта (m-QI-II_{mr}).

3.2 Методика и техника полевых сейсмических работ

Работы проводились в Обской губе в период с 26 сентября по 2 октября 2019 года на судне НИС Картеш (рис.13).

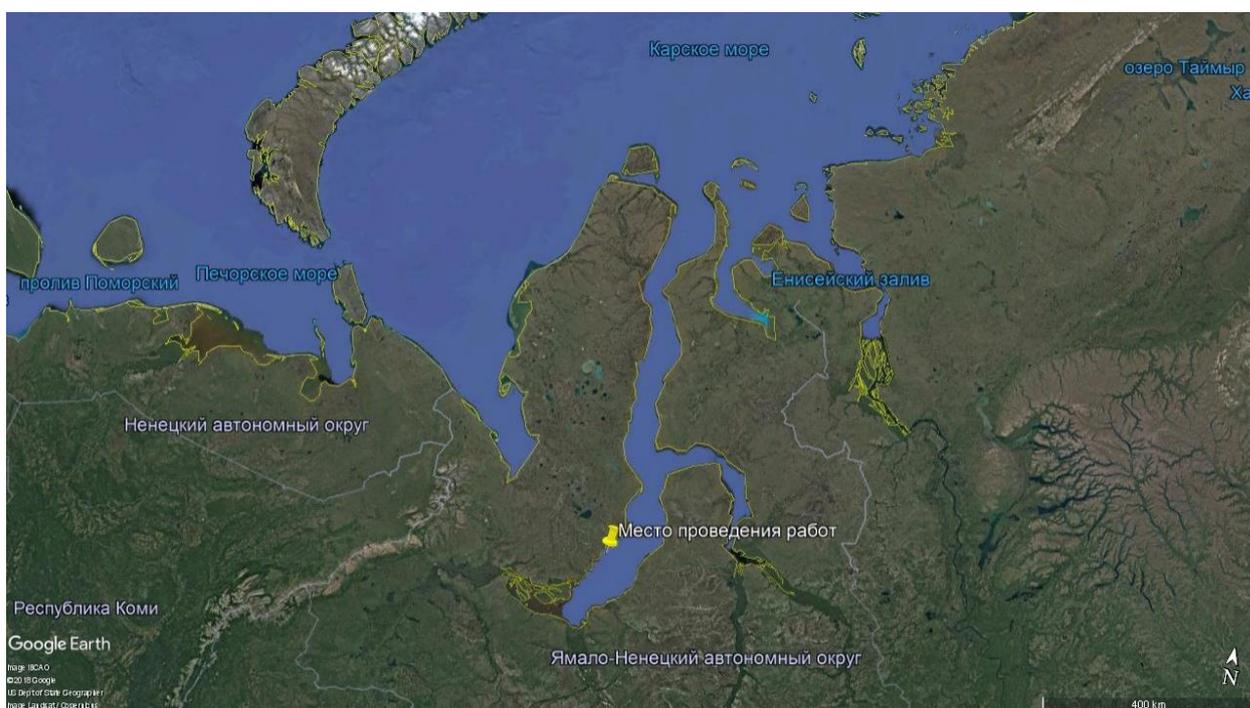


Рисунок 13 Обзорная карта работ

В качестве приемного устройства использовались автономные донные сейсмические станции (АДСС) типа «КРАБ». Возбуждение производилось пневмоисточником 0,2 дм³ производства ООО «ПУЛЬС». Пневмоисточник был заглублен на 3 метра. Глубина в месте проведения работ составляла 5-6м. Точных данных нет, так как лодка не имела глубиномера.

Использовались АДСС производства АО НПП «Авиационная и морская электроника». Основные характеристики станций представлены в таблице 1.

АДСС были расставлены сетке 250 м в обоих направлениях (25 шт.), а также дополнительно, на горизонтальной осевой линии с шагом 125 м (4 шт.), образуя квадрат со стороной 1000 м (рис. 14). Частота дискретизации была выбрана максимальная и

составила 4000 Гц. По результатам, полученным с опытной постановки, было решено использовать коэффициенты АДСС: КУгеофона = 32 и КУгидрофона = 16.

Таблица 1 Основные характеристики АДСС

Параметр	Значение
Сейсмические каналы	3 геофона и 1 гидрофон
Разрядность АЦП	24 бита
Период квантования	0,25; 0,5; 1; 2; 4 мс
Коэффициенты усиления	1; 2; 4; 8; 16; 32; 64
Объем памяти	128 Гб
Стабильность частоты	$\pm 5 \cdot 10^{-9}$
Автоматическая подстройка генератора по времени спутниковых навигационных систем	
Автономность по питанию	≥ 45 суток
Датчик определения положения, точность:	
— Азимут (на широтах до ± 50 градусов от Экватора)	$\pm 5^\circ$
— Крен/дифферент	$\pm 2^\circ$
Полный заряд ($t=+15\dots+45^\circ\text{C}$)	24 часа
Интерфейс	Ethernet
Диапазон рабочих температур	$-10^\circ\text{C}\dots+50^\circ\text{C}$
Встроенная система диагностики (включая автоматическое тестирование геофонов)	
Индикатор, расположенный на корпусе каждой донной станции, позволяет оценить её состояние непосредственно перед постановкой или сразу после подъема	

Из-за неполадок существенно сократилось время автономной работы пушки, что привело к уменьшению количества выстрелов. При стрельбе каждые 5 секунд не удавалось пройти линию отстрела за один раз. После работы над первой линией было время увеличили до 10 секунд. Первая линия отстреливалась 2 раза с частотой работы 5 сек. Остальные за 1 раз с частотой 10 секунд.

Для наглядности все точки отстрела импортированы на карту (рис. 15), где сразу видны перебои в работе пушки и необстрелянные участки профиля. Название точки соответствует времени и дате отстрела в формате hhmmssddmmуу, где по порядку указаны час, минута, секунда, день, месяц и год.

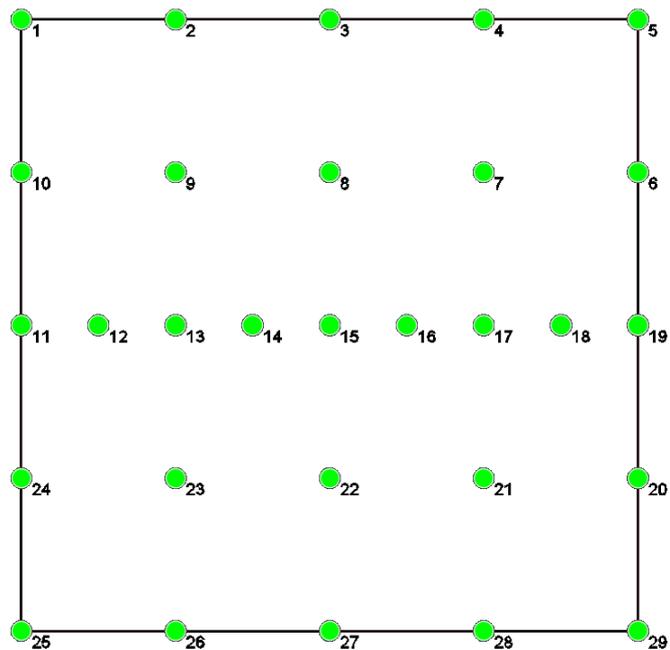


Рисунок 14 Схема расстановки АДСС

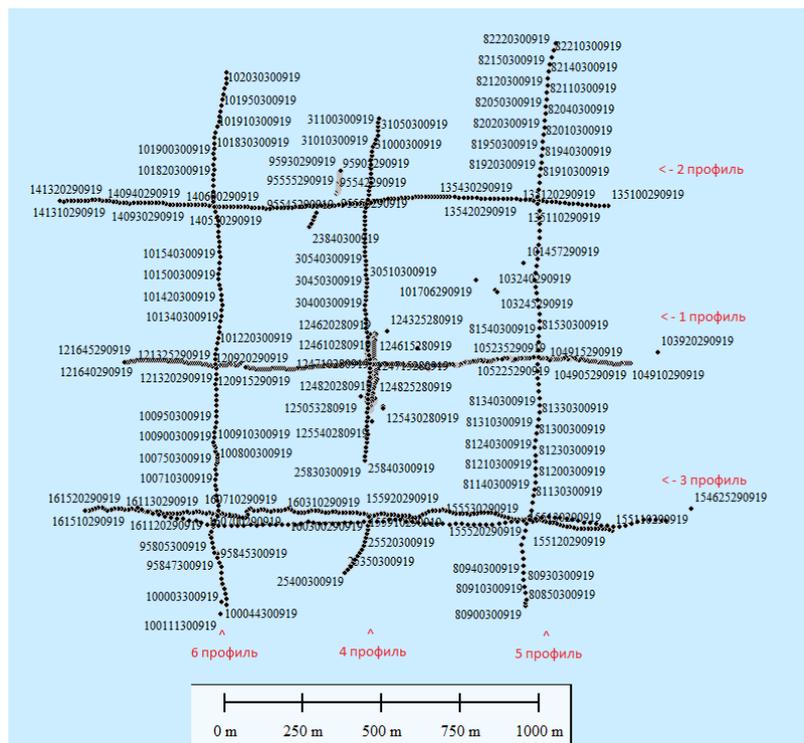


Рисунок 15 Схема точек отстрела

Для обработки использовались сейсмические записи, полученные донными станциями, на горизонтальных профилях 1, 3, 5, совпадающих с профилями отстрела. В работе профили пронумерованы как 1, 2, 3 соответственно.

4 ОБРАБОТКА СЕЙСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ПО МЕТОДУ MASW

Обработка сейсмических данных выполнялась в системе RadexPro и включала два этапа:

1. Подготовительный этап обработки, целью которого было выделить полезные волны и подготовить сейсмические данные для последующей обработки в модуле MASW.

2. Обработка данных по методу MASW, результатом которой является получение 1-D моделей и 2-D разрезов скоростей V_s .

4.1 Подготовительный этап обработки сейсмических данных

4.1.1 Анализ волнового поля

Анализ волнового поля проводился на примере сейсмограмм зарегистрированным АДСС 1 (рис. 14). Примеры сейсмограмм и их спектры представлены на рисунках 16 (компонента Н), 17 (компонента Х) и 18 (компонента Z). На всех сейсмограммах было отмечено присутствие высокочастотной составляющей. Легко заметить, что волна Шольте и каналовая волна выражены лучше на сейсмограммах компонент Х и Z.

Сейсмограммы Y компоненты (рис. 19), за исключением отдельных случаев, как правило, часто отличаются самым плохим качеством записи, поэтому в дальнейшем обработка и MASW по ним не выполнялись.

В результате анализа частотных спектров было установлено (рис. 18), что каналовые волны имеют низкочастотную (15-20 Гц) и высокочастотную составляющие (более 100 Гц). Максимальные частоты фундаментальной моды волны Шольте соответствуют 4-5 Гц.

Максимальные частоты на спектрах всего волнового поля соответствуют примерно 25 Гц (рис. 16, 17).

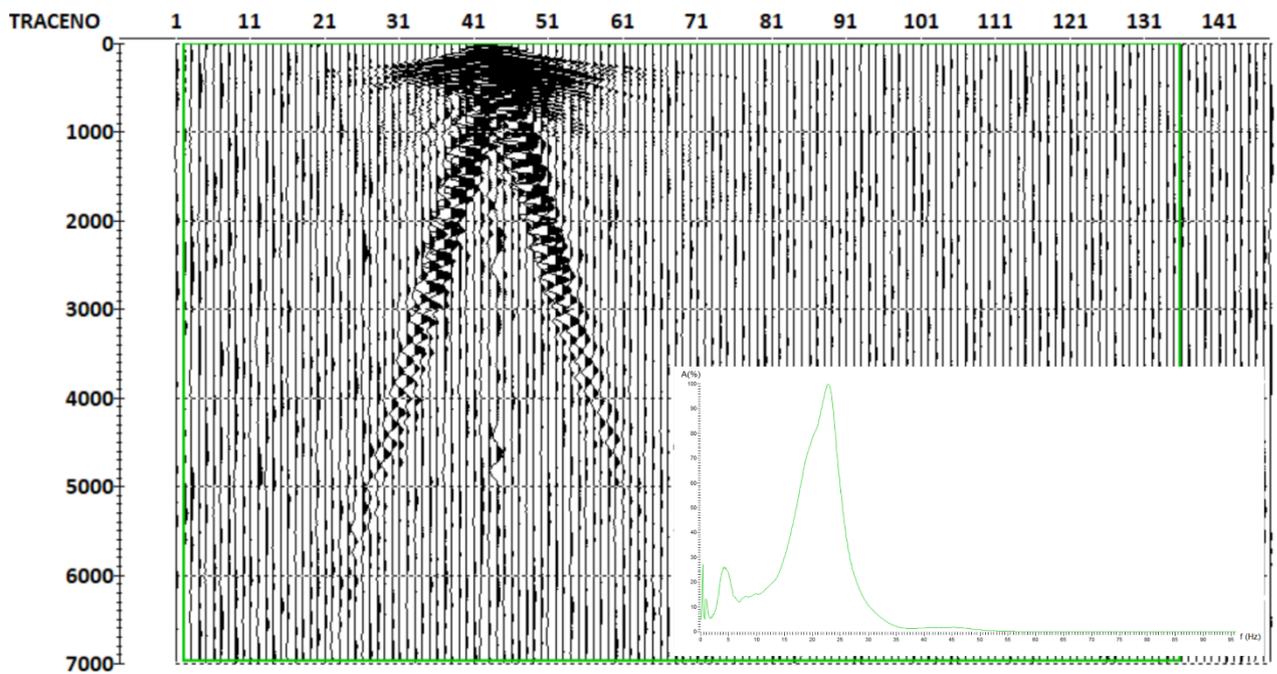


Рисунок 16 Сейсмограмма и ее спектр, компонента N

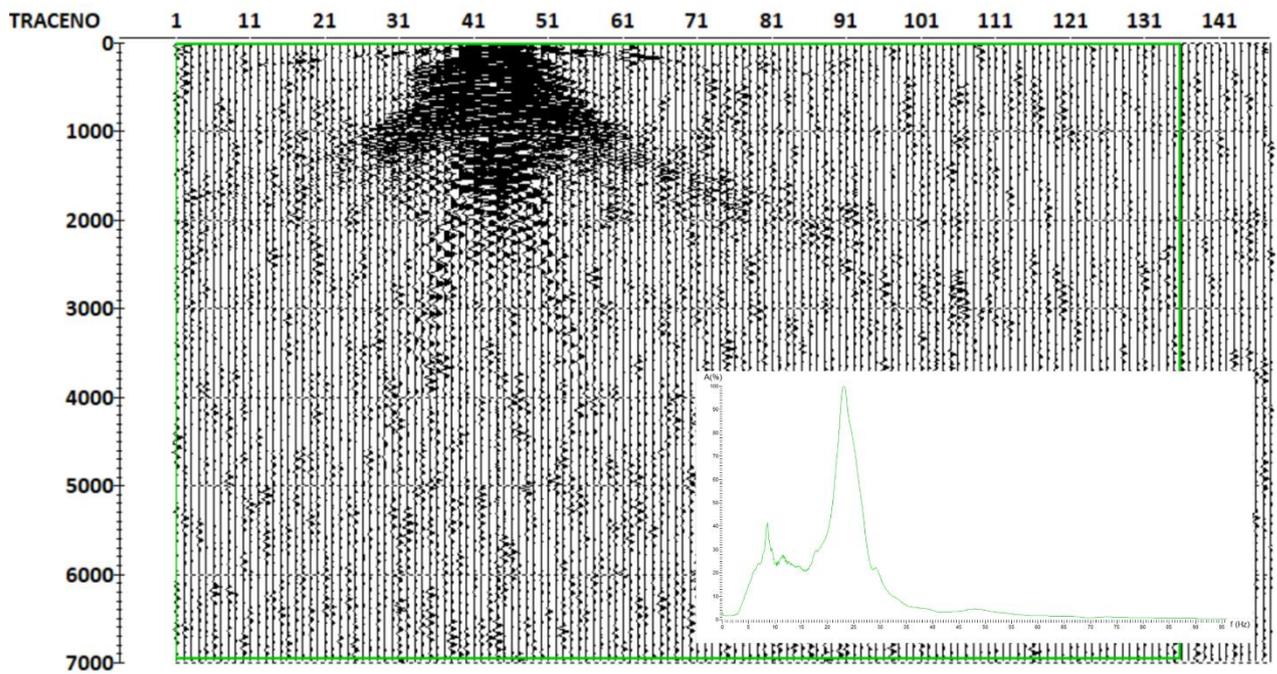


Рисунок 17 Сейсмограмма и ее спектр, компонента X

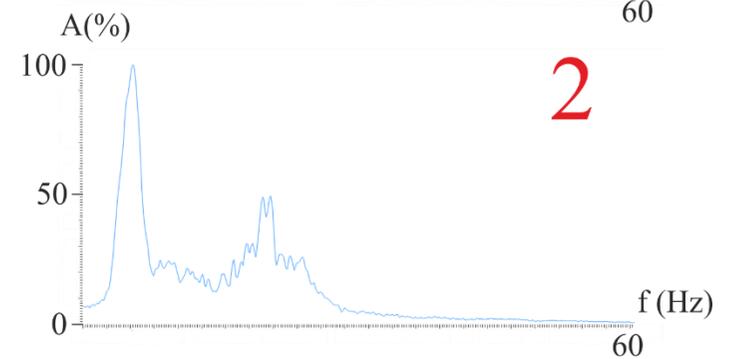
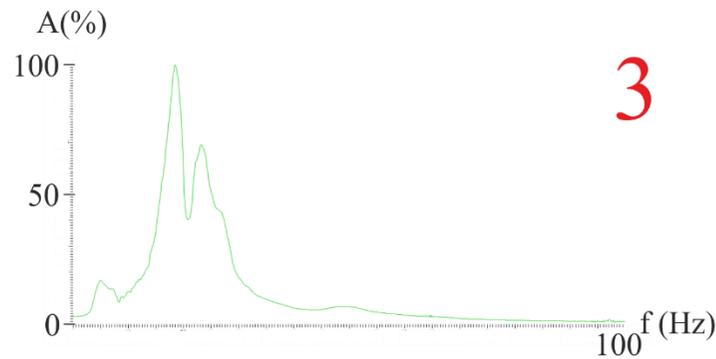
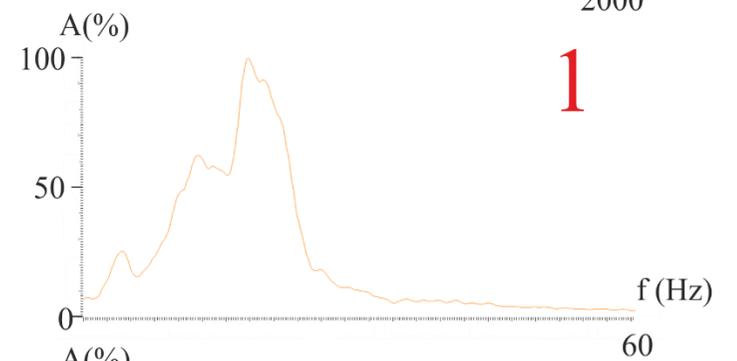
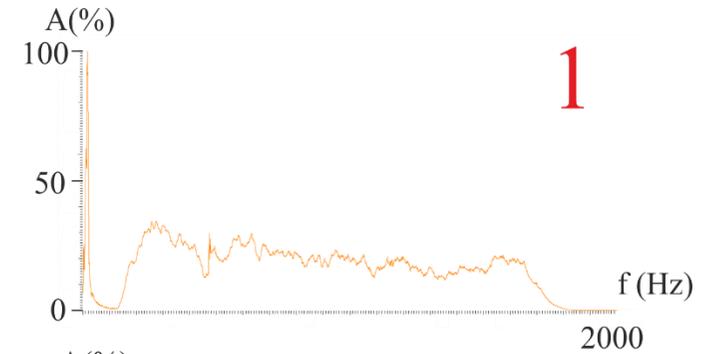
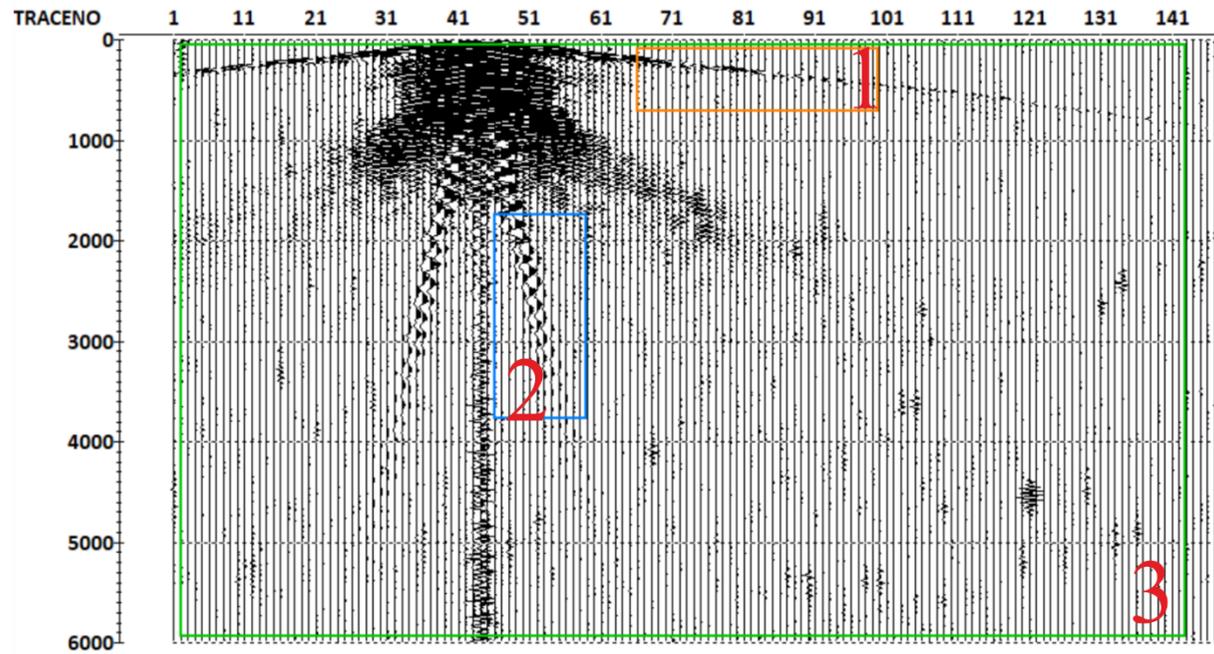


Рисунок 18 Пример сейсмограммы, компонента Z и ее спектры

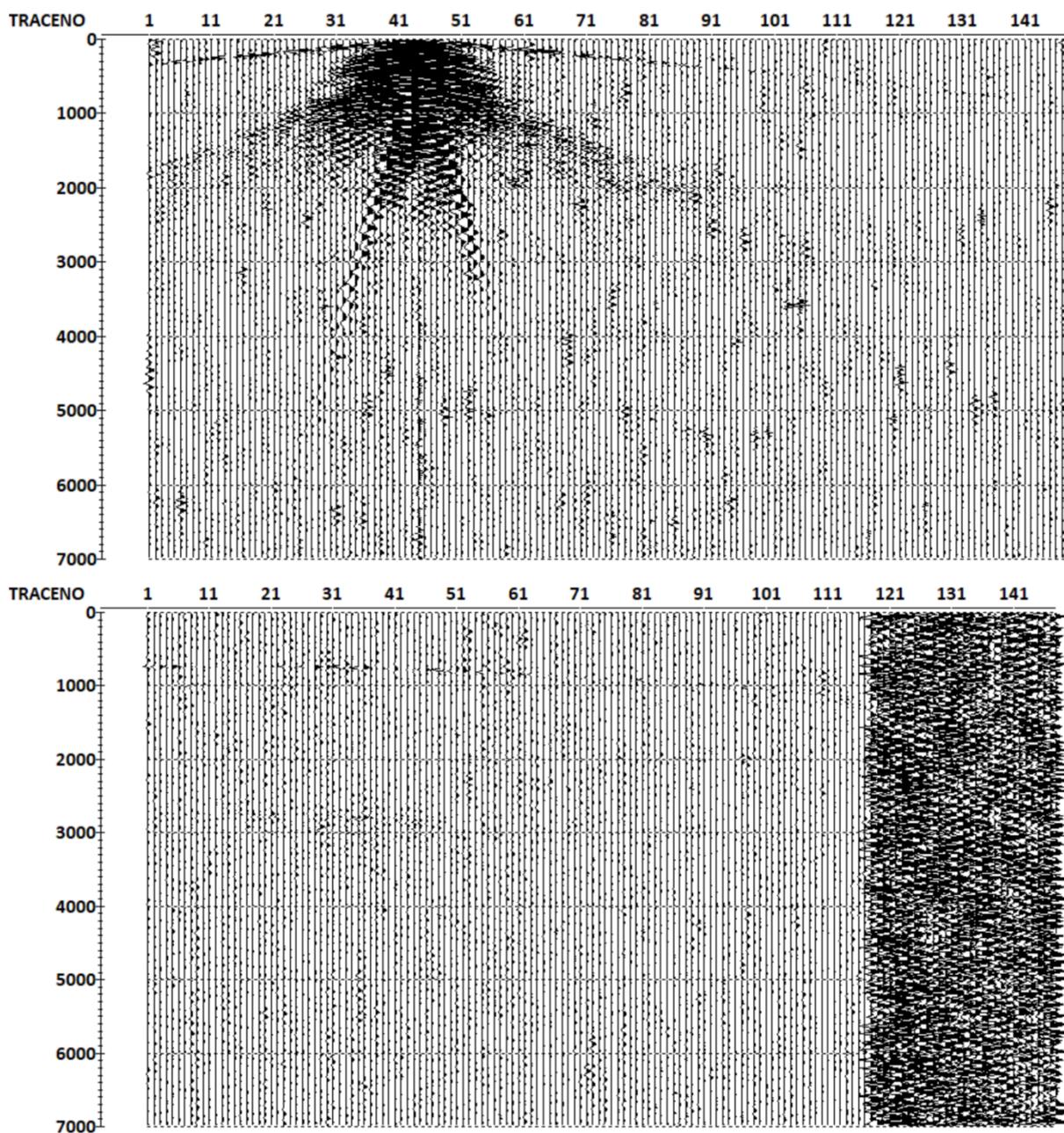


Рисунок 19. Сейсмограммы, компонента Y: сверху - хорошее качество записи, внизу - плохое качество записи

На рисунке 20 представлена сейсмограмма, к которой был применен полосовой фильтр Ормсби с параметрами фильтра: $2-4 \div 6-9$ Гц, в результате которого были выделены поверхностные волны.

На сейсмограмме, представленной на рисунке 21, более отчетливо выделяются каналовые волны в результате фильтрации с параметрами фильтра $7-10 \div 19-25$ Гц.

На рисунке 22 в результате фильтрации с параметрами фильтра $90-100 \div 1800-1900$ Гц наблюдаются только высокочастотные составляющие.

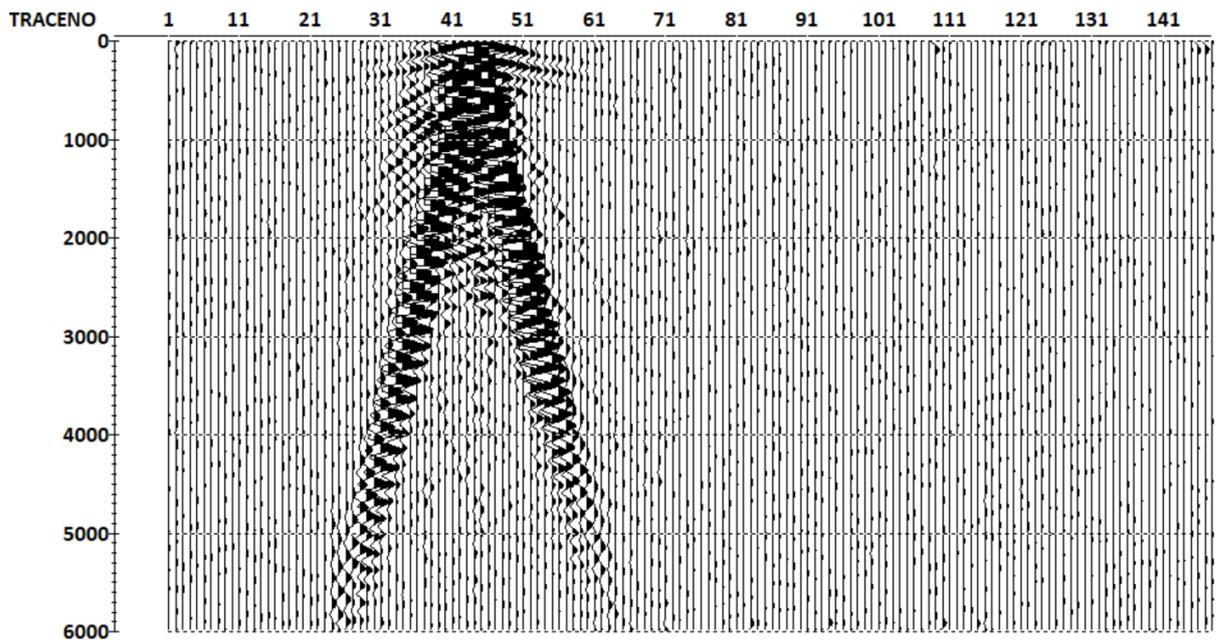


Рисунок 20 Сейсмограмма после процедуры фильтрации с параметрами фильтра
2–4÷6-9 Гц

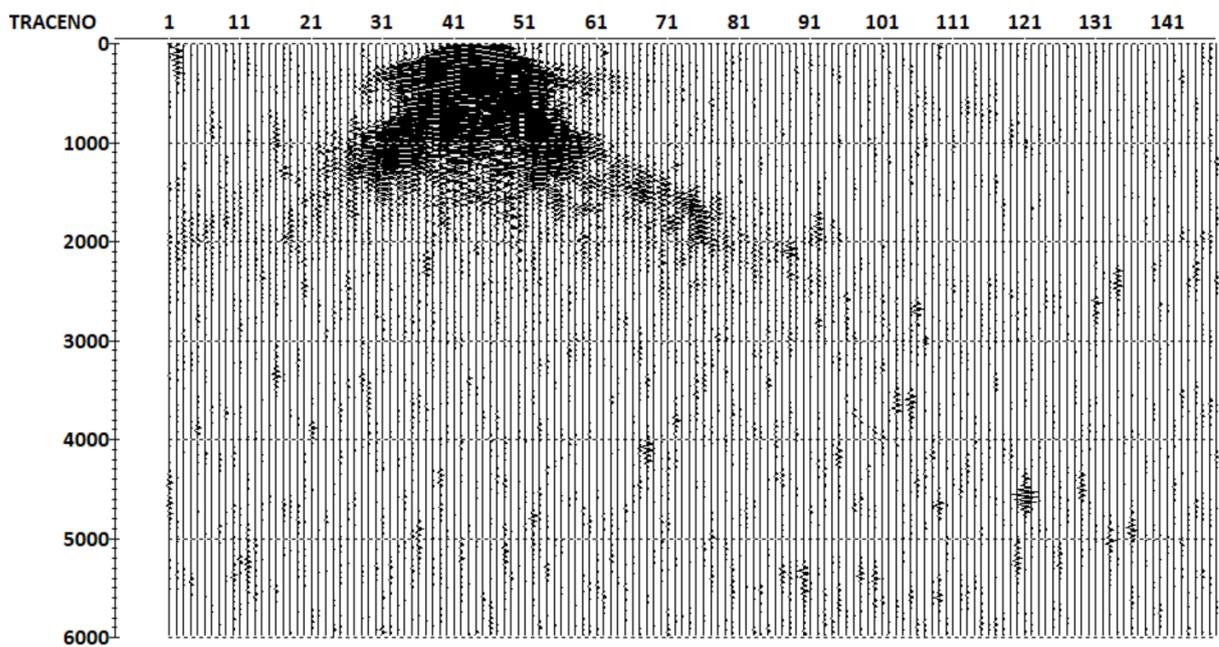


Рисунок 21 Сейсмограмма после процедуры фильтрации с параметрами фильтра
7-10 ÷19-25 Гц

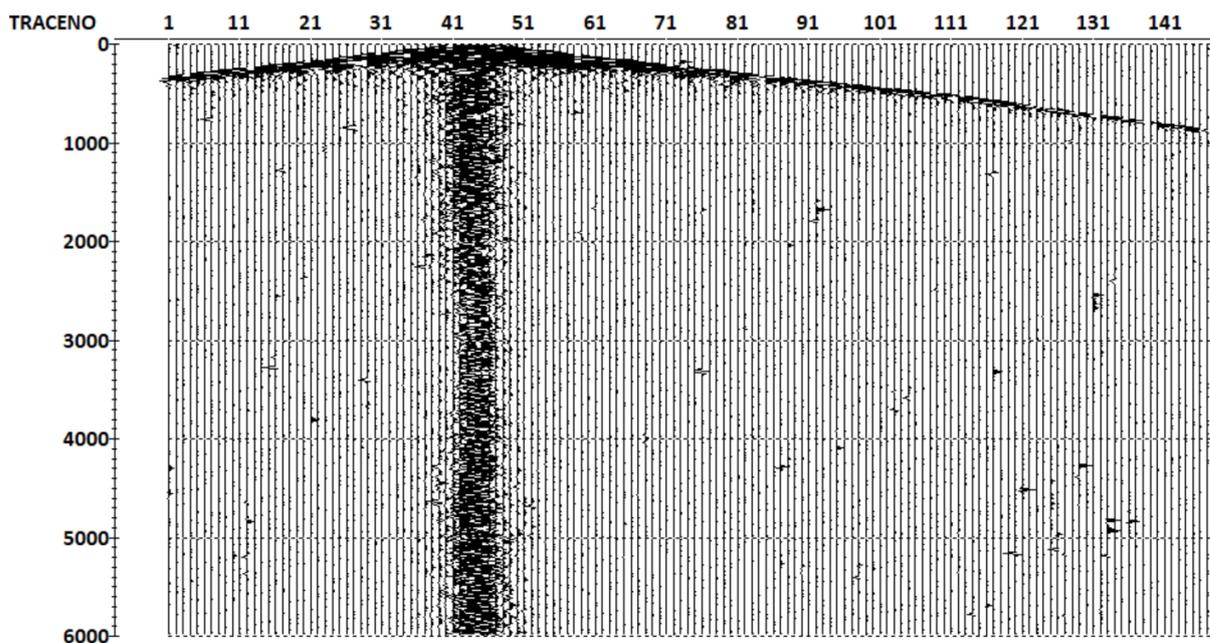


Рисунок 22 Сейсмограмма после процедуры фильтрации с параметрами фильтра 90-100÷1800-1900 Гц

4.1.2 Обработка сейсмических данных

Обработка сейсмических записей была направлена на выделение главной моды волны Шольте и выполнялась по следующему графу (рис. 23):



Рисунок 23 Граф обработки

1. *Присвоение геометрии* выполнялось путем занесения координат источников и приемников, значений глубины дна и заглоблений пневмосточника в базу данных геометрии в системе RadexPro. Далее производилось вычисление расстояний источник-приемник (оффсетов и абсолютных офсетов) с помощью модуля Trace Header Math, который предназначен для математических операций со значениями существующих заголовков.

2. Так как модуль MASW сортирует дисперсионные кривые по срединной точке приемной расстановки, то было необходимо выполнить *переход к обращенной системе наблюдений*, то есть поменять местами координаты отстрелов и координаты донных станций. Операция выполнялась в модуле Trace Header Math.

3. На сейсмограммах было выделено присутствие *постоянной составляющей* (рис. 24), в связи с чем было произведено ее снятие (рис. 25) в модуле DC Removal.

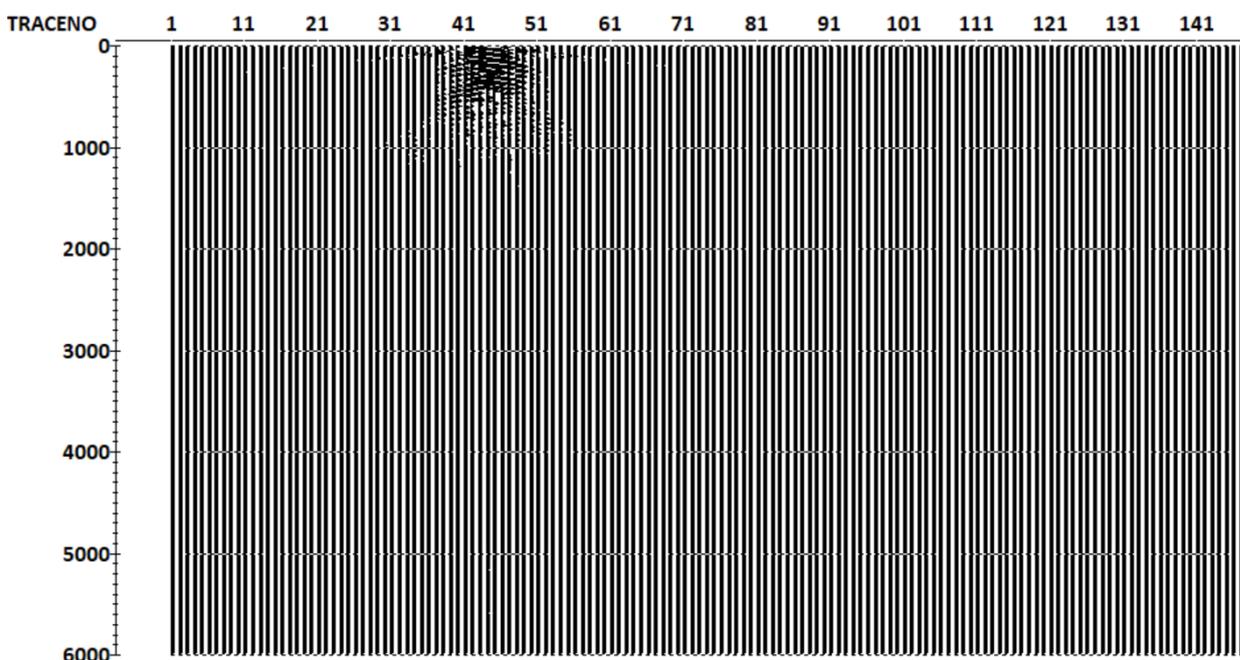


Рисунок 24 Сейсмограмма до снятия постоянной составляющей

4. Для учета геометрического расхождения была выполнена *амплитудная коррекция* (рис. 26) с помощью модуля Amplitude Correction, который применяет к трассам переменную во времени функцию усиления. Каждый отсчет трассы умножается на функцию t^n .

5. *Фильтрация*. Для выделения фундаментальной моды волны использовался полосовой фильтр Ормсби с параметрами 2–4÷6–9 Гц (рис. 27). Полосовая фильтрация выполнялась с помощью модуля Bandpass Filtering, который применяет частотную фильтрацию к каждой входной трассе. Алгоритм фильтрации действует в частотной области

и реализуется путем умножения преобразования Фурье трассы на частотную характеристику цифрового фильтра.

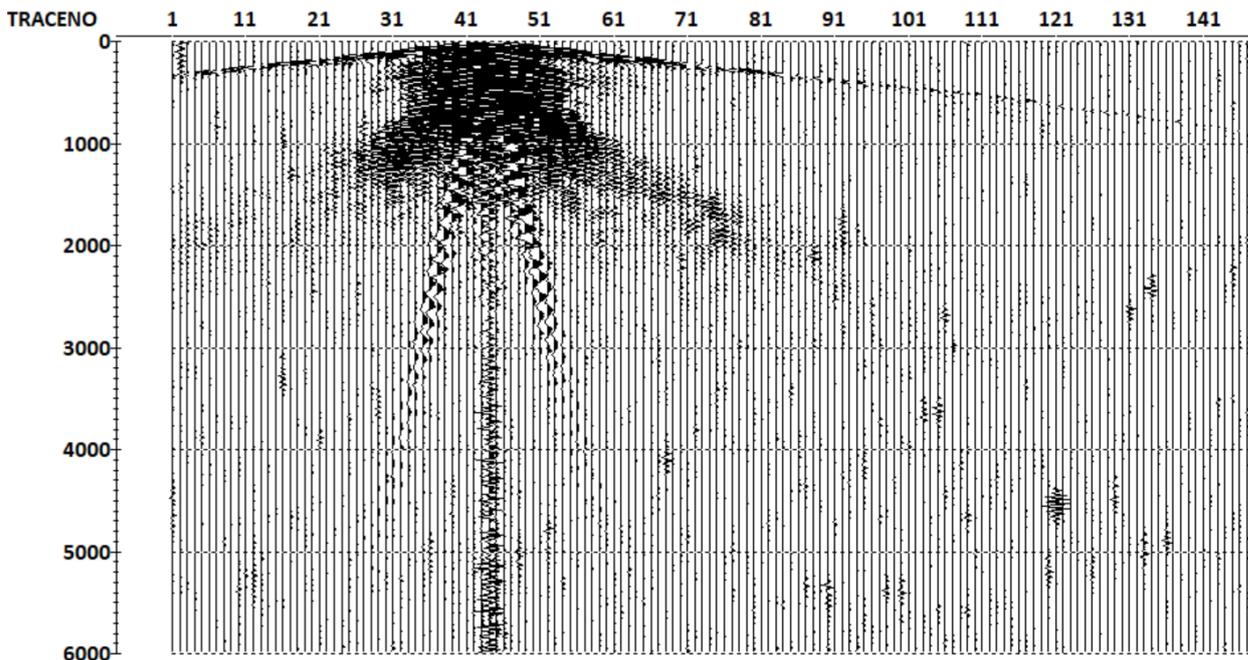


Рисунок 25 Сейсмограмма после снятия постоянной составляющей

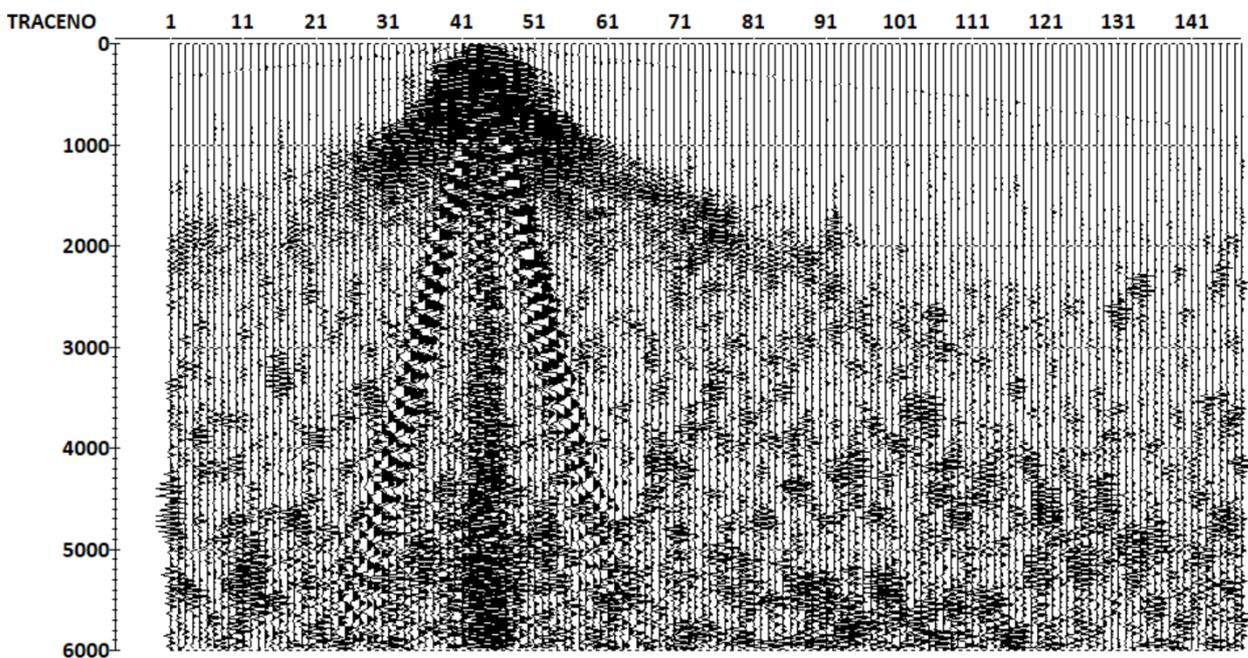


Рисунок 26 Сейсмограмма после амплитудной коррекции

6. Так как получение дисперсионных изображений производится отдельно по правым и левым веткам сейсмограммы, то было выполнено *разделение* ее на правые и левые ветви (рис. 28). Операция выполнялась в модуле Data Filter, который фильтрует

трассы, идущие по потоку, в соответствии с указанными параметрами (заголовок и выборка).

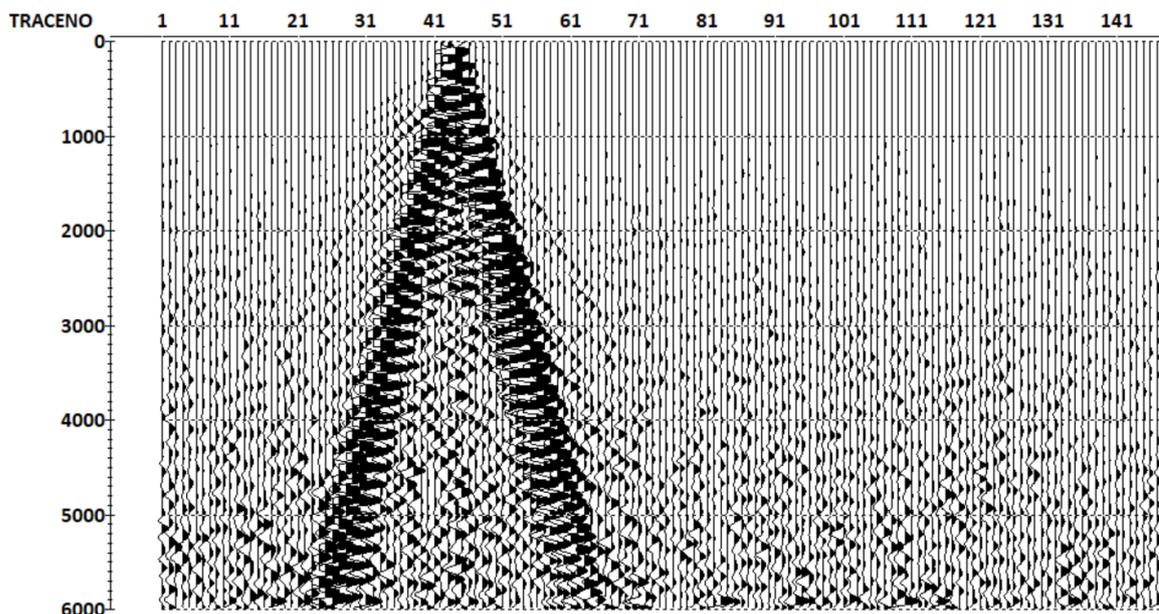


Рисунок 27 Сейсмограмма после процедуры фильтрации

7. Для того, чтобы оставить на сейсмограммах только представляющие интерес фундаментальные моды волны Шольте, выполнялась процедура *мьютинга* с помощью модуля Trace editing. Перед процедурой мьютинга выполнялась пикировка сейсмограмм, чтобы обнулить участки трасс до указанного времени (Top muting).

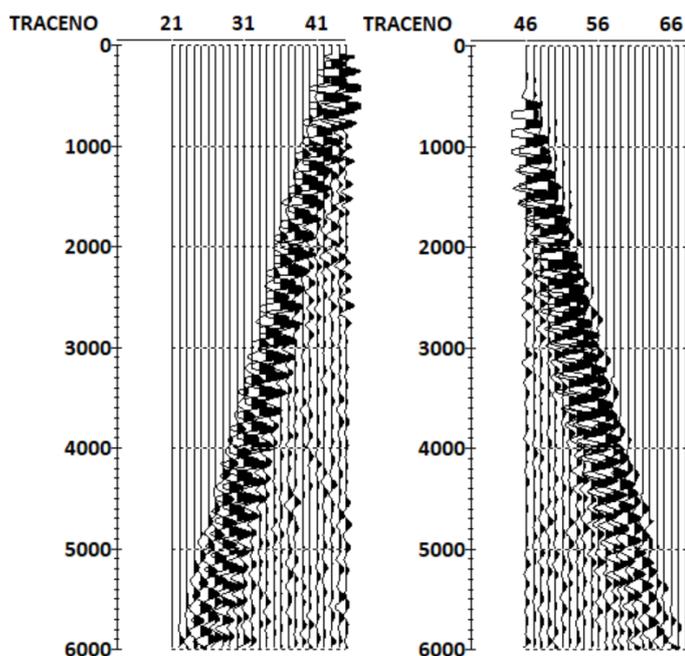


Рисунок 28 Сейсмограмма после разделения на ветки и процедуры мьютинга (слева - отрицательные удаления, справа – положительные удаления)

4.2 Обработка поверхностных волн по методу MASW

После выполнения вышеперечисленных процедур обработки сейсмограмм осуществляется получение дисперсионных изображений и пикировка дисперсионных кривых в модуле MASW.

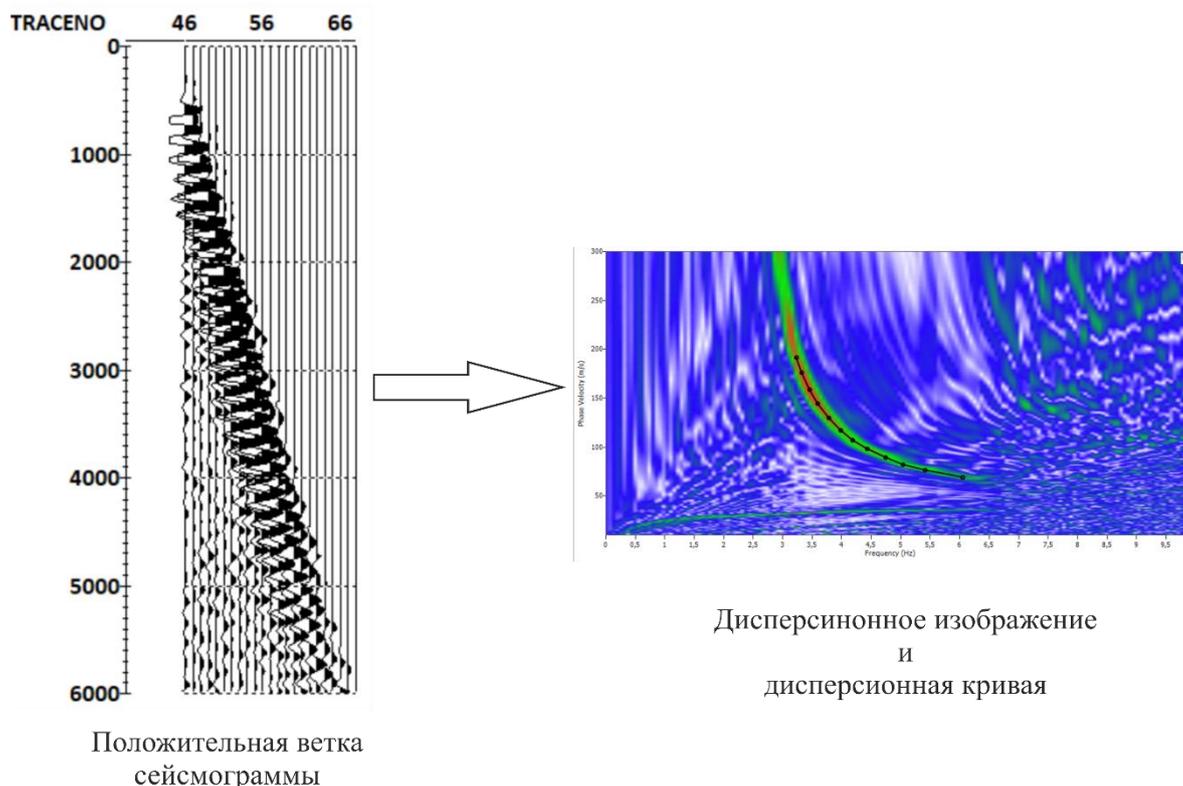


Рисунок 29 Сейсмограмма и ее дисперсионное изображение, полученное путем преобразования волнового поля

4.2.1 Тестирование параметров обработки по методу MASW

Так как результаты инверсии: 1-D модели и, соответственно, 2-D разрезы скоростей V_s - зависят от задаваемых параметров инверсии, таких как максимальная глубина модели, количество слоев, коэффициент Пуассона и количество итераций, то перед выполнением обработки данных по методу MASW было выполнено тестирование этих параметров. Выбор параметров осуществлялся по наилучшему совпадению теоретической и заданной дисперсионной кривой.

Тестирование позволило оценить влияние разных параметров на результаты инверсии (методический аспект), а также выбрать те значения параметров, с которыми выполнялась дальнейшая обработка всего объема данных.

4.2.1.1 Тестирование задаваемых параметров инверсии

1. Максимальная глубина

Теоретически, приблизительную оценку глубины до полупространства следует выбирать исходя из одной трети - половины максимальной длины волны, поэтому для обрабатываемых данных она должна быть равна примерно 22 м. Чтобы оценить влияние максимальной глубины на получаемую скоростную модель были выбраны следующие значения глубины: 10, 16, 22 и 28 м (рис.30). Легко заметить, что наилучшее совпадение теоретической кривой с полученной нами происходит при глубине в 22 м.

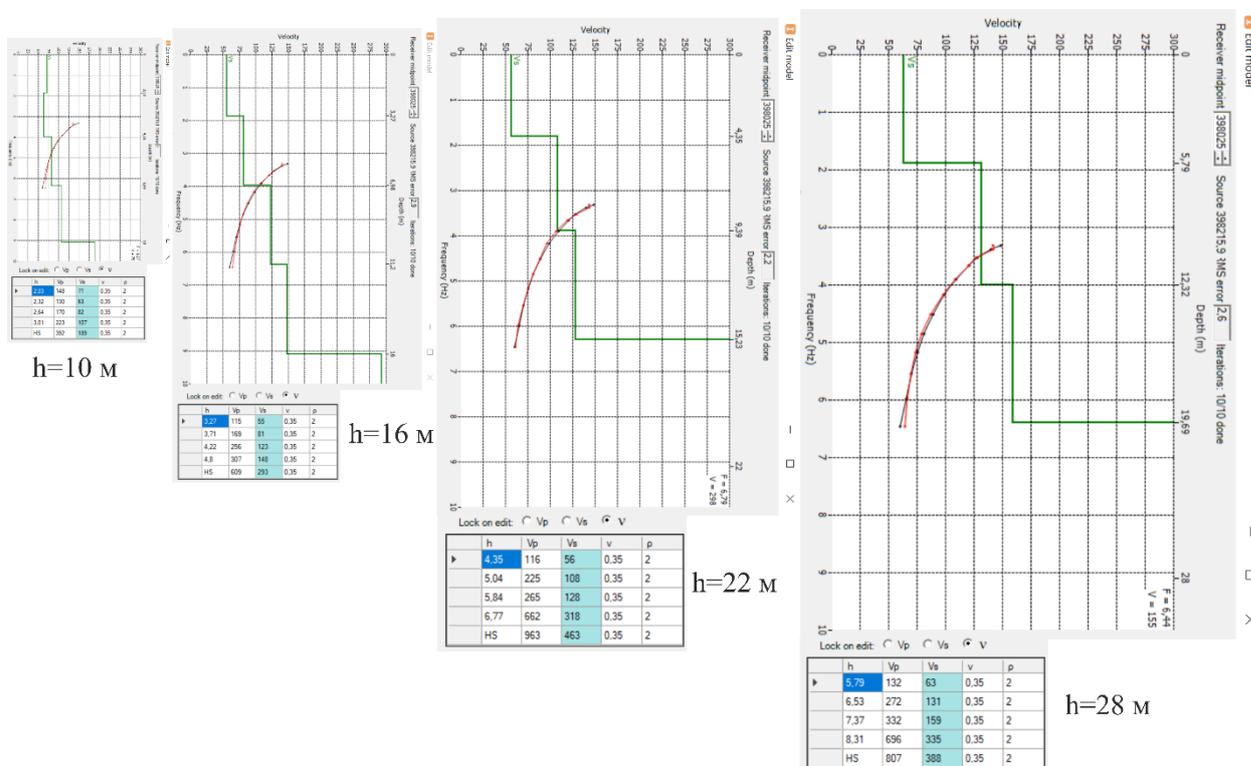


Рисунок 30 Скоростные модели в зависимости от заданной максимальной глубины. АДСС 1

2. Количество итераций

В ходе тестирования была произведена оценка влияния количества итераций на получаемую 1-D модель. Для этого были получены скоростные модели при пяти и десяти итерациях (рис. 31). В результате было выявлено, что чем больше количество итераций, тем лучше совпадает полученная кривая с теоретической.

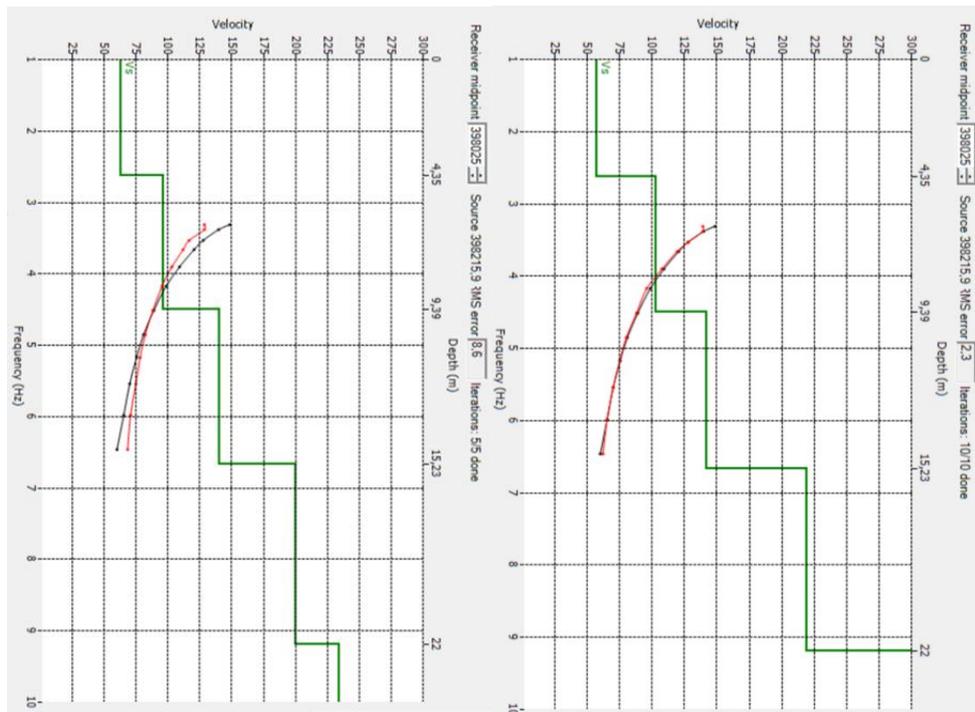


Рисунок 31 Скоростная модель после 5 итераций (ошибка – 8,6; слева) и после 10 итераций (ошибка – 2,3; справа)

3. Количество слоев модели

Для оценки влияния количества слоев были построены модели с 3, 4, 5, 6 и 7 слоями (рис. 32). Стоит отметить, что границы между слоями модели не всегда соответствуют сейсмическим границам в приповерхностном слое. Количество слоев сказывается на значениях скоростей V_s в отдельных слоях модели, но скоростная зависимость с глубиной сохраняет общую тенденцию. В результате была выбрана модель, состоящая из 5-ти слоев.

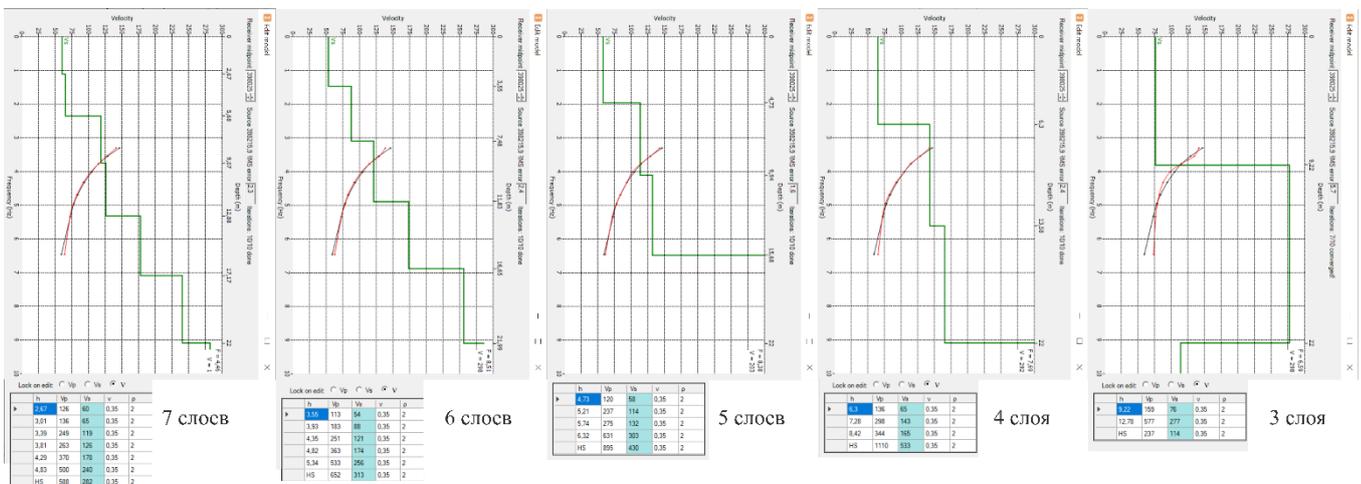


Рисунок 32 Скоростные модели в зависимости от заданного количества слоев.

4. Коэффициент Пуассона

Были построены модели с коэффициентами Пуассона в интервале от 0,2 до 0,4 с шагом 0,05 (рис. 33). На представленных скоростных моделях легко заметить, что коэффициент Пуассона оказывает большое влияние на совпадение теоретической кривой с полученной: при его значениях 0,2 и 0,25 корреляции между кривыми практически не наблюдается. При значениях коэффициента Пуассона от 0,3 до 0,4 теоретические кривые хорошо совпадают с наблюдаемыми, однако наилучшее совпадение имеет место при значении коэффициента Пуассона 0,35.

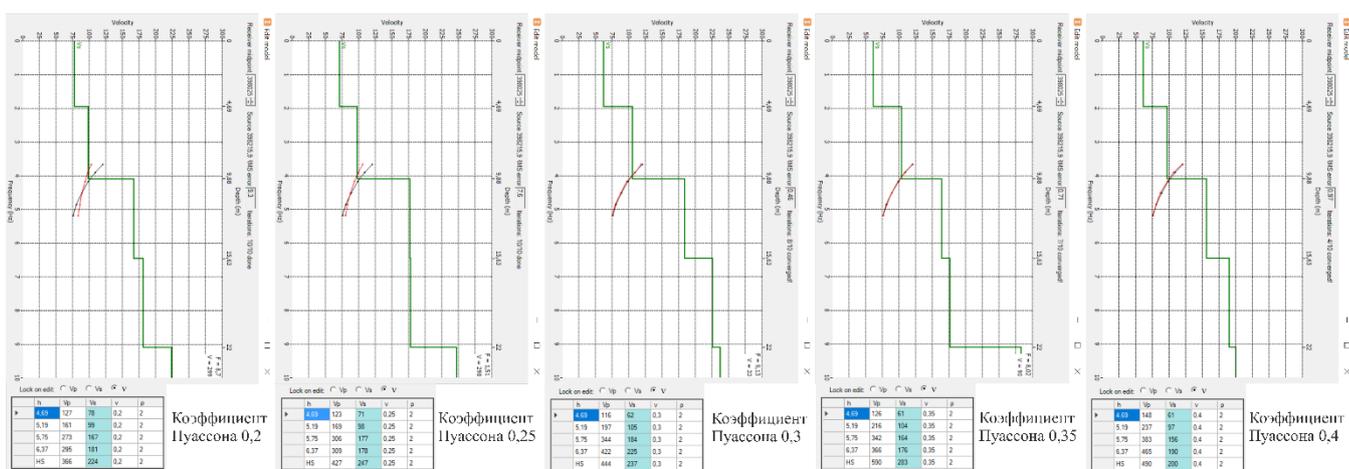


Рисунок 33 Скоростные модели в зависимости от заданного значения коэффициента Пуассона. АДСС 1

Таким образом, при обработке данных по методу MASW будут заданы следующие значение параметров инверсии: глубина модели – 22 м, количество слоев – 5, коэффициент Пуассона – 0,35, количество итераций – 10.

4.2.1.2 Тестирование влияния протяженности дисперсионной кривой

Кроме задаваемых параметров инверсии, на скоростную модель так же влияет протяженность дисперсионной кривой, получаемой после пикирования (рис. 34). Средняя часть модели для кривых любой протяженности практически одинакова. Ей соответствует та часть кривой, которая находится в диапазоне частот, отвечающих интервалу максимальных частот волны Шольте (4-5 Гц). При увеличении протяженности дисперсионной кривой в области более низких частот, которая влияет на значения скоростей в низах модели, отчетливо наблюдается влияние характера

дисперсионной кривой на скоростную модель. Это является одной из причин неоднозначности модели.

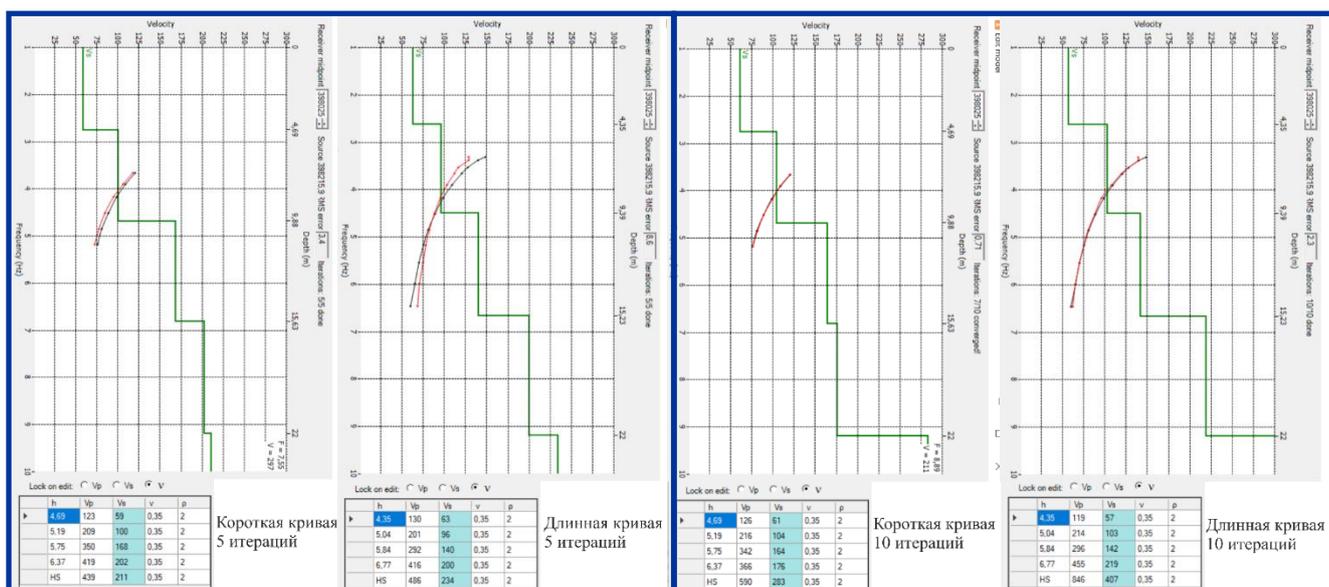
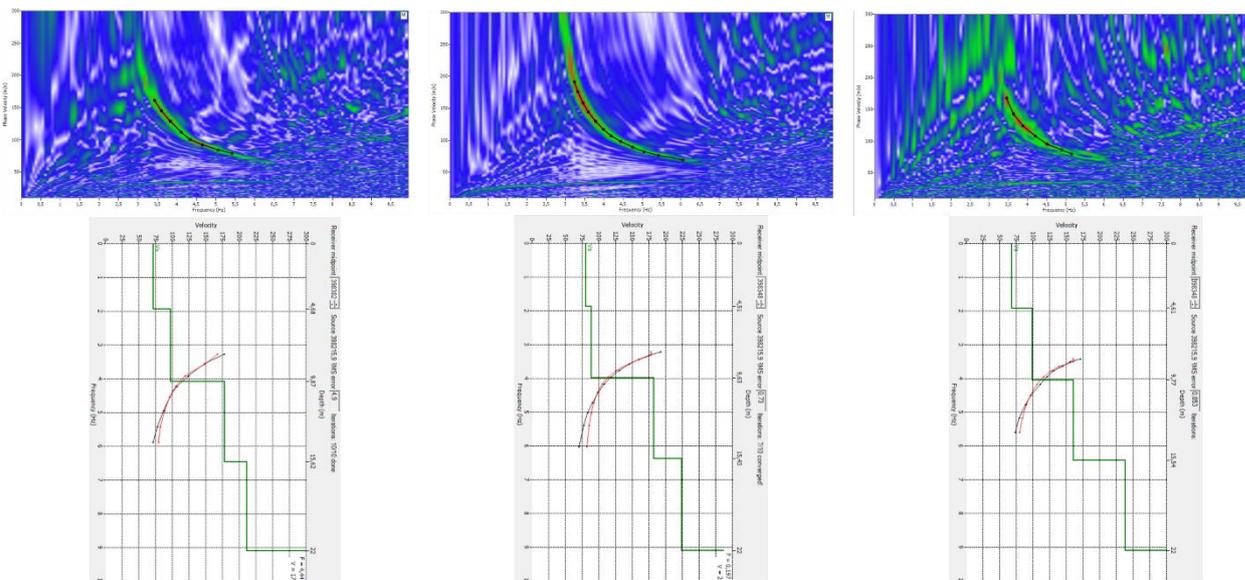


Рисунок 34 Скоростные модели в зависимости от протяженности дисперсионных кривых. АДСС 1 (слева – 5 итераций, справа – 10 итераций)

4.2.2 Анализ сейсмических данных разных компонент на уровне дисперсионных изображений

Были проанализированы дисперсионные изображения и скоростные модели для компонент Н, Z и X профиля 1, АДСС 1 (рис. 35). Скоростные модели для компонент Z и Н сопоставимы, однако качество дисперсионного изображения компоненты Z лучше.

В ходе работы был обработан весь объем данных, но в дальнейшем для построения скоростных моделей были использованы данные по компонентам Z и X для сравнения и уточнения моделей по вертикальным и горизонтальным компонентам.



N компонента

Z компонента

X компонента

Рисунок 35 Дисперсионные изображения и скоростные модели для профиля 1, АДСС 1

4.3 Результаты обработки

В результате с выбранными параметрами инверсии были обработаны три профиля по компоненте Z и профиль 1 по компоненте X. На рисунках 36-N представлены результаты обработки: дисперсионные изображения, 1-D модели и 2-D разрезы скоростей V_s .

Дисперсионные изображения и скоростные модели по профилю 1 компоненты Z представлены на рисунках 36 и 37.

Дисперсионные изображения и скоростные модели по профилю 2 компоненты Z представлены на рисунках 38, 39, 40, 41 и 42.

Дисперсионные изображения и скоростные модели по профилю 3 компоненты Z представлены на рисунках 43, 44 и 45.

Дисперсионные изображения и скоростные модели по профилю 1 компоненты X представлены на рисунке 46 и 47.

Для сравнения результатов, получаемых по вертикальной и горизонтальной компоненте, на рисунке 48 показаны 2-D разрезы по профилю 1 для компонент Z и X. Можно отметить, что по характеру распределения скоростей в целом эти два разреза сопоставимы между собой.

На рисунке 49 представлены 2-D разрезы скоростей V_s по всем трем профилям компоненты Z. На всех разрезах отмечаются скачки скоростей в отдельных точках

профиля, связанные не с геологическим строением территории, а с отдельными ошибками в трассировании дисперсионных кривых и со сшивкой 1-D модели по встречным сейсмограммам.

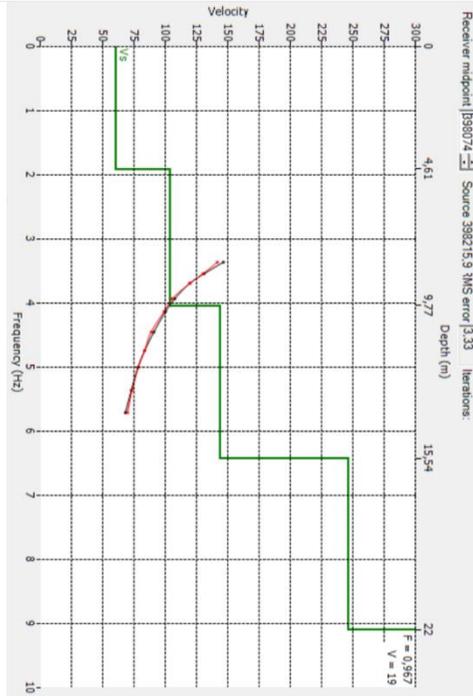
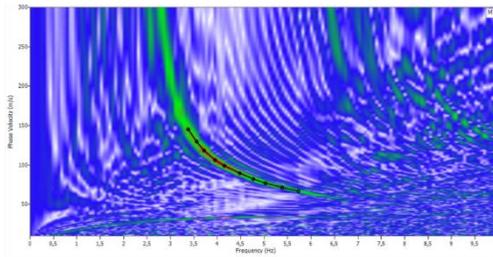
Таким образом, для повышения однозначности 2-D разрезов требуется более точно увязывать дисперсионные кривые и результаты инверсии на встречных сейсмограммах.

Оценивая полученные результаты по всем трем профилям (рис. 49), можно сделать следующие выводы:

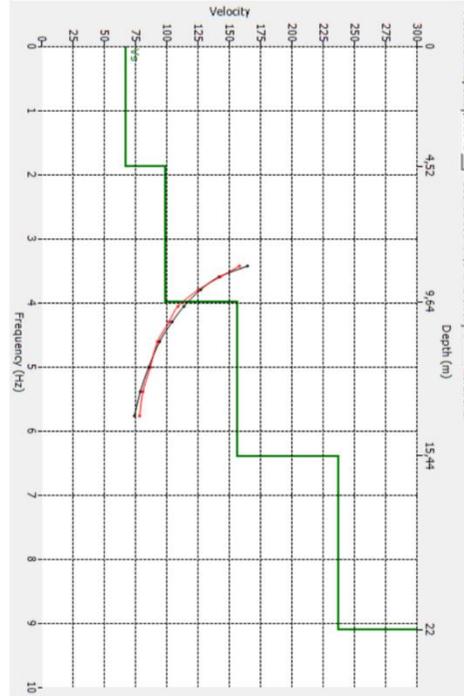
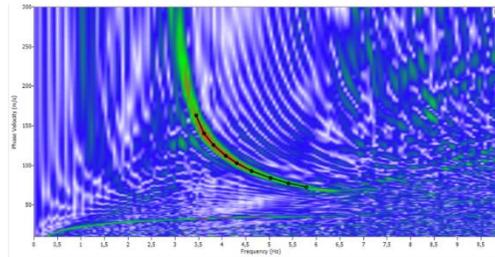
- разрезы придонных осадков по профилям 1 и 2 характеризуются в целом положительным градиентом скоростей поперечных волн с глубиной и отсутствием явно выраженных локальных аномальных зон;

- на профиле 3, в его восточной части, наблюдается уменьшение значений скоростей и их слабый вертикальный градиент, что может свидетельствовать о возможном разуплотнении и однородности осадков.

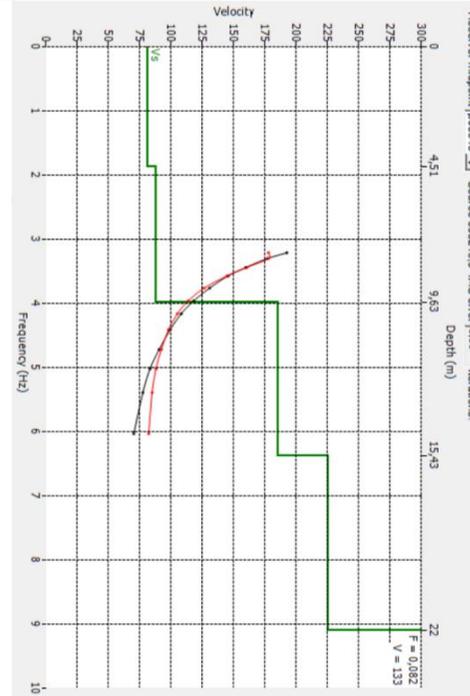
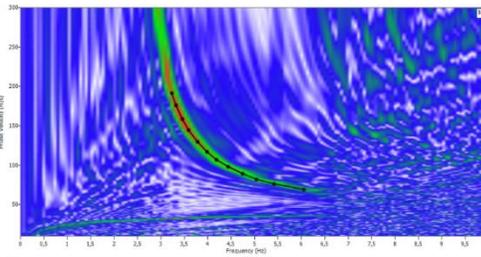
Однако для получения более достоверных результатов следует сопоставлять расчеты MASW с результатами интерпретации других методов.



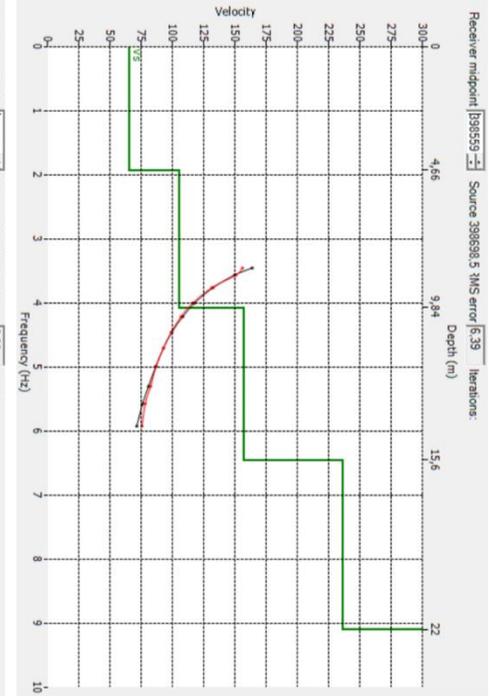
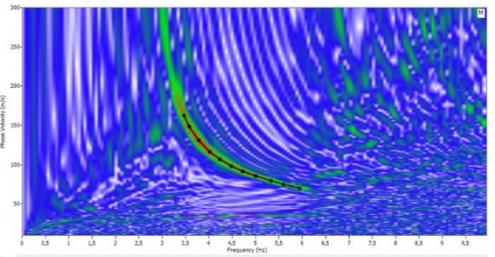
АДСС 1,
отрицательные
удаления



АДСС 2,
отрицательные
удаления

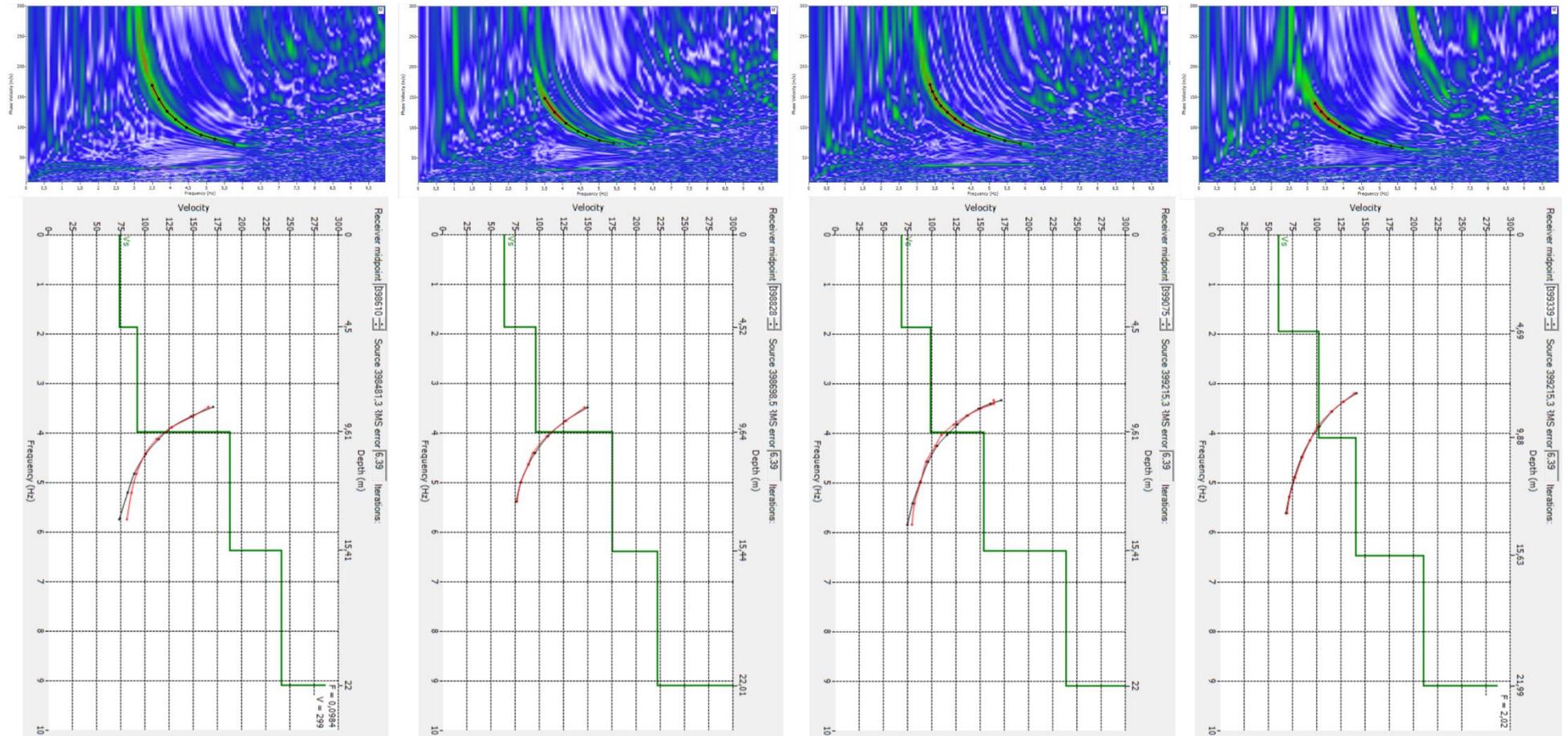


АДСС 1,
положительные
удаления



АДСС 3,
отрицательные
удаления

Рисунок 36 Профиль 1, компонента Z. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs



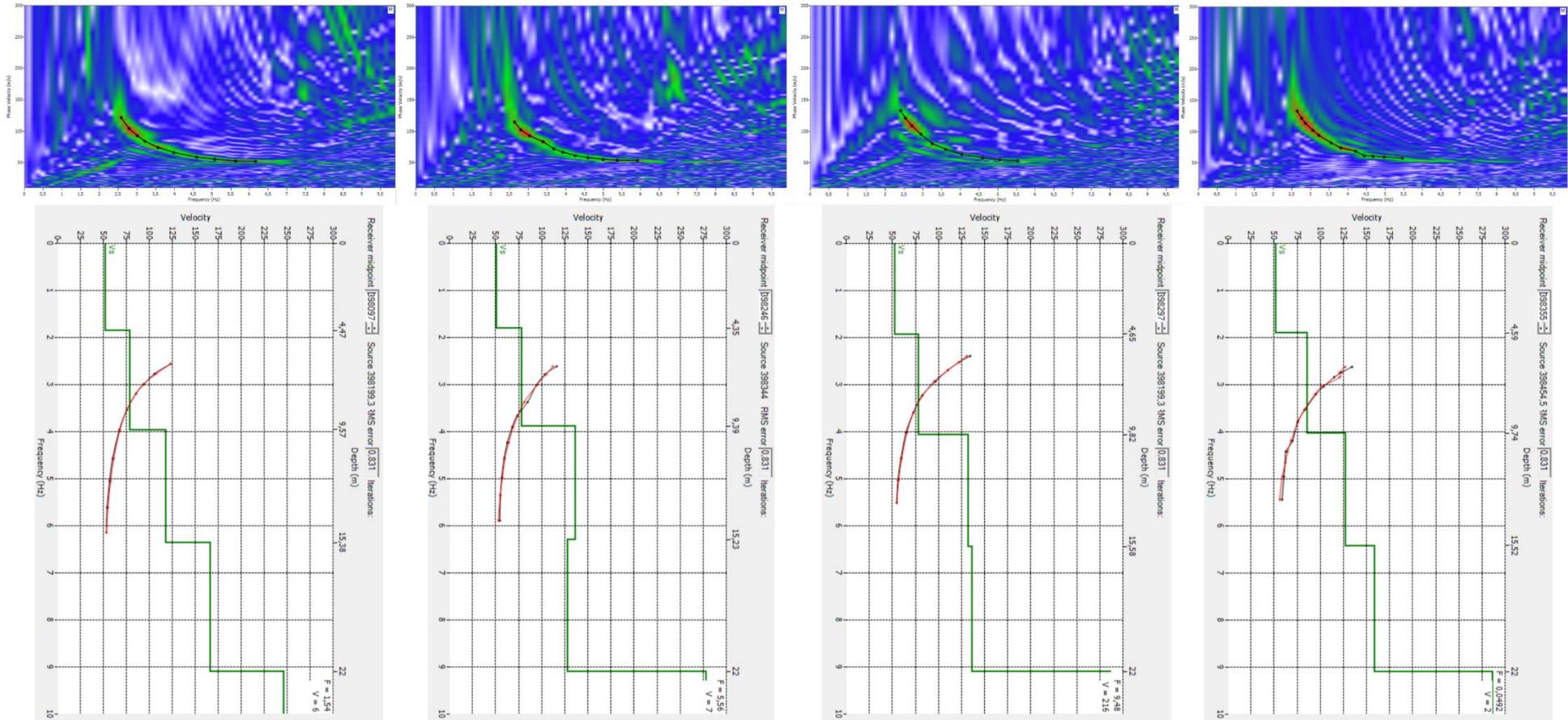
ADSS 2,
положительные
удаления

ADSS 3,
положительные
удаления

ADSS 5,
отрицательные
удаления

ADSS 5,
положительные
удаления

Рисунок 37 Профиль 1, компонента Z. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs (продолжение)



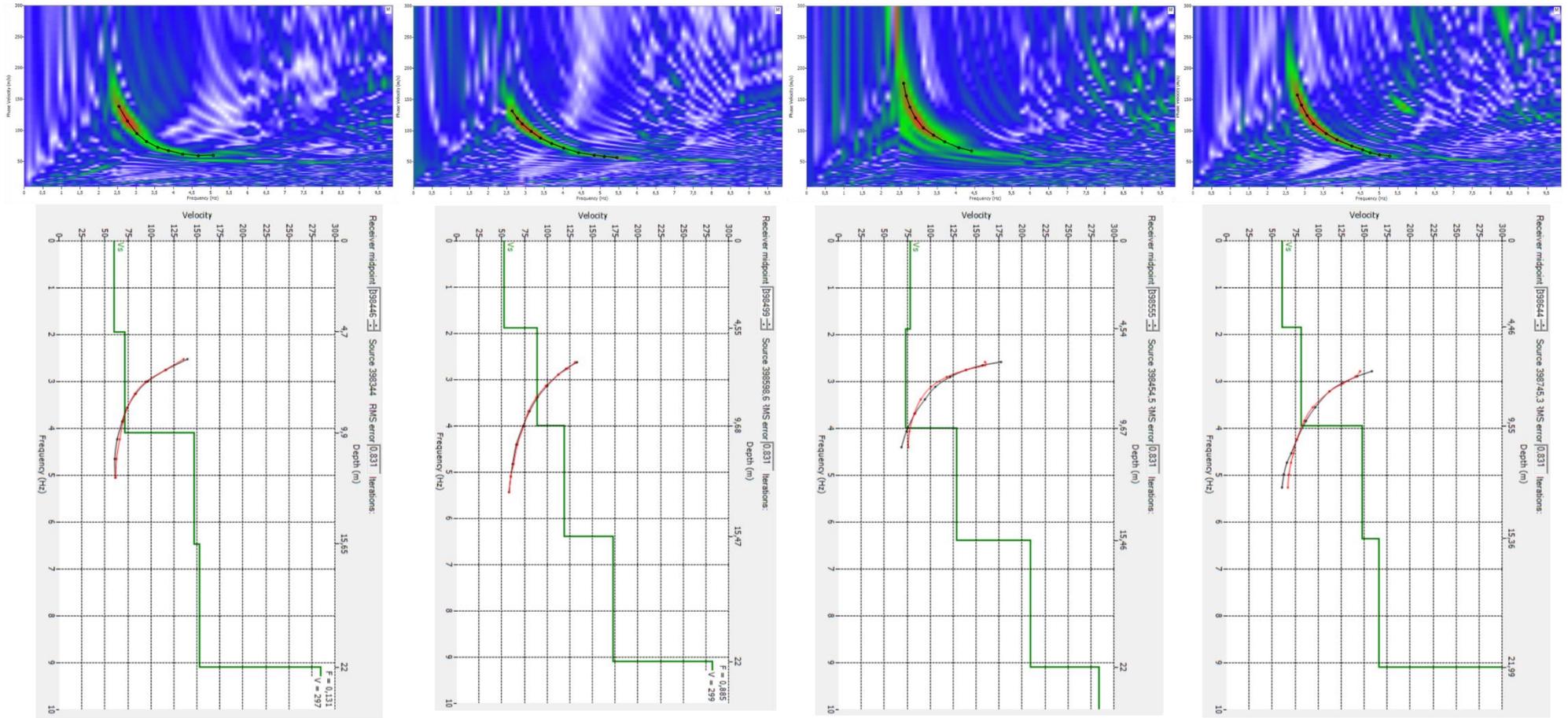
АДСС 11,
отрицательные
удаления

АДСС 12,
отрицательные
удаления

АДСС 11,
положительные
удаления

АДСС 13,
отрицательные
удаления

Рисунок 38 Профиль 2, компонента Z. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs



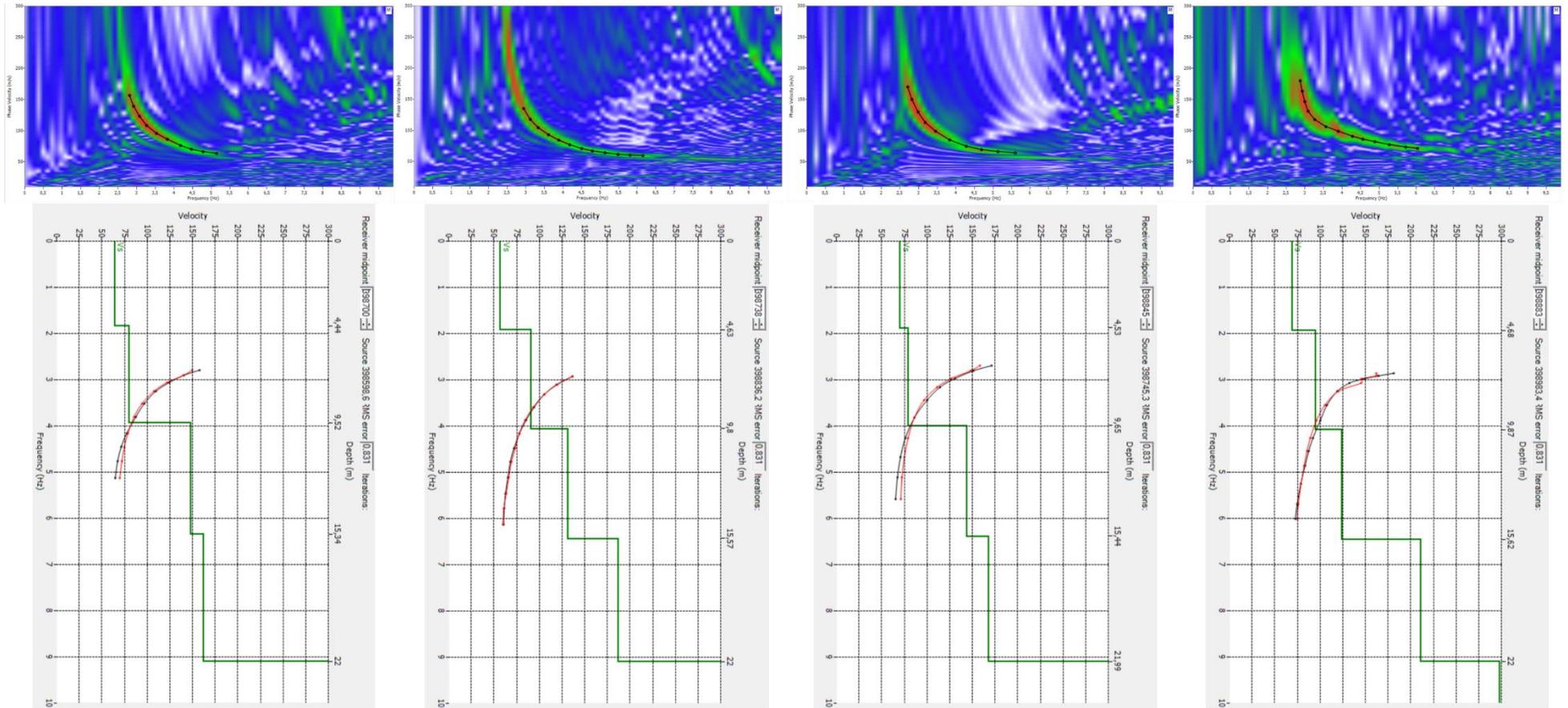
ADCC 12,
положительные
удаления

ADCC 14,
отрицательные
удаления

ADCC 13,
положительные
удаления

ADCC 15,
отрицательные
удаления

Рисунок 39 Профиль 2, компонента Z. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs (продолжение)



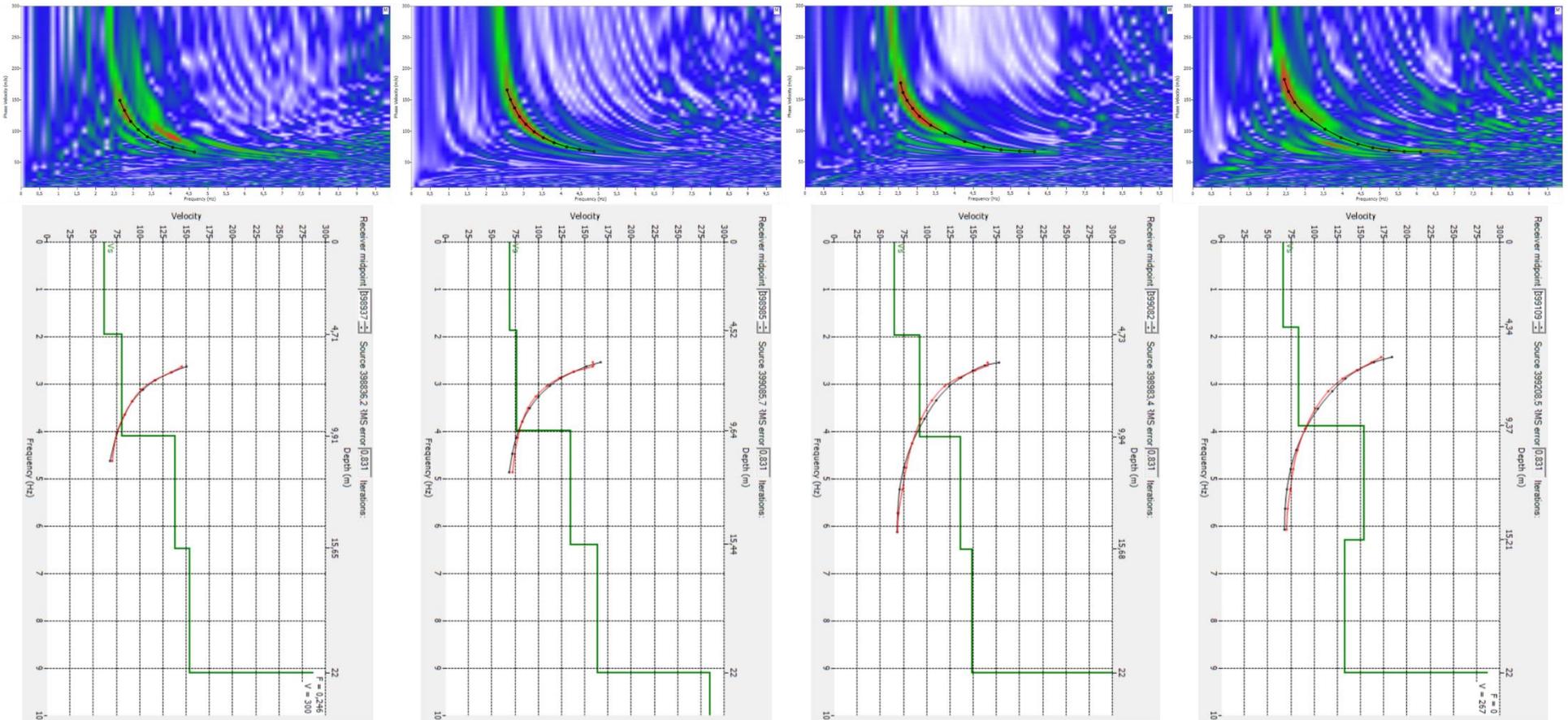
АДСС 14,
положительные
удаления

АДСС 16,
отрицательные
удаления

АДСС 15,
положительные
удаления

АДСС 17,
отрицательные
удаления

Рисунок 40 Профиль 2, компонента Z. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs (продолжение)



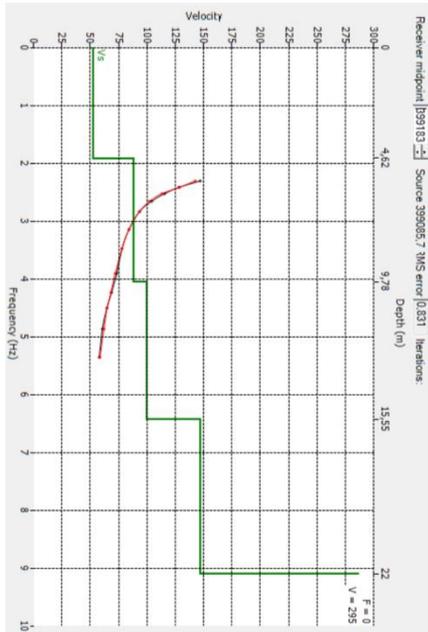
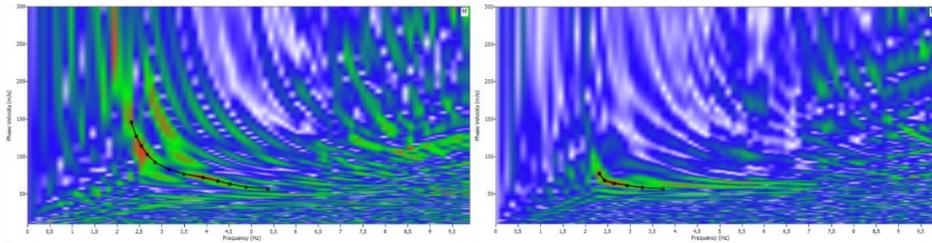
АДСС 16,
положительные
удаления

АДСС 18,
отрицательные
удаления

АДСС 17,
положительные
удаления

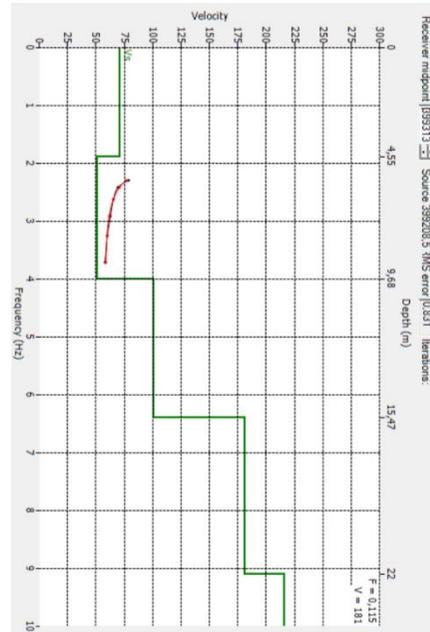
АДСС 19,
отрицательные
удаления

Рисунок 41 Профиль 2, компонента Z. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs (продолжение)

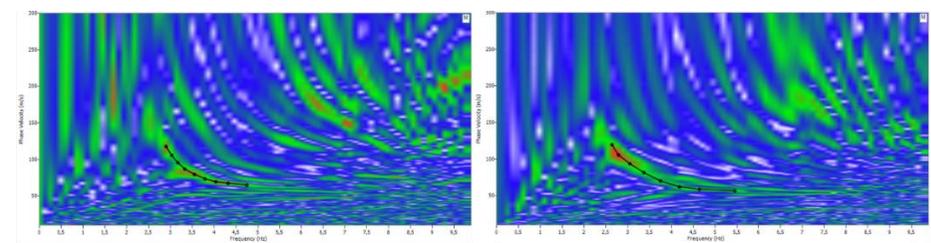


АДСС 18,
положительные
удаления

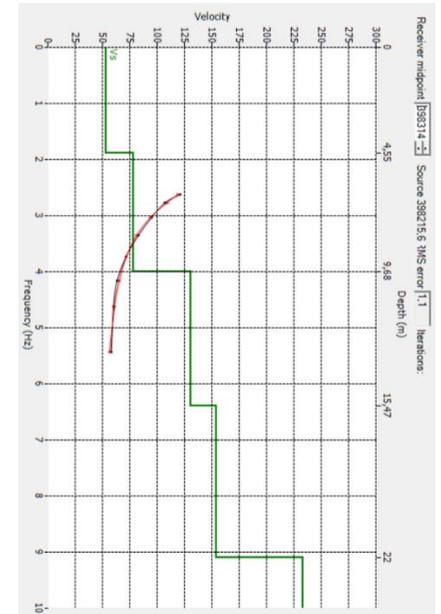
Рисунок 42 Профиль 2, компонента Z. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs (продолжение)



АДСС 19,
положительные
удаления

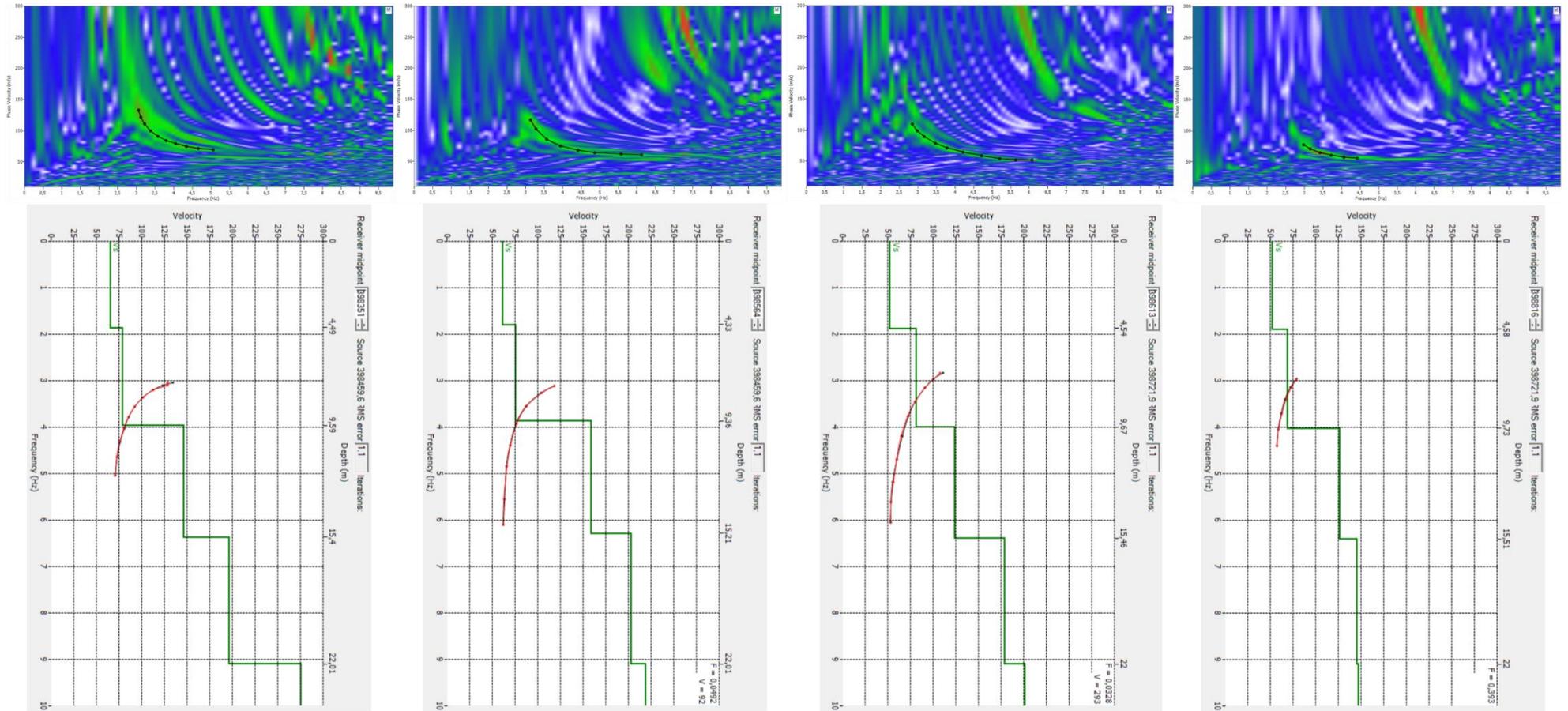


АДСС 25,
отрицательные
удаления



АДСС 25,
положительные
удаления

Рисунок 43 Профиль 3, компонента Z. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs



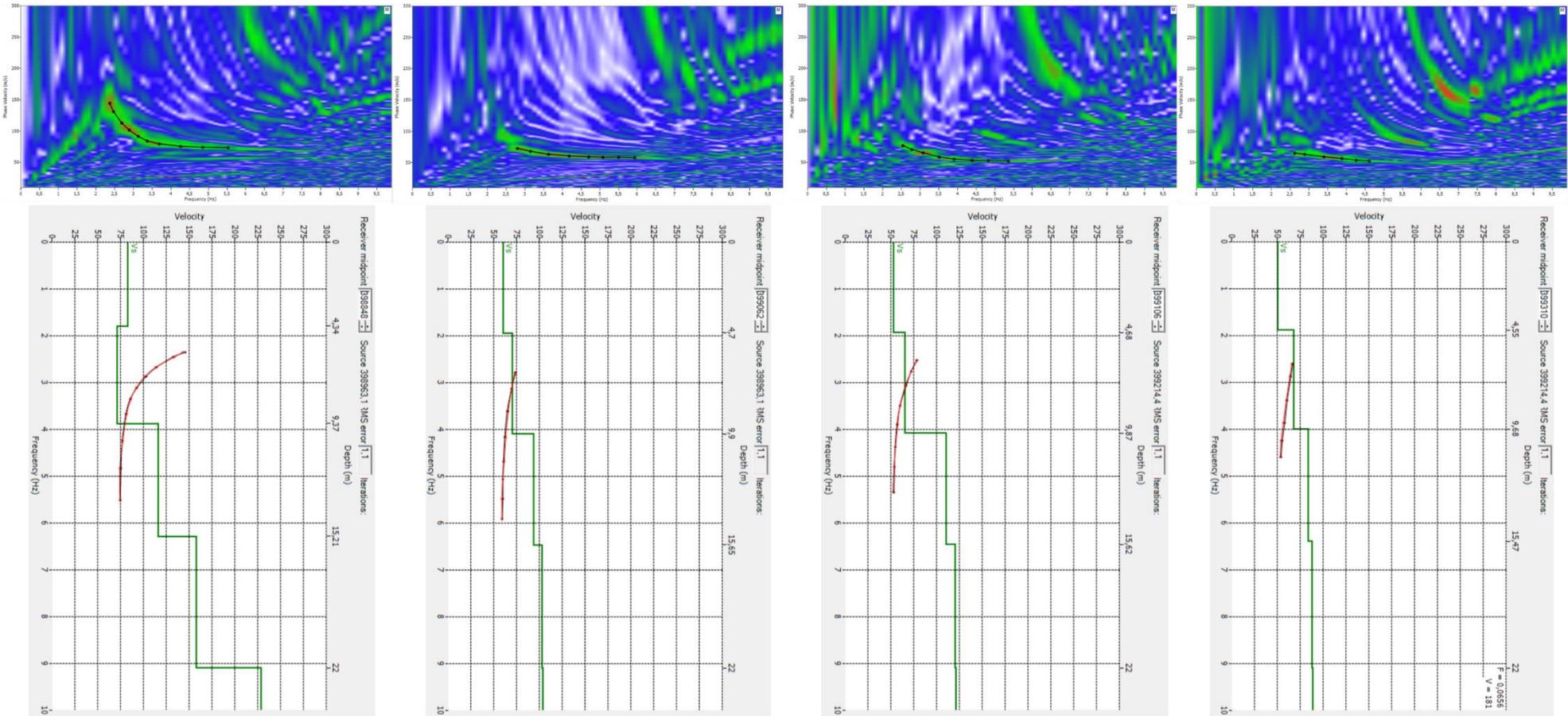
АДСС 26,
отрицательные
удаления

АДСС 26,
положительные
удаления

АДСС 27,
отрицательные
удаления

АДСС 27,
положительные
удаления

Рисунок 44 Профиль 3, компонента Z. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs (продолжение)



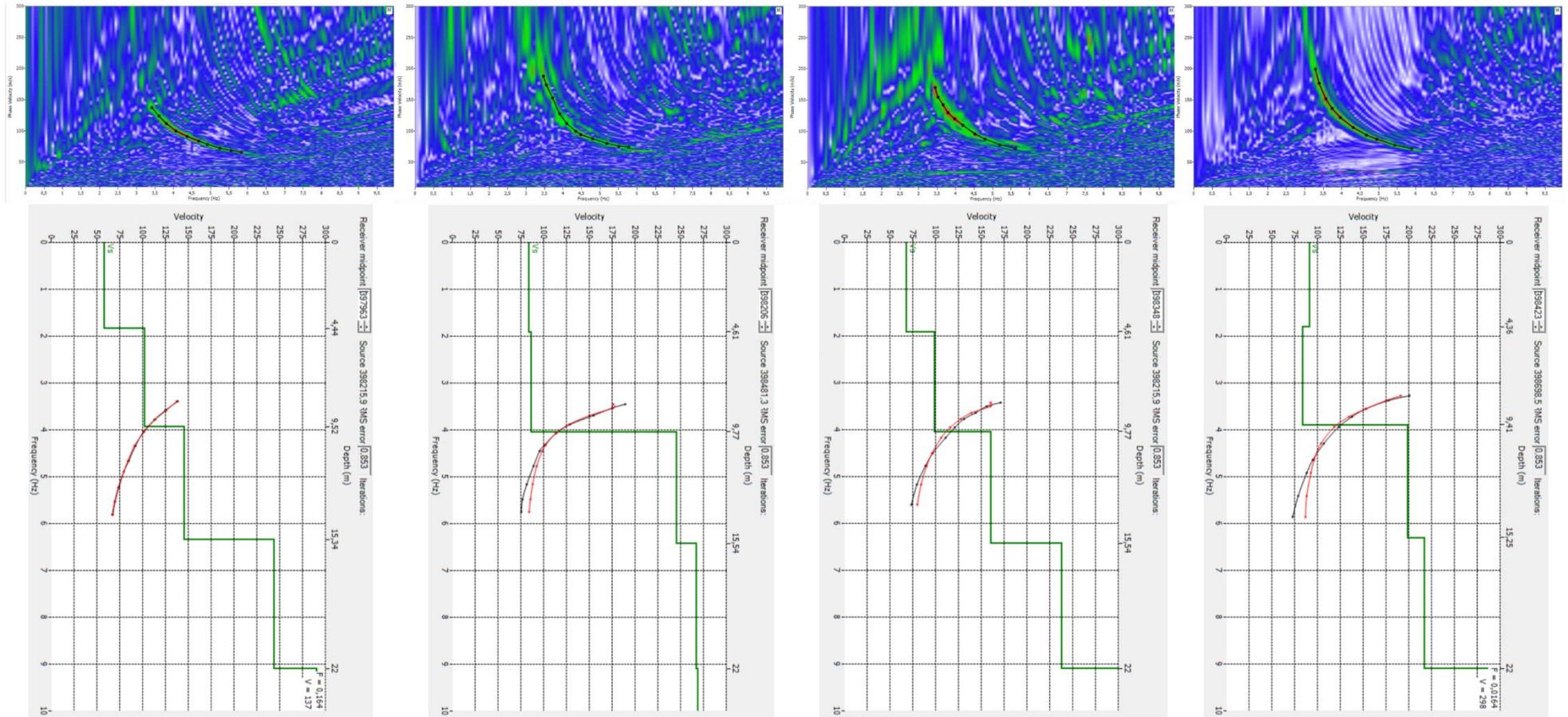
АДСС 28,
отрицательные
удаления

АДСС 28,
положительные
удаления

АДСС 29,
отрицательные
удаления

АДСС 29,
положительные
удаления

Рисунок 45 Профиль 3, компонента Z. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs (продолжение)



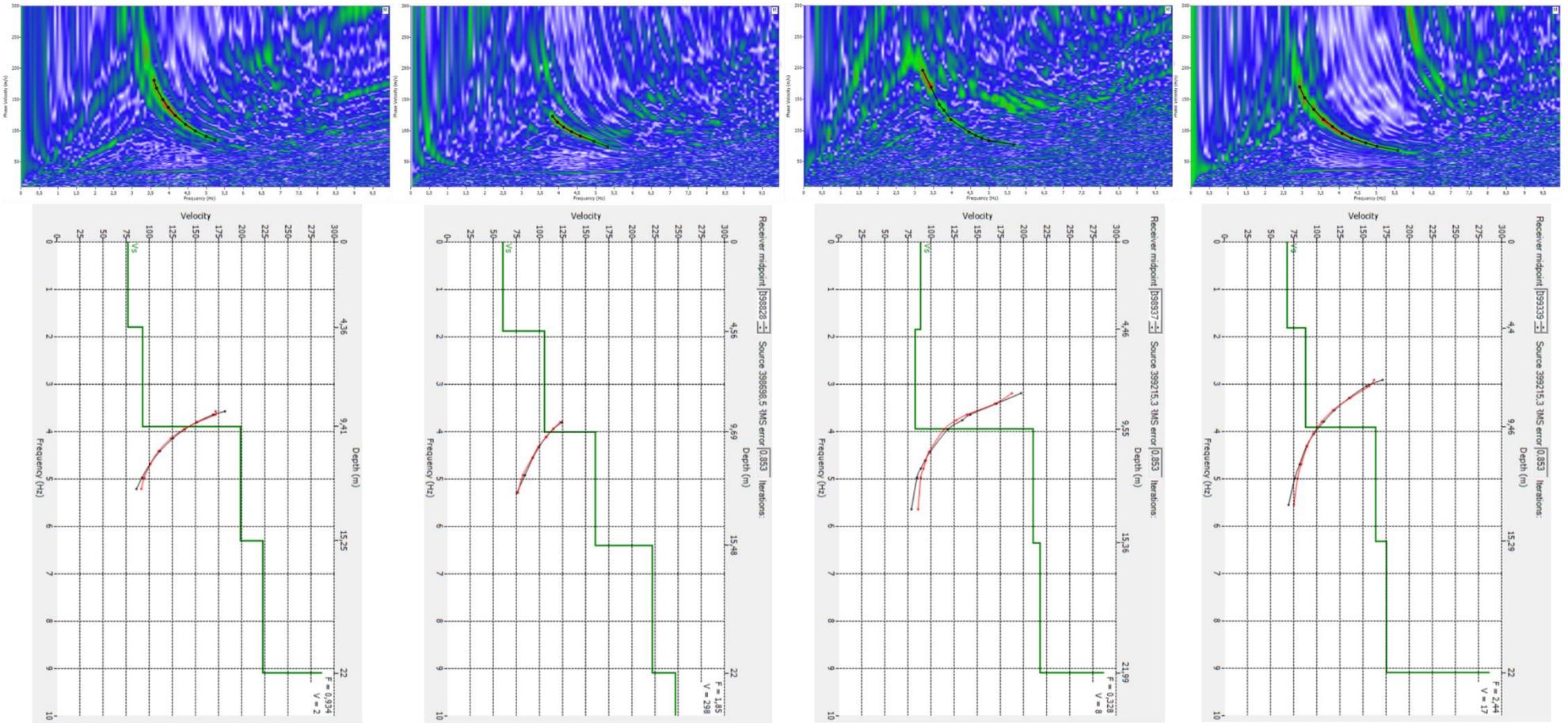
АДСС 1,
отрицательные
удаления

АДСС 2,
отрицательные
удаления

АДСС 1,
положительные
удаления

АДСС 3,
отрицательные
удаления

Рисунок 46 Профиль 1, компонента X. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs



АДСС 2,
положительные
удаления

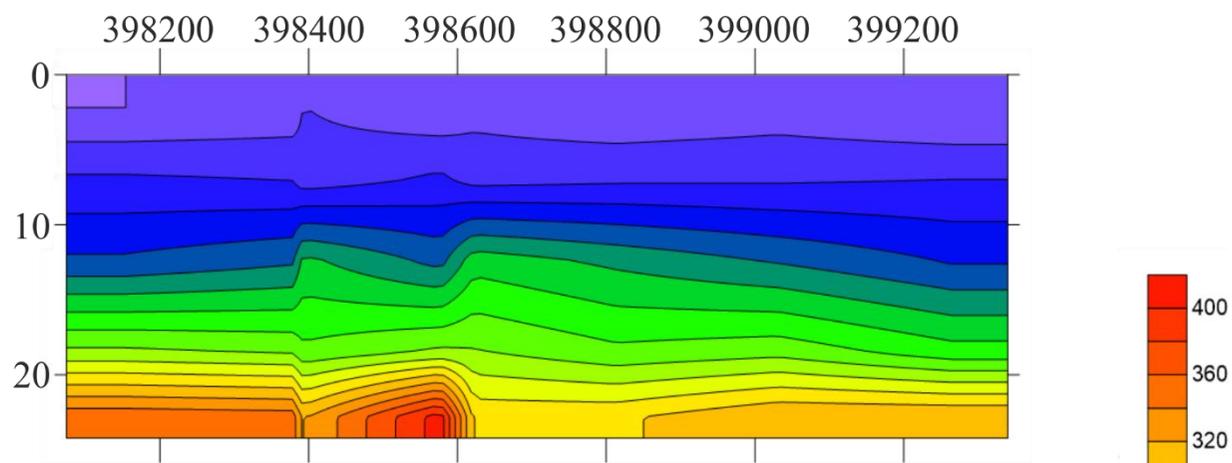
АДСС 3,
положительные
удаления

АДСС 5,
отрицательные
удаления

АДСС 5,
положительные
удаления

Рисунок 47 Профиль 1, компонента X. Дисперсионные изображения и 1-D модели скоростей Vs (продолжение)

Профиль 1, компонента Z



Профиль 1, компонента X

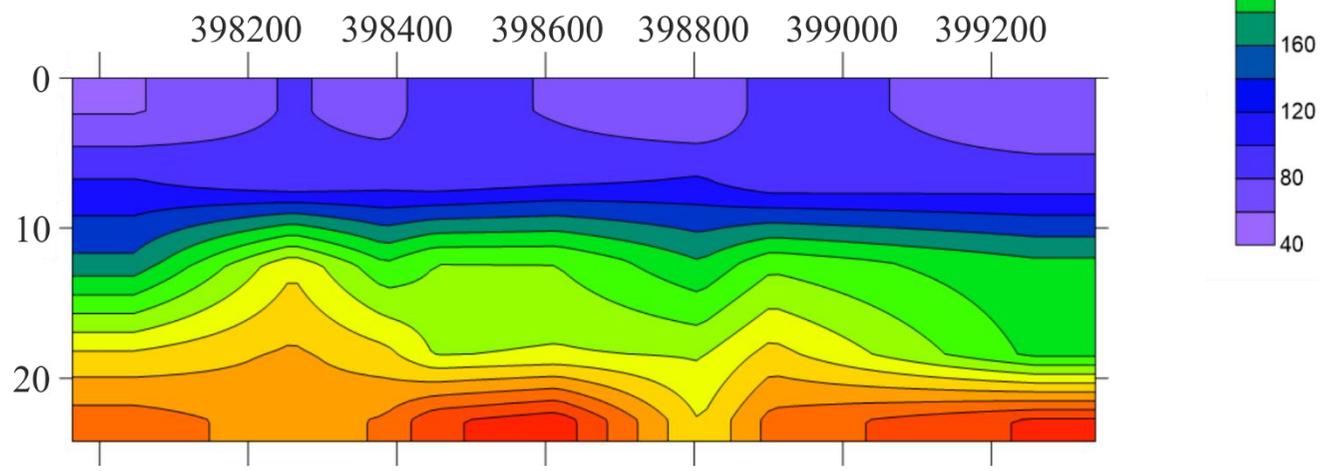
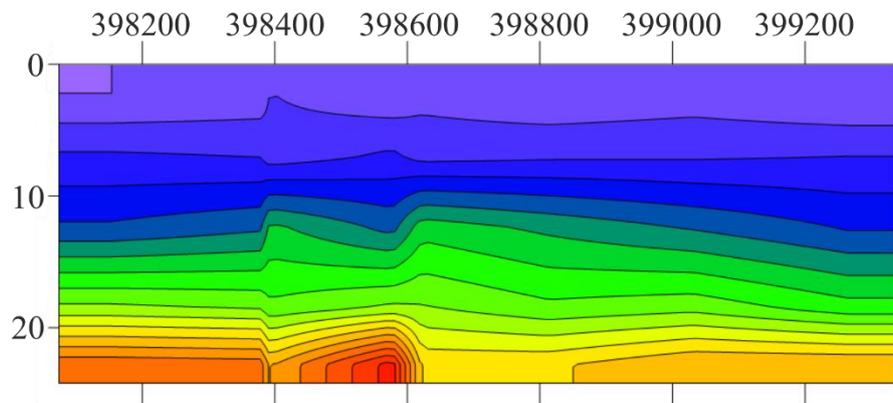
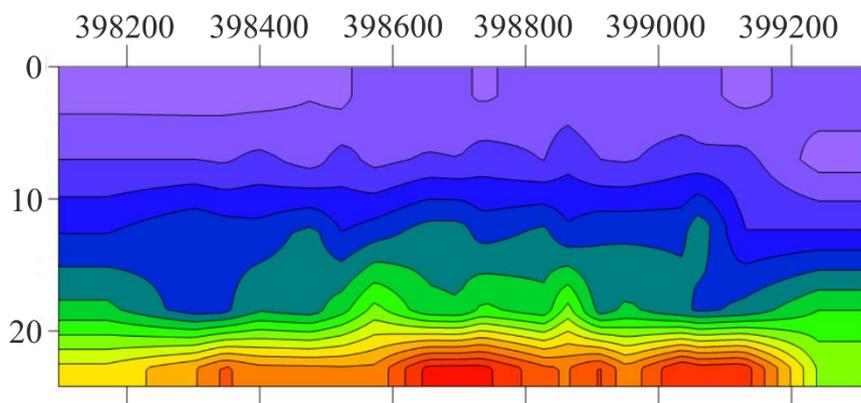


Рисунок 48 Профиль 1, 2-D разрезы скоростей Vs

Профиль 1



Профиль 2



Профиль 3

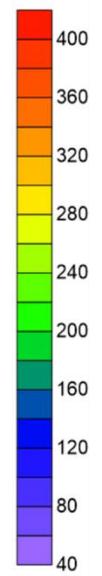
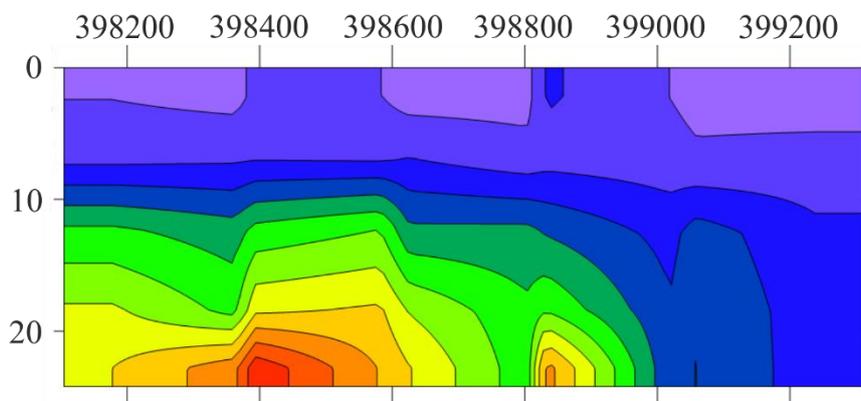


Рисунок 49 Z компонента, 2-D разрез скорости V_s

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

- Метод MASW позволяет получать информацию о скоростях поперечных волн без выполнения специальных работ для их регистрации, используя дисперсию поверхностных волн.

- Для метода MASW характерна простая методика полевых работ, не нуждающаяся в специальной аппаратуре, но в то же время требующая выполнения отдельного вида работ. (Так как использовать сейсмограммы из материалов сейморазведки МПВ и МОВ ОГТ не всегда представляется возможным.)

- Высокая интенсивность поверхностных волн обеспечивает необходимое для обработки соотношение сигнал-шум. Сама процедура обработки для метода MASW простая, но приводит к неоднозначности скоростных разрезов, так как получаемые 1-D модели скоростей V_s сильно зависят от вида дисперсионных кривых и параметров инверсии.

- Получаемые по методу MASW границы в 1-D модели скоростей V_s не всегда соответствуют преломляющим или отражающим границам в приповерхностном слое, однако сами скоростные модели дают информацию о характере изменения скорости V_s с глубиной, что используется для оценки степени однородности среды.

- Для повышения однозначности скоростных разрезов рекомендуется применять метод MASW в совокупности с другими методами, в частности с МПВ, а также использовать волновые поля поперечных SH волн.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Geokniga-Seysmorazvedka-Boganik-Gn-Gurvich-Ii-2006. Тверь: Издательство АИС, 2006. 744 с.
2. Бондарев В.И. Сейсморазведка: Учебник для вузов. // 2007. С. 690.
3. Голярчук Н.А. и др. Отдельные аспекты теории и практики применения метода MASW // Инженерная геофизика. 2017. № 3. С. 24–28.
4. Дорохин К.А. Обоснование и разработка метода оценки геодинамического состояния массива горных пород на основе дисперсионных параметров сейсмических волн // 2017.
5. Шерифф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка, 1 том // 1987.
6. Ясницкий А.А., Колодий А.А., Шабарин В.Н. Сравнение эффективности применения метода MASW с традиционными методами сейсморазведки для целей инженерных изысканий // EAGE. 2012. С. 23–27.
7. Bohlen T. и др. Case History 1.5D inversion of lateral variation of Scholte-wave dispersion // 2004. Т. 69. № 2. С. 330–344.
8. Bohlen T. и др. Acquisition and Inversion of Dispersive Seismic Waves in Shallow Marine Environments environments // 2016. № May.
9. Deco Geophysical software company. Руководство пользователя RadExPro 2016.1 // 2016.
10. Survey K.G., Geoscience C.S., Scotia N. Underwater MASW to evaluate stiffness of water-bottom sediments // 2005. № Figure 3. С. 6–10.

«18» мая 2020 г.

Чепыжова А.П.

