

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
ИМ. А.А. ТРОФИМУКА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

ЯБЛОКОВ АЛЕКСАНДР ВИКТОРОВИЧ

**АЛГОРИТМЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ
ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА
НА ОСНОВЕ ПОМЕХОУСТОЙЧИВОГО СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА
МНОГОКАНАЛЬНЫХ ДАННЫХ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН
И ОБРАЩЕНИЯ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ
С ПРИМЕНЕНИЕМ ИСКУССТВЕННОЙ НЕЙРОННОЙ СЕТИ**

1.6.9 – Геофизика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание учёной степени

кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:
Сердюков Александр Сергеевич,
кандидат физико-математических наук

НОВОСИБИРСК

2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	4
Глава 1. АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР ИЗВЕСТНЫХ АЛГОРИТМОВ МЕТОДА МНОГОКАЛЬНОГО АНАЛИЗА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН, ИХ ДОСТОСТОИНСТВА И НЕДОСТАТКИ.....	13
1.1. Метод многоканального анализа поверхностных волн	13
1.2. Алгоритмы построения дисперсионных кривых поверхностных волн.....	15
1.3. Алгоритмы построения скоростных моделей верхней части геологического разреза обращением дисперсионных кривых поверхностных волн	21
Глава 2. АЛГОРИТМ ПОСТРОЕНИЯ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ ЗАВИСИМОСТИ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ОТ ЧАСТОТЫ НА ОСНОВЕ ПОМЕХОУСТОЙЧИВОГО СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА.....	26
2.1. Постановка задачи	26
2.2. Ограничения алгоритмов спектрального анализа многоканальных данных поверхностных волн.....	28
2.3. Описание разработанного алгоритма.....	32
2.4. Верификация алгоритма и его программной реализации при обработке синтетических данных со случайными помехами	39
2.5. Верификация алгоритма и его программной реализации при обработке синтетических данных с регулярными помехами.....	41
2.6. Опробование алгоритма и его программной реализации при обработке данных Урского хвостохранилища (обратный переход от спектров к сейсмограммам и оценка влияния длины линии наблюдения на точность построения скоростной модели)	47
2.7. Тестирование алгоритма и его программной реализации при обработке полевых данных встречных сейсмограмм.....	52
Глава 3. АЛГОРИТМ ПОСТРОЕНИЯ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ПОПЕРЕЧНОЙ ВОЛНЫ ОБРАЩЕНИЕМ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ ЗАВИСИМОСТИ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ОТ ЧАСТОТЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИСКУСТВЕННЫХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ.....	56
3.1. Постановка задачи	56
3.2. Ограничения алгоритмов обращения дисперсионных кривых поверхностных волн.....	58
3.3. Описание разработанного алгоритма.....	60

3.4. Разработанный способ подбора архитектуры искусственной нейронной сети	67
3.5. Определение точности построения одномерных скоростных моделей с применением искусственной нейронной сети	80
3.6. Сопоставление результатов построения синтетических одномерных скоростных моделей различных геологических сред с использованием разных алгоритмов.....	83
3.7. Сопоставление времени обращения дисперсионных кривых с использованием различных алгоритмов	93
Глава 4. АПРОБАЦИЯ РАЗРАБОТАННЫХ ПРОГРАММНО-АЛГОРИТМИЧЕСКИХ СРЕДСТВ	99
4.1. Обработка синтетической сейсмограммы в рамках слепого тестирования	100
4.2. Обработка синтетических данных для построения двумерной скоростной модели с волнообразной формой границы	101
4.3. Обработка синтетических данных для построения двумерной скоростной модели со ступенчатой формой границы.....	105
4.4. Определение скоростного строения верхней части геологического разреза по данным инженерной сейсморазведки (на примере профиля в районе д. Бурмистрово)	108
4.5. Определение скоростного строения верхней части геологического разреза по данным разведочной сейсмики (на примере месторождения Западной Сибири)	115
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	123
СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ	125
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	126
СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА.....	137

ВВЕДЕНИЕ

Объект исследования – метод многоканального анализа сейсмических поверхностных волн (MASW) на предмет развития его программно-алгоритмического обеспечения и использования для определения скоростного строения верхней части геологического разреза.

Актуальность темы исследования

Изображения распределения амплитудного спектра сейсмических данных (сейсмограмм) в пространстве частоты и волнового числа, полученные с использованием известных алгоритмов построения дисперсионных кривых зависимостей фазовых скоростей поверхностных волн от частоты (f - k преобразование, τ - p преобразование, алгоритмы направленного суммирования и фазового сдвига), как правило, содержат ложные энергетические максимумы. Причина – недостаточная фильтрация случайных и регулярных волн-помех при преобразовании сейсмических данных в спектральную область. Кроме того, в силу возможностей метода MASW используются данные коротких линий наблюдения для повышения латерального разрешения двумерных скоростных моделей верхней части геологического разреза, что приводит к размытию изображения двумерного амплитудного спектра данных сейсмограмм и уменьшению целевого диапазона частот при применении известных алгоритмов, основанных на методе спектрального анализа. Наличие ложных максимумов и эффекта спектрального размывания значительно снижает качество изображений двумерных спектров сейсмограмм и осложняет процедуру пикирования максимумов энергии (дисперсионной кривой). Поэтому пикирование дисперсионной кривой выполняется вручную и представляет собой трудоёмкую процедуру, а результаты носят субъективный характер. Необходимость в ручном/полуавтоматическом пикировании спектральных максимумов при построении дисперсионных кривых фазовых скоростей ограничивает возможность обработки большого объёма сейсморазведочных данных, полученных методом MASW. Поскольку построение дисперсионных кривых поверхностных волн – ключевой этап метода MASW, то его качество значительно влияет на точность и достоверность определения скоростного строения верхней части геологического разреза. Поэтому разработка помехоустойчивого алгоритма построения точных дисперсионных кривых зависимостей фазовых скоростей поверхностной волны от частоты, основанного на помехоустойчивом спектральном анализе многоканальных данных линейных систем наблюдений, актуальна.

Известные из публикаций алгоритмы построения скоростной модели верхней части геологического разреза обращением дисперсионных кривых поверхностных волн имеют ряд ограничений. Так, алгоритмы, основанные на методах локальной оптимизации (алгоритмы Левенберга-Марквардта, Оккама и др.), дают устойчивое решение только при использовании

гладких скоростных моделей, что снижает точность определения положения границ слоёв, а сходимость решения в таких алгоритмах в значительной степени зависит от начального приближения, точности расчёта первых и вторых производных целевого функционала. При использовании алгоритмов, основанных на методах глобальной оптимизации (Монте-Карло, GWO), выполняется одновременное восстановление значений скорости и мощности в слоях. Однако при этом требуется наличие априорной информации для ограничения пространства подбираемых параметров скоростной модели, предварительная настройка параметров оптимизатора и значительные вычислительные ресурсы. Высокие требования к вычислительным ресурсам известных алгоритмов инверсии также ограничивают применимость метода MASW при обработке больших объёмов сейсморазведочных данных. В то же время, всё чаще при решении обратных задач сейсмологии используются искусственные нейронные сети (ИНС) из-за простоты в реализации, устойчивости результатов, высокой скорости и точности вычисления. Известный алгоритм обращения дисперсионных кривых фазовых скоростей поверхностных волн с использованием ИНС требует совершенствования: необходимо разработать и включить в алгоритм способ оценки пространства возможных параметров скоростной модели для расчёта репрезентативного набора тренировочных данных и разработать способ настройки архитектуры ИНС.

Таким образом, в настоящее время существует необходимость развития программно-алгоритмической составляющей метода многоканального анализа поверхностных волн (MASW) на предмет автоматизации и повышения точности процедуры построения дисперсионных кривых фазовых скоростей, повышения точности и вычислительной эффективности определения скоростного строения верхней части геологического разреза.

Цель исследования – развитие программно-алгоритмического обеспечения метода многоканального анализа данных сейсмических поверхностных волн за счёт использования частотно-временной фильтрации сейсмограмм и искусственных нейронных сетей для повышения точности и скорости решения обратной задачи, а именно определения скорости поперечной волны и мощности слоёв одномерной скоростной модели верхней части геологического разреза.

Научные задачи исследования

1. Разработать и программно реализовать алгоритм построения дисперсионных кривых фазовых скоростей сейсмических поверхностных волн по многоканальным данным фланговых линейных систем наблюдения на основе помехоустойчивого спектрального анализа с использованием преобразования Стоквелла и фильтрации сейсмических данных в частотно-временной области.

2. Разработать и программно реализовать алгоритм определения параметров одномерной скоростной модели верхней части геологического разреза (значений скорости поперечной волны и мощности слоёв) обращением фазовых скоростей сейсмических поверхностных волн с ограничением пространства возможных значений параметров скоростной модели и использованием искусственных нейронных сетей.

Этапы исследования

1. Аналитический обзор известных из публикаций алгоритмов спектрального анализа поверхностных волн и решения обратной задачи определения скоростной модели поперечной волны.

2. Разработка помехоустойчивого алгоритма спектрального анализа данных поверхностных волн на основе частотно-временной фильтрации сейсмограмм.

3. Разработка алгоритма определения скорости поперечной волны и мощности слоёв обращением дисперсионных кривых поверхностных волн с использованием искусственных нейронных сетей.

4. Комплексование разработанных алгоритмов и их реализация в виде научно-исследовательской версии программного обеспечения для обработки методом MASW многоканальных сейсмических данных линейных систем наблюдения.

5. Верификация разработанных алгоритмов серией численных экспериментов, сравнительным анализом и сопоставлением с результатами обработки синтетических данных; определение рамок применимости разработанных алгоритмов; тестирование программной реализации при обработке синтетических данных, полученных для скоростных моделей различных геологических сред.

6. Апробация разработанных алгоритмов при обработке полевых сейсмических данных.

Теория, методы исследования, фактический материал, программное обеспечение

Решение поставленных задач основывается на теории распространения сейсмических волн в упругих моделях геологических сред, а также на использовании методов спектрального анализа сейсмических данных и методов решения обратной задачи сеймики.

Численный расчёт дисперсионных кривых фазовых скоростей поверхностных волн в горизонтально-слоистых упругих геологических средах основывается на методе матричных пропагаторов и выполняется при использовании лично адаптированного программного кода, написанного на языке программирования Fortran и входящего в пакет программ для обработки сейсмологических данных «Computer Program Seismology». Адаптация программного кода включает распараллеливание вычислений на ядрах центрального процессора с использованием библиотеки OpenMPI языка программирования Fortran с открытой лицензией и реализацию обёртки для языка программирования Python.

Данные синтетических сейсмограмм рассчитываются с использованием лично адаптированного программного пакета с открытой лицензией «Sofi2D», в котором реализовано численное решение системы уравнений Ламе для упругой двумерной модели геологической среды на основе метода конечных разностей. Адаптация программного кода включает подбор параметров для моделирования распространения сейсмических волн в двумерной неоднородной упругой модели геологической среды, записи данных сейсмограммы для различных систем наблюдений и реализацию обёртки для языка программирования Python.

Для реализации классического $f-k$ преобразования используется быстрое двумерное преобразование Фурье по времени и пространству из библиотеки с открытой лицензией «numru» языка программирования Python. Временно-частотные представления сейсмограмм вычисляются с использованием реализации алгоритма быстрого обобщённого преобразования Стоквелла из библиотеки с открытой лицензией «stockwell» языка программирования Python. Выполняется распараллеливание вычислений по количеству используемых частот на ядрах центрального процессора с использованием библиотек с открытой лицензией языка программирования Python «joblib» и «multiprocessing».

Обратная задача решается в классе слоистых моделей, т.е. одновременного подбора значений скорости поперечной волны и мощности слоёв одномерной скоростной модели верхней части геологического разреза, с использованием личной реализации алгоритма Монте-Карло и лично адаптированной реализации алгоритма GWO. Адаптация включает применение программного кода определения фазовых скоростей поверхностных волн в горизонтально-слоистых упругих геологических средах для расчёта прямой задачи, распараллеливание на ядрах центрального процессора по количеству независимых запусков решения обратной задачи с использованием библиотек с открытой лицензией языка программирования Python «joblib» и «multiprocessing».

Для настройки архитектуры и подбора весов полносвязной многослойной искусственной нейронной сети используется библиотека с открытой лицензией «tensorflow» языка программирования Python. Для построения двумерных скоростных моделей применяется пространственная интерполяция.

Для верификации разработанных и программно реализованных алгоритмов выполняется тестирование в ходе численных экспериментов, сравнительный анализ с известными из публикаций алгоритмами и сопоставление результатов, полученных при обработке синтетических сейсмических данных при наличии случайных и регулярных помех. Точность алгоритма инверсии дисперсионных кривых с применением ИНС оценивается при обращении большого объёма набора тестовых данных (1250000 дисперсионных кривых) и сопоставлении статистических характеристик (математического ожидания, дисперсии, коэффициентов

асимметрии и эксцесса) распределений ошибок восстановления параметров скоростной модели с использованием различных гиперпараметров ИНС.

Для апробации разработанных и реализованных алгоритмов используются данные инженерной сейсморазведки, полученные полевым отрядом лаборатории динамических проблем сейсмологии ИНГГ СО РАН.

Защищаемые научные результаты

1. Алгоритм помехоустойчивого построения дисперсионных кривых зависимостей фазовых скоростей сейсмических поверхностных волн от частоты по результатам перехода в частотно-временную область с использованием преобразования Стоквелла и последующей фильтрации сейсмических данных фазовым суммированием вдоль множества прямых линий с различными наклонами по многоканальным данным линейных фланговых систем наблюдения.

2. Алгоритм определения скорости поперечной волны и мощности слоёв одномерной скоростной модели верхней части геологического разреза обращением дисперсионных кривых зависимостей фазовых скоростей поверхностных волн от частоты с ограничением диапазонов возможных значений определяемых параметров и использованием искусственной нейронной сети с подобранной архитектурой.

Научная новизна

1. С использованием преобразования Стоквелла для построения изображений распределения энергии сейсмических волн в пространстве время-частота- расстояние и с использованием одномерного преобразования Фурье по расстоянию для расчёта спектра амплитуд сейсмических волн вдоль множества прямых линий с различными наклонами на фиксированных частотах разработан и реализован в виде научно-исследовательской версии программного обеспечения помехоустойчивый алгоритм построения дисперсионных кривых фазовых скоростей сейсмических поверхностных волн по многоканальным данным линейных фланговых систем наблюдения.

2. С использованием рассчитанных статистических характеристик распределения ошибок при определении параметров скоростной модели разработан способ настройки архитектуры полносвязной многослойной ИНС для аппроксимации нелинейной зависимости фазовой скорости поверхностной волны от скорости поперечной волны и мощности слоёв.

3. С использованием адаптированной реализации алгоритма на основе метода матричных пропагаторов и метода Монте-Карло разработан способ оптимизации выбора параметризации скоростной модели по построенной дисперсионной кривой фазовой скорости, а именно определение числа слоёв, диапазонов возможных значений скорости поперечной волны и мощности слоёв для ограничения пространства определяемых параметров и расчёта репрезентативного тренировочного набора данных.

4. С применением полносвязной многослойной ИНС с подобранной архитектурой разработан и реализован в виде научно-исследовательской версии программного обеспечения алгоритм определения скорости поперечной волны и мощности слоёв одномерной упругой модели верхней части геологического разреза.

Личный вклад

1. Разработан и программно реализован помехоустойчивый алгоритм определения фазовых скоростей сейсмических поверхностных волн по многоканальным данным линейных фланговых систем наблюдения с применением преобразования Стоквелла и последующей фильтрации сейсмических данных с использованием фазового суммирования вдоль множества прямых линий с наклонами, соответствующими значениям групповых скоростей; выполнено сопоставление двумерных амплитудных спектров сейсмических данных в пространстве фазовой скорости и частоты, полученных с использованием стандартного и разработанного алгоритмов спектрального анализа, которое показало что с использованием разработанного алгоритма спектрального анализа определяется более гладкая и реалистичная дисперсионная кривая фазовой скорости поверхностной волны при наличии регулярных и случайных шумов в сейсмических данных, чем при использовании стандартного $f-k$ преобразования.

2. Выполнен сравнительный анализ разработанного алгоритма помехоустойчивого спектрального анализа и алгоритма полосовой фильтрации для извлечения и последующего подавления поверхностных волн из сейсмограмм общей точки возбуждения, из которого следует вывод, что при использовании разработанного алгоритма помехоустойчивого спектрального анализа значительно точнее выделяются и подавляются поверхностные волны, чем при использовании стандартного алгоритма полосой фильтрации.

3. Разработан и программно реализован алгоритм определения скорости поперечной волны и мощности слоёв одномерной скоростной модели верхней части геологического разреза, основанный на разработанном способе ограничения диапазонов возможных значений подбираемых параметров модели и применении искусственной нейронной сети (ИНС) с подобранной архитектурой при инверсии дисперсионных кривых частотной зависимости фазовых скоростей сейсмических поверхностных волн. Результаты сравнительного анализа показали, что эффективность подбора весов ИНС зависит от следующих гиперпараметров: числа скрытых слоёв и нейронов, типа функции активации, функционала невязки, алгоритма минимизации функционала невязки (оптимизации) и способа уменьшения скорости обучения.

4. На основе найденных зависимостей эффективности подбора весов ИНС от её гиперпараметров и с использованием статистического анализа распределений ошибок определения параметров скоростной модели соискателем предложен способ настройки

архитектуры многослойной нейронной сети с прямой связью для аппроксимации зависимости дисперсионных кривых от скорости S-волн и мощности слоёв.

5. Выполнено сопоставление результатов инверсии синтетических дисперсионных кривых, полученных с использованием различных алгоритмов инверсии данных метода MASW (алгоритма с применением ИНС, алгоритма на основе метода Монте-Карло и алгоритма GWO).

6. Адаптирована программная реализация расчёта прямой задачи, входящая в программный пакет обработки сейсмологических данных с открытым исходным кодом «Computer Program Seismology» для решения задачи вычисления обучающей выборки дисперсионных кривых фазовых скоростей распараллеливанием вычислений на ядрах центрального процессора.

7. Рассчитаны все синтетические данные за исключением одиночной сейсмограммы (рассчитана сотрудниками лаборатории многоволновых сейсмических исследований ИНГГ СО РАН), использующейся для слепого тестирования в главе 4.1.

Теоретическая и практическая значимость работы

Использование разработанного алгоритма построения дисперсионных кривых зависимостей фазовых скоростей поверхностной волны от частоты позволяет исключить субъективизм пикирования максимумов двумерного амплитудного спектра сейсмических волн при наличии случайных и регулярных помех в данных за счёт использования программного обеспечения алгоритма. Кроме того, при использовании разработанного алгоритма точность определения значений фазовых скоростей выше по сравнению с известными алгоритмами за счёт фильтрации волн-помех в пространстве времени и частоты.

Использование разработанного алгоритма определения скоростного строения верхней части геологического разреза с применением ИНС позволяет значительно ускорить (в 2.4 и 28.4 раза быстрее, чем алгоритм на основе метода Монте-Карло при обращении 50000 и 1000000 дисперсионных кривых соответственно) определение значений скорости поперечной волны и мощности слоёв с высокой точностью (в два раза превышающей точность алгоритма Монте-Карло). Использование подобранных весов ИНС для инверсии данных метода MASW не требует значительных вычислительных ресурсов и дополнительной настройки её параметров, в отличие от алгоритмов глобальной оптимизации. Вычислительная сложность применения подобранных весов ИНС растёт незначительно с увеличением числа извлечённых дисперсионных кривых, в отличие от алгоритмов глобальной оптимизации. Разработанный способ настройки архитектуры полносвязной многослойной ИНС является универсальным, т.к. основан на принципах статистического анализа распределений ошибок решения обратной задачи, и может применяться для решения схожих задач. Применение разработанного способа оптимизации выбора параметризации скоростной модели позволяет: избежать известных трудностей задания

диапазонов возможных значений определяемых параметров для ограничения пространства решений в отсутствие априорной информации, определять число слоёв определяемой скоростной модели и формировать репрезентативный набор данных для подбора весов ИНС по значениям построенной по максимумам двумерного амплитудного спектра сейсмических данных референтной дисперсионной кривой фазовой скорости, рассматривать широкие диапазоны изменения значений фазовых скоростей поверхностной волны. Последнее позволяет применять единожды подобранные веса ИНС для обращения разных дисперсионных кривых (с максимальным отличием не более 50%), построенных при обработке данных с одной площади исследования. Использование разработанного алгоритма инверсии с применением ИНС позволяет получать решение более устойчивое к случайному Гауссовскому шуму в данных, чем при использовании рассмотренных алгоритмов глобальной и локальной оптимизации.

Публикации

Материалы диссертации полностью изложены в 30 научных работах, из которых четыре статьи в научных рецензируемых журналах, рекомендованных для публикации результатов диссертации и входящих в МБД WoS, Scopus (одна в «Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых», одна в «Geophysics», две в «Geophysical Prospecting»), и одно свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ.

Апробация

Результаты лично докладывались на трёх международных научных конференциях: «Инженерная геофизика 2016» (Анапа, Россия, 2016 г.), «Международная ежегодная конференция и выставка EAGE» (Дания, Копенгаген, 2018 г.; Амстердам, Нидерланды, 2020 г.); на 10 всероссийских научных конференциях: «Проблемы геологии и освоения недр» (Томск, Россия, 2016 г.; 2017 г.; 2018 г.); «Интерэкспо ГЕО-Сибирь» (Новосибирск, Россия, 2016 г.; 2017 г.; 2018 г.; 2019 г.; 2020 г.), «Геодинамика. Геомеханика и геофизика» (Новосибирск, Россия, 2018 г.), «Науки о Земле. Современное состояние» (Геологический полигон "Шира", Республика Хакасия, Россия, 2018 г.) и на семи студенческих научных конференциях: «МНСК» (Новосибирск, Россия, 2015 г.; 2016 г.; 2017 г.; 2018 г.), «2 студенческая виртуальная конференция SEG» (онлайн, 2020 г.), «3 студенческая виртуальная конференция SEG» (онлайн, 2020 г.) научных конференциях.

На выполнение исследования в 2019 году получен двухлетний грант РФФИ №19-35-90055 «Развитие методов обработки данных поверхностных сейсмических волн на основе нового алгоритма частотно-временного анализа и машинного обучения в целях повышения эффективности определения структуры и свойств верхней части геологического разреза».

Объём и структура работы

Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения и списка литературы, включающего 116 источников. Объём работы – 145 страниц, в том числе 79 рисунков и 15 таблиц.

Благодарности

Автор выражает искреннюю признательность и благодарность своему научному руководителю, к.ф.-м.н. А.С. Сердюкову за постановку задачи, многолетнее сопровождение, постоянное внимание и оказанную поддержку в процессе выполнения исследования; В.И. Самойловой, д.ф.-м.н. М.И. Протасову, д.ф.-м.н. Г.М. Митрофанову, д.г.-м.н. И.Ю. Кулакову, д.т.н. Ю.И. Колесникову и к.т.н. С.Б. Горшкалеву за экспертный анализ диссертационной работы и полезные замечания; к.ф.-м.н. А.А. Дучкову за внимание, помощь и интерес к исследованию; д.ф.-м.н. В.А. Чеверде и д.г.-м.н. В.Д. Суворову за обсуждения научных результатов и важные комментарии; Г.Н. Логинову за содействие в ознакомлении с методами машинного обучения.

Глава 1. АНАЛИТИЧЕСКИЙ ОБЗОР ИЗВЕСТНЫХ АЛГОРИТМОВ МЕТОДА МНОГОКАЛЬНОГО АНАЛИЗА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН, ИХ ДОСТОСТОИИНСТВА И НЕДОСТАТКИ

1.1. Метод многоканального анализа поверхностных волн

Алгоритм определения скоростного строения верхней части геологического разреза (ВЧР) на основе спектрального анализа сейсмических поверхностных волн и обращения дисперсионных кривых является главной составляющей метода многоканального анализа поверхностных волн (MASW – в англоязычной литературе). Метод MASW активно развивается и применяется с 1999 г. [Park et al., 1999], с 2016 г. включён в перечень обязательных инструментов сейсмического микрорайонирования в РФ [СП 283. 1325800.2016].

Результат обработки сейсморазведочных данных с использованием метода MASW – двумерные (2D) модели зависимости скорости поперечной волны от глубины и расстояния по профилю наблюдений. В соответствии с методом MASW, запись сейсмограмм осуществляется с использованием линейной фланговой системы наблюдения: возбуждение и регистрация сейсмических волн выполняется вдоль расстановки приёмников фиксированной длины L (линия наблюдения), расстановка приёмников перемещается вдоль профиля наблюдения с постоянным шагом dS (интервал наблюдения). Расстояния между приёмниками dx и расстояние между источником и первым приёмником фиксированные. Данные каждой записанной сейсмограммы преобразуются в область распределения амплитудного спектра сейсмических волн в пространстве частоты и волнового числа или в пространстве фазовой скорости и частоты (оба пространства имеют взаимнообратное соответствие), где пикируются максимумы энергии и извлекается дисперсионная кривая фазовой скорости. Затем решается обратная задача обращением каждой извлечённой дисперсионной кривой и строятся одномерные (1D) скоростные модели поперечной волны. Каждая 1D модель соответствует своей расстановке приёмников, охватывающей участок профиля длиной L . Соответственно все латеральные скоростные возмущения в среде, попадающие в этот промежуток пространственных координат, усредняются в 1D скоростной модели. Как правило, полученные скоростные 1D модели относятся к координате срединной точки соответствующей расстановки ($L/2$), для которой они были получены, также есть практика их отнесения к геометрическому среднему всех пар расстояний между источниками и приёмниками. Результирующая скоростная 2D модель строится с использованием пространственной интерполяции построенных одномерных моделей.

Обработка данных метода MASW может выполняться совместно с обработкой данных метода отражённых (МОВ) и/или преломлённых волн (МПВ). В таком случае требуется

настройка ширины движущегося пространственного окна, организующего фланговую систему наблюдений из записанных сейсмограмм, для определения компромисса между устойчивым выделением дисперсионной кривой и латеральным разрешением. Хорошо зарекомендовали себя алгоритмы выбора пространственных окон для эффективной обработки данных МОВ и МПВ с использованием метода MASW [Socco et al., 2009; Voiero and Socco, 2010; Bergamo et al., 2012].

В области инженерно-геофизических изысканий MASW применяется как экспресс-метод для построения скоростных моделей ВЧР и приповерхностных грунтов, которые впоследствии используются для вычисления физико-механических параметров грунтов (коэффициента Пуассона, модуля общей деформации, предела текучести и др.) [Овсюченко и др., 2013; Калинина и Аммосов, 2014; Mahvelati and Coe, 2017; Rahman et al., 2018]. Скоростные модели ВЧР, полученные в результате обработки данных метода MASW, используются для определения статических поправок при обработке данных разведочной сейсмики методом отражённых волн (МОВ) [Socco, 2010; Roohollah, 2013] и прямого моделирования с последующим подавлением поверхностных волн на сейсмограммах общей точки возбуждения (ОТВ) [Strobbia et al., 2011]. Метод MASW активно используют в условиях техногенного шума при изучении дорожного покрытия и фундаментов инженерных сооружений, где ограничено применение других сейсмических методов [Forbriger, 2003a; Forbriger, 2003b; Ryden et al., 2004]. Известны примеры применения MASW, направленные: на обнаружение пустот в приповерхностных отложениях [Nasseri-Moghaddam et al., 2005, Xu et al., 2008], на разработку алгоритмов одновременного извлечения и обращения нескольких мод поверхностной волны [Загорский и Шкуратник, 2013] и на комплексирование MASW с другими методами геофизики [Ясницкий и др., 2012; Foti et al., 2014; Strong and Hearn, 2016; Rehman et al., 2016].

Перспективный подход к решению задачи повышения латерального разрешения в методе MASW – использование кросскорреляционного анализа трасс общей средней точки (СМРСС – в англоязычной литературе), предложенного Hayashi и Suzuki [Hayashi and Suzuki, 2004], а также развитого для площадных данных [Mahdavi, Siahkoohi, 2009]. Идея подхода заключается в увеличении количества построенных дисперсионных кривых по данным МПВ и тем самым повышение латеральной разрешающей способности. Суть СМРСС состоит в составлении трасс общей средней точки (ОСТ), их корреляции друг с другом, суммировании трасс, принадлежащих к одной точке ОСТ, и последующем спектральном анализе для построения дисперсионных кривых. Ikeda с коллегами объединили СМРСС с применением гладких двумерных спектральных окон для повышения латерального и спектрального разрешений [Ikeda et al., 2013]. СМРСС MASW позволяет получать 2D-модели S-волны повышенного разрешения для вычисления статических поправок объёмных волн [Roohollah, 2013], используется для решения инженерных

задач, в которых требуется выявление геометрических параметров мелких неоднородностей [Zean and Ping-song, 2016; Rehman et al., 2018], но требует значительных вычислительных ресурсов.

1.2. Алгоритмы построения дисперсионных кривых поверхностных волн

Спектральный анализ – ключевой этап исследования в методах поверхностных волн. В ходе спектрального анализа осуществляется преобразование сейсмических данных из пространства времени и расстояния ($x-t$) в пространство частоты и волнового числа ($f-k$), затем в область фазовой скорости и частоты ($V-f$). Дисперсионная кривая строится путём пикирования спектральных максимумов в $V-f$ области. Трансформация волнового поля является основным инструментом в обработке сейсмических данных [Yilmaz, 1987; Santamarina and Fratta, 2005].

Спектральный анализ поверхностных волн на основе двухканального приёма

Трансформацию сейсмического сигнала в частотную область для оценки дисперсии поверхностной волны впервые начали применять в методе «спектрального анализа поверхностных волн» (SASW – в англоязычной литературе). Термин SASW используется в большинстве методов, основанных на спектральном анализе поверхностных волн, однако акроним SASW – название метода двухканальной регистрации и частотного анализа [Nazarian and Stokoe, 1984; Stokoe et al., 1994]. SASW – неинвазивный метод определения скоростного строения грунтов, покрытия автомобильных дорог, фундаментов инженерных сооружений, стен плотин, мостов и др., использующийся в условиях ограничения применения многоканальной линейной системы наблюдений. Суть заключается в том, что скорость поверхностной волны на каждой частотной компоненте вычисляется из отношения расстояния к фазовому сдвигу между двумя приёмниками, расположенными на одной линии с источником. Дисперсионные кривые определяются для различных разносов между источниками и приёмниками и затем усредняются перед этапом инверсии. Далее рассматривается алгоритм построения дисперсионных кривых зависимости фазовых скоростей поверхностных волн от частоты, включенный в метод SASW.

Преобразование Фурье по времени для сигнала $s(x_i, t)$, записанного на расстоянии x_i от источника, выполняется перемножением модуля спектра Фурье самого сигнала и множителя, отвечающего за набег фазы от источника:

$$F(s(x_i, t)) = S(x_i, f) = |S(x_i, f)| e^{i[\phi(f) + k(f)x_i]},$$

где $\phi(f)$ – произвольная фаза источника. Спектральная плотность между двумя сигналами рассчитывается перемножением комплексно сопряжённого спектра первого сигнала ($\bar{S}_1(f)$) и спектром второго сигнала ($S_2(f)$):

$$S_{12}(f) = \bar{S}_1(f) S_2(f) = |S_1(f)| |S_2(f)| e^{-ik(f)(x_2 - x_1)}$$

Затем фазовая скорость волны Релея вычисляется по формуле:

$$V_R(f) = \frac{f(x_2 - x_1)}{\arg[S_{12}(f)]} = \frac{f(x_2 - x_1)}{k(f)(x_2 - x_1)} = \frac{f}{k(f)}.$$

Аргумент функции $S_{12}(f)$ имеет пилообразную форму, изменяясь от $-\pi$ до $+\pi$. Интерпретатор, выполняя обработку методом SASW, должен «развернуть» фазовый спектр в рабочем диапазоне частот путём подбора целого значения n , кратного 2π :

$$\arg[S_{12}(f)]_{\text{пилообр.}} = \arg[S_{12}(f)]_{\text{развер.}} \pm 2\pi n, \quad n = 0, 1, 2, \dots$$

Главным недостатком алгоритма построения дисперсионных кривых, выполняемого по методу SASW, является низкая разрешённость дисперсионной кривой по волновым числам (в методе SASW определяется только одно значение $k(f)$ на заданной частоте) и как следствие невозможность разделения мод поверхностных волн. Так как метод SASW ограничен предположением распространения только фундаментальной моды поверхностной волны. Еще одним недостатком является субъективность выбора интерпретатором целого значения n для корректной развёртки фазового спектра, что всегда осложнено влиянием шума [Al-Hunaidi, 1992]. К тому же, глубина построения скоростной модели ограничена $1/2$ расстояния между приемниками.

Спектральный анализ поверхностных волн на основе многоканального приёма

Большинство современных исследований верхней части геологического разреза с применением поверхностных волн относится к многоканальным и отождествляется с методом MASW [Park et al. 1999]. В многоканальном подходе используется линейная система сейсмоприёмников и маломощные активные источники (кувалда, падающий груз, сейсморужье и др.). Активная разработка алгоритмов построения дисперсионной кривой по многоканальным сейсмическим данным с применением спектрального анализа обеспечивается развитием вычислительных возможностей ЭВМ, позволяющих быстро и точно выполнять трансформацию сейсмических сигналов. Так, были разработаны такие алгоритмы как f - k преобразование, τ - p преобразование, направленного суммирования и фазового сдвига. Перспективным направлением развития алгоритмической составляющей метода спектрального анализа сейсмических сигналов является использование фильтрации в частотно-временной области.

Алгоритм f - k преобразования

Трансформация данных сейсмограммы с использованием алгоритма f - k преобразования переводит сейсмические данные в область распределения энергии сейсмического волнового поля от частоты (f) и волнового числа (k), в которой по частотам разделяется энергия сейсмических волн с различными кажущимися скоростями и волновыми числами. Gabriels с коллегами показали преимущества многоканального подхода над одно- и двухканальным при использовании

f - k преобразования, с помощью которого удалось оценить фазовые скорости одновременно 6 мод волны Релея [Gabriels et al., 1987].

Прямой способ реализации f - k преобразования – применение к сейсмограмме $f(x, t)$ двойного преобразования Фурье по времени (t) и пространству (x):

$$F(k, f) = \int_{x_1}^{x_2} \int_{t_1}^{t_2} f(x, t) e^{-i2\pi ft} e^{-i2\pi kx} dt dx .$$

Основные ограничения применения алгоритма f - k преобразования – размывание спектрального изображения и наличие боковых спектральных лепестков. Ещё одно ограничение – требование к равномерности шага расстановки сейсмоприёмников вдоль линии наблюдения.

Алгоритм τ - p преобразования

Для построения фазовых скоростей поверхностной волны в 1981 г. разрабатывается алгоритм τ - p преобразования с использованием линейного преобразования Радона, при использовании которого плотность энергии волнового поля раскладывается как функция от временного сдвига τ и медленности p , [McMechan and Yedlin, 1981]. При выполнении линейного преобразования Радона энергия вдоль прямой линии, описываемой в x - t области наклоном p и сдвигом τ , фокусируется в точке пространства τ - p :

$$\mathbf{u}(\tau, p) = \int_{-\infty}^{+\infty} u(\tau + px, x) dx.$$

Преобразование Радона выполняется в диапазоне от максимального до минимального p , которые определяются из априорных данных. При этом f - k спектр вычисляется преобразованием Фурье вдоль прямых $k = fp$ [Buttkus, 2012]:

$$U(f, fp) = \int_{-\infty}^{+\infty} \mathbf{u}(\tau, p) e^{-i2\pi f\tau} d\tau.$$

Алгоритм τ - p преобразования вычислительно более эффективен, чем алгоритм f - k преобразования, а также может применяться при нерегулярной расстановке сейсмоприёмников. При этом качество дисперсионных изображений, полученных с использованием алгоритмов f - k и τ - p преобразований эквивалентны, т.е. τ - p преобразование также подвержено эффекту спектрального размывания и не обеспечивает фильтрацию регулярных и случайных помех.

Алгоритм направленного суммирования

Спектр для неравномерно распределённых трасс также рассчитывается с использованием алгоритма направленного суммирования амплитудных спектров сейсмических трасс [Johnson and Dudgeon, 1993]. Впоследствии разрабатывается алгоритм направленного суммирования компенсирования эффектов спектрального размывания за счёт добавления выносных источников с введёнными фазовыми поправками за латеральные неоднородности [Foti et al., 2014]. На первом шаге алгоритма для каждой временной частоты ω составляется корреляционная матрица:

$$\mathbf{R}_{i,j}(\omega) = \frac{\mathbf{S}_i(\omega)\mathbf{S}_j^*(\omega)}{|\mathbf{S}_i(\omega)\mathbf{S}_j^*(\omega)|}, \quad i, j = 1 \dots N,$$

где $\mathbf{S}_i(\omega), \mathbf{S}_j^*(\omega)$ – дискретные спектры записей i -го и j -го приёмников, полученные в результате применения к каждой трассе преобразования Фурье по времени, знак * означает комплексное сопряжение. Для каждой пространственной частоты строится вектор фазовых сдвигов:

$$\mathbf{e}(k) = [\exp(-ikx_1), \exp(-ikx_2), \dots, \exp(-ikx_N)]^T,$$

где x_n – выносы приёмников, допускается неравномерное распределение x_n .

При наличии выносного источника, находящегося на расстоянии x_0 от первого, можно получить N дополнительных записей. В горизонтально однородной среде это эквивалентно наличию N дополнительных приёмников с выносами $x_j = x_{j-N} + x_0, j = (N + 1) \dots 2N$. Тогда вектор фазовых сдвигов с поправочной функцией $\theta(k, \omega)$, компенсирующей набеги фаз из-за присутствия горизонтальных неоднородностей на участке между вторым и первым источниками, описывается следующей математической моделью:

$$\mathbf{e}_j(k, \omega) = \begin{cases} \exp(-ikx_j), & j = 1 \dots N, \\ \exp[-i(k(x_{j-N} + x_0) + \theta(k, \omega))], & j = (N + 1) \dots 2N. \end{cases}$$

При этом оптимальные значения поправочной функции $\theta(k, \omega)$ определяются из условия максимального фокусирования энергии:

$$\theta_{opt}(\omega) = \arg \max_{\theta} \left(\max_k |\mathbf{P}(k, \omega, \theta)| \right),$$

а двумерный амплитудный спектр сейсмических волн (f - k спектр) рассчитывается по формуле:

$$\mathbf{P}(k, \omega) = \mathbf{e}^H(k) \mathbf{R}(\omega) \mathbf{e}(k).$$

Однако повышенное спектральное разрешение $\mathbf{P}(k, \omega)$ по сравнению с f - k и τ - p преобразованиями, достигается только при наличии записей для дополнительных выносных источников. При их отсутствии спектральные изображения эквивалентны. Алгоритм направленного суммирования амплитудных спектров сейсмических трасс работает в условиях следующих приближений: большая часть энергии уходит на формирование фундаментальной моды поверхностной волны, поправочная функция $\theta_{opt}(\omega)$ зависит только от временной частоты, что невыполнимо в случае геологических сред с высокими контрастами скоростей между слоями, а также при наличии регулярных и случайных помех.

Алгоритм фазового сдвига

В настоящее время для построения дисперсионной кривой поверхностной волны наиболее активно используется алгоритм фазового сдвига, который является развитием алгоритма

направленного суммирования [Mogo et al., 2003]. Алгоритм фазового сдвига состоит из следующих этапов:

1. Многоканальная запись полевых данных разлагается на частотные компоненты преобразованием Фурье по каждой трассе.
2. Для каждой компоненты амплитуды нормализуются.
3. Для фиксированной частоты в заданном диапазоне скоростей рассчитываются фазовые сдвиги, компенсирующие временную задержку на каждом приёмнике. Затем суммируются амплитуды вдоль всех рассчитанных фазовых сдвигов.
4. Предыдущий шаг повторяется для всех частот.

По полученному спектральному изображению в частотно-фазовом пространстве идентифицируется дисперсионная кривая, вдоль которой накапливается энергия. Мультимодальные дисперсионные волны также отражаются на двумерном амплитудном спектре сейсмических данных в виде нескольких кривых максимумов энергии. Исследование показывает, что алгоритм фазового сдвига и $f-k$ преобразования дают эквивалентные результаты при отсутствии помех в данных [Shen et al., 2015]. Между тем реальные данные включают различные случайные и регулярные помехи. И тогда при использовании алгоритма фазового сдвига и $f-k$ преобразования на двумерных амплитудных спектрах накапливаются ложные максимумы, не соответствующие модам поперечной волны. Изображения двумерных амплитудных спектров сейсмических данных, полученные с использованием алгоритма фазового сдвига, также подвержены размытию максимумов энергии, слиянию и интерференции мод в случае сред с высокими контрастами физических свойств.

Кроме того, сильное влияние на спектральную разрешённость изображений, полученных с использованием алгоритма фазового сдвига, оказывает длина приёмной линии, которая ограничена особенностями рельефа и степенью горизонтальной неоднородности исследуемого объекта. Короткие разности, используемые на практике, приводят к размытию спектра и слиянию соседних спектральных максимумов [Gao et al., 2015; Taipodia et al., 2018]. Поэтому при спектральном анализе интерпретатор должен учитывать искажение спектра и вручную выделять максимально реалистичный тренд.

Вышеперечисленные факторы осложняют пикировку дисперсионных кривых на спектральных изображениях. Точность пикирования дисперсионных кривых является ключевым аспектом обработки данных методом MASW, поскольку ошибки построения дисперсионных кривых существенно снижают качество и достоверность построения скоростных моделей. Специалист зачастую вынужден эмпирически проводить гладкую и реалистичную дисперсионную кривую на спектральном изображении, состоящем из прерывистых максимумов, а на частотах оттока энергии эмпирически экстраполировать значения дисперсионной кривой,

после чего выполнять полиномиальное сглаживание дисперсионной кривой. Традиционно, опытными интерпретаторами пикировка выполняется в ручном или в полуавтоматическом режиме. Это значительно затрудняет применение метода MASW при обработке большого количества данных.

В связи с этим перспективным направлением в развитии программно-алгоритмической составляющей метода MASW являются исследования, направленные на повышение точности, помехоустойчивости и автоматизации пикирования дисперсионных кривых. Для этого спектральный анализ дополняется предварительным этапом выделения поверхностных волн. Так, специалисты используют вырезание на сейсмограмме поверхностных волн обнулением амплитуд на тех временных отсчётах, где поверхностная волна визуально не наблюдается (конус, расходящийся от точки источника с увеличением времени и расстояния). Однако при таком приёме целевая область также определяется вручную и шум, накладывающийся на поверхностные волны, не подавляется. Другой подход к задаче повышения качества изображения двумерных спектров сейсмограмм – выполнять подбор оптимальных параметров системы наблюдения до начала полевых экспериментов [Olafsdottir, 2018; Taipodia and Dey, 2018].

Алгоритм на основе временно-частотного представления сейсмических данных

Перспективной с точки зрения разработки нового алгоритма построения дисперсионных кривых зависимостей фазовых скоростей поверхностных волн от частоты является идея использования частотно-временных представлений (TFR – time-frequency representation) сейсмограмм [Askari and Hejazi, 2012]. Анализ сейсмических данных в трёхмерной области распределения энергии волн по времени, частоте и пространству позволит выделить целевой пакет поверхностных волн вдоль прямых линий с различными наклонами на фиксированных частотах. Результаты применения алгоритма определения групповых скоростей поверхностных волн с применением преобразования Стоквелла (S-преобразования) показывают, что дополнительная локализация поверхностных волн в пространстве времени и частоты значительно понижает уровень помех на изображениях двумерных спектров сейсмических данных [Askari and Hejazi, 2015]. Результаты исследования имеют важное фундаментальное значение, так как было показано, что спектр S-преобразования имеет схожее со спектром CWT частотно-зависимое разрешение, но в отличие от CWT S-преобразование имеет прямую связь со спектром Фурье, что делает S-преобразование более удобным для оценки скоростей поверхностных волн. Тем не менее пока не было осуществлено развитие этого подхода для выделения дисперсионных кривых зависимостей фазовых скоростей поверхностной волны от частоты.

1.3. Алгоритмы построения скоростных моделей верхней части геологического разреза обращением дисперсионных кривых поверхностных волн

Построение скоростных моделей методом MASW выполняется обращением дисперсионной кривой зависимости фазовой скорости поверхностной волны от частоты. Стандартный подход к решению обратной задачи заключается в минимизации функционала невязки между дисперсионной кривой, построенной с использованием спектрального анализа сейсмических данных, и расчётной дисперсионной кривой, вычисленной в ходе численного решения аналитических выражений в предположении упругой одномерной модели геологической среды [Xia et al., 1999]. В предположении упругой вертикально-неоднородной модели среды фазовая скорость волны Релея зависит от скоростей поперечной V_S и продольной волн V_P , плотности ρ и толщины слоёв h . Доминирующее влияние на фазовую и групповую скорость поверхностных волн оказывают V_S и h , тогда как влияние V_P значительно меньше, а влияние ρ пренебрежимо мало [Pan et al., 2019]. Поэтому большинство исследователей решают задачу восстановления только V_S и/или h . Такая задача является нелинейной и процесс её решения сводится к поиску глобального минимума с использованием оптимизационных алгоритмов. Традиционно, подходы к решению обратной задачи поверхностных волн подразделяются на детерминистические (методы локальной оптимизации) и стохастические (методы глобальной оптимизации).

Алгоритмы инверсии на основе методов локальной оптимизации

Процедуры локального поиска представляют собой итерационные схемы, которые, начиная с начального приближения, генерируют последовательность улучшений скоростной модели, удовлетворяющих условию уменьшения функционала невязки. В известных работах, реализующих алгоритм обращения дисперсионных кривых поверхностных волн на основе методов локальной оптимизации, рассматривается построение скоростных моделей при восстановлении только значений скорости поперечной волны V_S , тогда как значения мощности h остаются фиксированными [Park et al., 1999; Xia et al., 1999; Lai, 2005]. В таком подходе исследуемый разрез среды разделяется на приемлемое количество слоёв с постоянной V_S . При этом количество слоёв определяется специалистом и остаётся неизменным. Значения скорости продольной волны V_P и плотности ρ предполагаются известными либо связанными со значениями V_S с использованием эмпирических законов [Jones, 1958]. В вышеописанной постановке задачи разрабатываются разнообразные алгоритмы градиентного спуска, в частности алгоритм Левенберга-Марквардта [Lai, 2005; Foti et al., 2014]. Алгоритм Левенберга-Марквардта позволяет получать быстрое решение в рамках подбора одной дисперсионной кривой. Но его использование также приводит к скоростным моделям с сильными нефизичными флуктуациями

при изменениях скоростей с глубиной в три раза и более, что характерно для верхней части геологического разреза [Lai, 2005]. А сходимость решения при использовании алгоритма Левенберга-Марквардта существенно зависит от начального приближения [Foti et al., 2014].

Для снижения нефизичных флуктуаций при решении обратной задачи MASW разрабатывается алгоритм Оккама с подбором гладких скоростных моделей и применением регуляризирующего множителя [Lai, 2005; Rubaiyn et al., 2018]. Инверсия Оккама предоставляет гладкие скоростные модели V_S , что в совокупности с разбивкой модели на большое число слоёв и близкой стартовой моделью, полученной по эмпирическим правилам, обеспечивает быстрое и приемлемое решение относительно невязки между дисперсионными кривыми, но не достаточное для оценки точного положения границ слоёв [Cercato, 2009]. К недостаткам алгоритма Оккама можно отнести невысокую точность определения границ слоёв в слоистых средах и требование настройки параметров регуляризации в процессе решения.

Поскольку при использовании алгоритмов, основанных на методах локального поиска, нелинейный функционал невязки линеаризуется на каждой итерации до достижения стационарной точки, общее ограничение таких подходов – требование гладкости функционала, существование и непрерывность производных Фрише по параметрам скоростной модели [Foti et al., 2014]. Другое ограничение методов локального поиска – отсутствие возможности определить является ли стационарная точка локальной или глобальной. Однако даже при соблюдении этих условий последовательность приближений решения сходится только, если начальное приближение близко к истинному решению, а производные Фрише вычисляются достаточно точно [Socco et al., 2010].

Алгоритмы инверсии на основе методов глобального поиска

Для решения ряда инженерно-геологических задач, в частности, картирования коренных пород [Miller, 1999], оценки оползневой опасности [Yusri Prayitna, 2019] и других, информация о точном положении границ слоёв имеет важное значение [Miller et al.; Prayitna et al., 2019]. Поэтому совместная оценка значений скорости поперечной волны V_S и мощности слоёв h предпочтительнее для построения скоростных моделей слоистых и блоковых геологических структур. Однако большое число неизвестных параметров значительно усложняет функционал невязки и усиливает неоднозначность решения обратной задачи.

Идентификация экстремумов нелинейных функционалов осуществляется оптимизационными методами глобального поиска, которые используются для нахождения минимальной невязки между входными и расчётными данными во всём пространстве возможных параметров. Это достигается систематически, по заранее заданной определённой сетке, или с использованием случайного равномерного распределения.

За последние два десятилетия были развиты разнообразные методы глобальной оптимизации применительно к анализу поверхностных волн, включая метод Монте-Карло [Socco and Voiero, 2008], генетический алгоритм [Yamanaka, Ishida, 1996; Moro et al., 2007], имитированный отжиг [Beatty et al., 2002; Pei et al., 2007], алгоритм соседства [Cox and Teague, 2016] и GWO [Song et al., 2015; Singh N. and Singh S., 2017].

Вышеперечисленные алгоритмы с различной степенью точности подбора параметров слоистой скоростной модели геологической среды позволяют определять глобальный минимум, избежав сходимости решения в локальный минимум, что характерно для алгоритмов на основе локальной оптимизации.

Общий недостаток перечисленных выше алгоритмов – необходимость в знании априорной или дополнительной информации о количестве слоёв и диапазонах пространства подбираемых параметров скоростной модели. При этом пространство параметров возможных слоистых скоростных моделей определяется интерпретатором до начала инверсии. Такая задача является нетривиальной, так как диапазон параметризации должен быть достаточно широким, чтобы включать возможные реалистичные слоистые скоростные модели, и достаточно ограниченным, чтобы избежать подбора нереалистичных моделей, особенно в случае сложных геологических условиях [Teague et al., 2015]. В случае отсутствия априорной информации (скважинных данных, результатов обработки другими геофизическими методами) специалист определяет разумное количество слоёв и диапазоны соответствующих параметров инверсии исходя из опыта. Исследования показывают, что субъективная процедура выбора параметризации скоростной модели существенно влияет на результаты инверсии [Giulio et al., 2012].

В 2016 году Cox и Teague предлагают алгоритм многократного проведения инверсии дисперсионных кривых поверхностных волн на основе метода глобальной оптимизации с использованием систематически варьируемой параметризации скоростной модели [Cox and Teague, 2016]. В этом подходе каждая параметризация, т.е. количество слоёв и диапазоны подбираемых параметров скоростной модели, определяется уникальным коэффициентом слоистости, который представляет собой множитель, систематически увеличивающий потенциальную толщину каждого слоя. Такой подход исключает субъективность выбора параметризации скоростной модели. Тем не менее предложенный алгоритм имеет крайне высокие требования к вычислительным ресурсам и долгое время расчёта инверсии, а используемый в статье алгоритм соседства для инверсии недостаточно точный и неустойчивый при наличии шума в данных.

Исследования показывают, что алгоритмы, основанные на методах глобального поиска, более надёжны при поисках глобального экстремума в заранее определённом пространстве

решений, но вычислительно менее эффективны, чем алгоритмы инверсии на основе методов локальной оптимизации или методов машинного обучения.

Алгоритмы инверсии на основе методов машинного обучения

Обоснованием использования искусственной нейронной сети (ИНС) для вычисления обратного оператора при решении задачи обращения дисперсионных кривых поверхностных волн является её свойство универсальной аппроксимации нелинейной функции любого порядка с любой заданной точностью [Cybenko, 1989]. Çaylak и Kaftan впервые предложили использовать простейший тип ИНС – многослойный персептрон для обращения фундаментальной моды фазовой скорости волны Релея в предположении известного числа восстанавливаемых слоёв геологической среды [Çaylak and Kaftan, 2014]. Исследованиями показана возможность восстановления скорости поперечной волны и мощности одномерной скоростной модели с достаточной точностью для построения скоростной структуры ВЧР с помощью ИНС. Также было показано, что ИНС обладают высокой устойчивостью к случайным шумам, добавляемым в дисперсионные кривые фазовой скорости [Çaylak and Kaftan, 2014]. Однако в работе Çaylak и Kaftan представлены только предварительные результаты без сопоставления с результатами других методов, а также не предложены способы расчёта репрезентативного набора тренировочных данных и настройки архитектуры ИНС.

В 2020 году публикуется алгоритм определения байесовского апостериорного распределения скорости поперечной волны в слоях восстанавливаемой скоростной модели обращением дисперсионных кривых с использованием ИНС смешанной плотности (MDN) [Сао et al., 2020]. Преимущество такого подхода – получение не только значения скорости S-волны в каждом слое, но и оценка вероятностных характеристик их распределения. Недостаток предложенного алгоритма инверсии – необходимость иметь точную априорную информацию о количестве слоёв, точном положении их границ и диапазонах скоростей каждого слоя, в пределах которых осуществляется поиск решения. Также не объясняется способ генерации обучающей выборки и настройки архитектуры MDN.

Известен алгоритм с применением свёрточных искусственных нейронных сетей (CNN) для построения одномерных скоростных моделей обращением двумерных амплитудных спектров фазовых и групповых скоростей в рамках сейсмологического приложения [Hu et al., 2020]. Использование CNN оправдано тем, что применение операции свёртки в скрытых слоях ИНС позволяет решать более сложные нелинейные обратные задачи, чем полносвязанные ИНС. В частности, аппроксимировать связь между спектральным изображением и скоростной моделью. Спектральные изображения генерируются из дисперсионных кривых, вычисленных для эталонных одномерных скоростных моделей. Эталонные скоростные модели и соответствующие им спектральные изображения фазовых и групповых скоростей являются

тренировочными данными для CNN. Недостатками предложенного подхода является подбор значений только скорости поперечной волны без восстановления мощности слоёв, необходимость создания и настройки архитектуры CNN заново при обработке новых полевых данных.

Из анализа известных публикаций следует, что ряд вопросов определения скоростного строения верхней части разреза решён недостаточно полно. В их числе подход к расчёту репрезентативного набора тренировочных данных для настройки ИНС, способ подбора архитектуры ИНС, роль гиперпараметров ИНС и тренировочных данных в повышении точности и достоверности результатов обращения дисперсионных кривых поверхностных волн.

Глава 2. АЛГОРИТМ ПОСТРОЕНИЯ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ ЗАВИСИМОСТИ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ОТ ЧАСТОТЫ НА ОСНОВЕ ПОМЕХОУСТОЙЧИВОГО СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

2.1. Постановка задачи

Первая поставленная задача – разработать и программно реализовать алгоритм построения дисперсионных кривых зависимости фазовой скорости сейсмических поверхностных волн от частоты на основе помехоустойчивого спектрального анализа с использованием преобразования Стоквелла и частотно-временной фильтрации сейсмических данных – решается с использованием многоканальных сейсмических данных линейных фланговых систем наблюдения. Для решения задачи используются следующие методологические компоненты:

1. Теория распространения сейсмических волн в упругих моделях геологических сред и, реализованные на её основе, лично адаптированные под решение поставленной задачи, программные обеспечения с открытой лицензией: пакет программ для обработки сейсмологических данных «Computer Program Seismology» и пакет программ численного моделирования распространения сейсмических волн в упругих моделях геологических сред «Sofi2D». Так, реализуется обёртка для языка программирования Python программного кода расчёта фазовых скоростей поверхностных волн в горизонтально-слоистых упругих геологических средах, входящего в пакет программ для обработки сейсмологических данных «Computer Program Seismology» и написанного на языке программирования Fortran. Параметры численного решения системы уравнений Ламе для двумерной упругой модели геологической среды подбираются на основе метода конечных разностей, реализованного в пакете программ численного моделирования распространения сейсмических волн «Sofi2D» для расчёта полного волнового поля и записи сейсмического сигнала.

2. Теория методов спектрального анализа и, реализованные на её основе, программно-алгоритмические средства с открытой лицензией, а именно быстрое двумерное преобразование Фурье по времени и пространству из библиотеки «numpy» (без адаптации) языка программирования Python, быстрое обобщённое преобразование Стоквелла из библиотеки «stockwell» (без адаптации) языка программирования Python.

3. Лично адаптированная для решения задачи обращения дисперсионных кривых поверхностных волн программная реализация алгоритма GWO, распространяемая с открытой лицензией на языке программирования Python. Так, для расчёта прямой задачи применён программный код определения фазовых скоростей поверхностных волн в горизонтально-слоистых упругих геологических средах.

4. Библиотеки (без адаптации) языка программирования Python с открытой лицензией «joblib» и «multiprocessing» для распараллеливания на ядрах центрального процессора расчёта программной реализации алгоритма построения дисперсионных кривых фазовых скоростей по количеству используемых частот и алгоритма GWO по количеству независимых запусков решения обратной задачи.

5. Библиотеки (без адаптации) языка программирования Python с открытой лицензией «matplotlib» и «wiggly» для визуализации промежуточных и конечных результатов.

При верификации разработанного алгоритма анализируются его фильтрационные свойства случайных и регулярных помех сейсмических данных, выполняется сравнительный анализ с известными алгоритмами, выполняется спектральный анализ ряда полевых сейсмических данных, полученных в различных геологических условиях, сопоставляются спектральные изображения и построенные дисперсионные кривые встречных сейсмограмм, оценивается влияние длины линии наблюдения на разрешение спектральных изображений, полученных с использованием разработанного и известного алгоритмов.

Для тестирования программной реализации разработанного алгоритма используются следующие синтетические сейсмические данные: дисперсионные кривые зависимости фазовой скорости поверхностной волны от частоты, рассчитанные для одномерной скоростной модели среды с положительным градиентом скорости от глубины с использованием адаптированной реализации алгоритма на основе метода матричных пропагаторов; поле смещений поверхностной волны, записанное в сейсмоприёмниках (сейсмограмма) и рассчитанное с использованием операции свёртки фундаментальной моды фазовой скорости поверхностной волны и импульса Рикера; полное волновое поле смещений, записанное в сейсмоприёмниках (сейсмограмма) и рассчитанное численным решением системы уравнений Ламе для упругой двумерной модели геологической среды с использованием метода конечных разностей, реализованного в пакете программ численного моделирования распространения сейсмических волн «Sofi2D».

Для апробации разработанного алгоритма и программной реализации используются сейсмические данные, полученные полевым отрядом лаборатории динамических проблем сеймики ИНГГ СО РАН в районе Урского хвостохранилища (запись вертикальной компоненты смещения в сейсмоприёмниках), скоростная модель продольной волны, построенная, д. г.-м. н. И.Ю. Кулаковым (ИНГГ СО РАН) методом сейсмической томографии, и границы слоёв, построенные П.А. Дергачом (ИНГГ СО РАН) методом GRM (generalized reciprocal method).

2.2. Ограничения алгоритмов спектрального анализа многоканальных данных поверхностных волн

Как известно, регистрация сейсмических волн во времени и пространстве ограничивается техническими возможностями и параметрами системы наблюдений. Традиционно в инженерной сейсморазведке длина записи сейсмического сигнала составляет 1-2 с, частота дискретизации 1000 Гц, используются короткие линии наблюдения 10-100 м с шагом между сейсмоприёмниками 1-5 м. В случае сейсморазведочных работ на месторождениях длина записи сейсмического сигнала составляет 5-6 с, частота дискретизации 500 Гц, используются большие базы наблюдения 250-1000 м, а расстояние между приёмниками составляет 25-50 м. Как правило, небольшая длина записи и высокая частота дискретизации обеспечивают хорошее частотное разрешение. Тогда как короткая длина линии наблюдения (максимальное расстояние между первым и последним регистрирующими сейсмоприёмниками) приводит к размыванию максимумов амплитудного спектра сейсмических данных [Tapoia et al., 2018], а при большом шаге между сейсмоприёмниками проявляется наложение зеркальных пространственных частот – пространственный аляйсинг [Foti et al., 2014], а. Использование коротких линий наблюдения часто обусловлено техническими возможностями аппаратуры, условиями работы и сложным строением геологической среды.

Пространственный аляйсинг

Эффект пространственного аляйсинга проявляется при превышении предела диапазона рабочих пространственных частот волнового числа Найквиста ($k_{\text{Найквиста}}$), т.е. $1/(2dx) = k_{\text{расстановки}} > k_{\text{Найквиста}}$, где dx – шаг между приёмниками, и приводит к продолжению полезного сигнала в область отрицательных волновых чисел (пространственных частот). При значительном аляйсинге полезный сигнал может многократно накладываться из области отрицательных пространственных частот. При этом наложенные частоты в положительной части спектра имеют волновое число $k_{\text{аляйсинг}} = k_{\text{расстановки}} - 2k_{\text{Найквиста}}$ и отрицательную кажущуюся скорость. Эффект пространственного аляйсинга наглядно иллюстрируется на монохроматических волнах [Foti et al., 2014].

В данных с большим диапазоном частот все составляющие с $k > k_{\text{Найквиста}}$ будут накладываться в отрицательную область спектра на схеме (Рисунок 1) видно, что при фланговых системах наблюдения вся энергия колебаний перемещается в положительном направлении и связана только с положительными волновыми числами. При этом в диапазоне $[-k_{\text{Найквиста}}; 0]$ максимальное волновое число при фланговой системе наблюдений в два раза больше $k_{\text{Найквиста}}$.

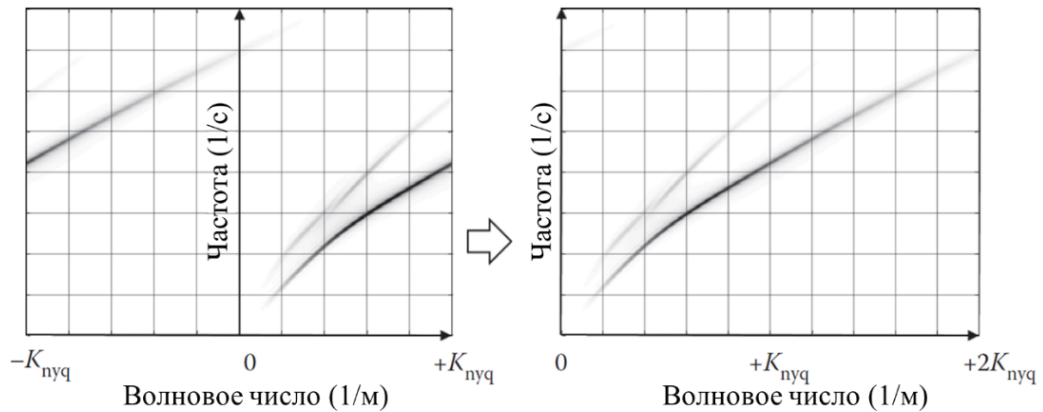


Рисунок 1 – Схематичное представление развёртывания отрицательной части f - k спектра для сейсмограммы фланговой системы наблюдений.

Используются реальные данные, полученные в ходе опытно-методических работ полевого отряда лаборатории динамических проблем сейсмики ИНГГ СО РАН в Новосибирской области. Данные регистрируются 10-герцовыми вертикальными приёмниками с шагом 5 м вдоль линейного профиля длиной 175 м. Возбуждение сейсмических волн осуществлялось вертикальными ударами кувалдой весом 5 кг по металлической подложке. Длина записи 2 с с частотой дискретизации 1000 Гц. С использованием двумерного преобразования Фурье рассчитывается f - k спектр сейсмических данных в диапазоне $[-k_{\text{Найквиста}}; k_{\text{Найквиста}}]$. На изображении (Рисунок 2а) видно, что тренд максимумов амплитудного спектра продолжается в области отрицательных пространственных частот. Информация, содержащаяся в области отрицательных пространственных частот, восстанавливается при дополнении положительной части спектра значениями из отрицательной части спектра до $2k_{\text{Найквиста}}$ (Рисунок 2б). В некоторых случаях наложение частот может быть продолжительным и снова накладываться из отрицательной части спектра в положительную. В таком случае спектр дополняется значениями из положительной и отрицательной частей необходимое количество раз до $2nk_{\text{Найквиста}}$ ($n = 1, 2, 3 \dots$). При этомкратно n увеличивается рабочий диапазон пространственных частот [Яблоков и др., 2016].

Размывание максимумов амплитудного спектра (спектральное размывание)

В соответствии с теорией распространения поверхностных волн, энергия такой волны на фиксированной частоте и волновом числе соответствует одной моде [Левшин и др., 1987]. На практике, при ограниченном пространственном и/или частотном разрешении, энергия вдоль дисперсионных кривых накапливается в широком окне, что ведёт к интерференции максимумов амплитудного спектра различной природы. Этот эффект известен как спектральное размывание. При наличии регулярных помех, сформировавшихся на материальных неоднородностях, случайных помех от аппаратуры, объёмных волн и значительном спектральном размывании

искажается форма дисперсионной кривой, что существенно осложняет пикирование реалистичных и достоверных дисперсионных кривых [Яблоков, 2016].

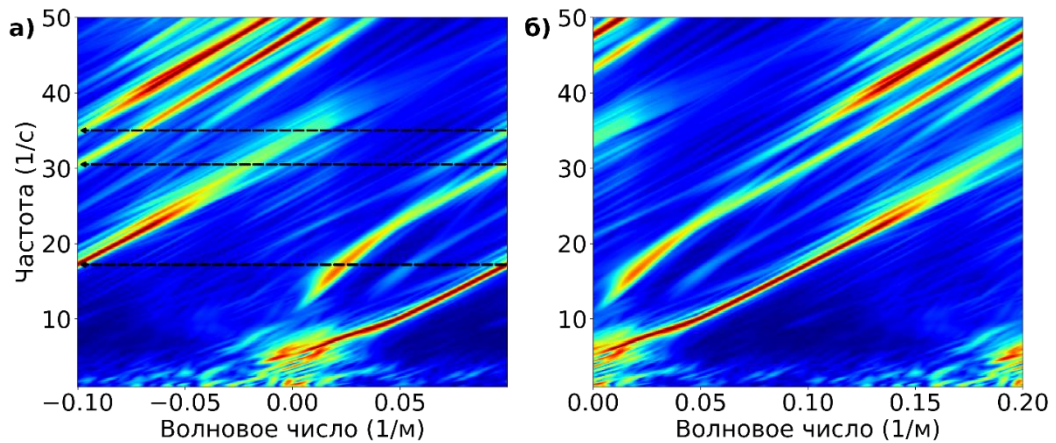


Рисунок 2 – Изображения двумерного амплитудного спектра полевых сейсмических данных в пространстве частоты и волнового числа (f - k спектр): f - k спектр в диапазоне $[-k_{\text{Найквиста}}; k_{\text{Найквиста}}]$ после применения двумерного преобразования Фурье (а) и f - k спектр в диапазоне $[0; 2k_{\text{Найквиста}}]$ после дополнения спектра значениями из области отрицательных пространственных частот (б). Пунктирные линии со стрелкой показывают соотношение трендов максимумов f - k спектра с их продолжениями из отрицательной области волновых чисел.

При сопоставлении идеализированного амплитудного спектра (Рисунок 3а), схематичных амплитудных спектров при длине приёмной линии 96 м (Рисунок 3б) и 12 м (Рисунок 3в) видно, что максимумы, соответствующие различным модам поверхностной волны, сливаются при использовании короткой базы наблюдения. В последнем случае (Рисунок 3в) фазовая скорость поверхностной волны принимает промежуточное значение, не соответствующая точному для конкретной моды, ухудшается точность построения дисперсионной кривой, вследствие чего скоростная модель, полученная решением обратной задачи, определяется ошибочно.

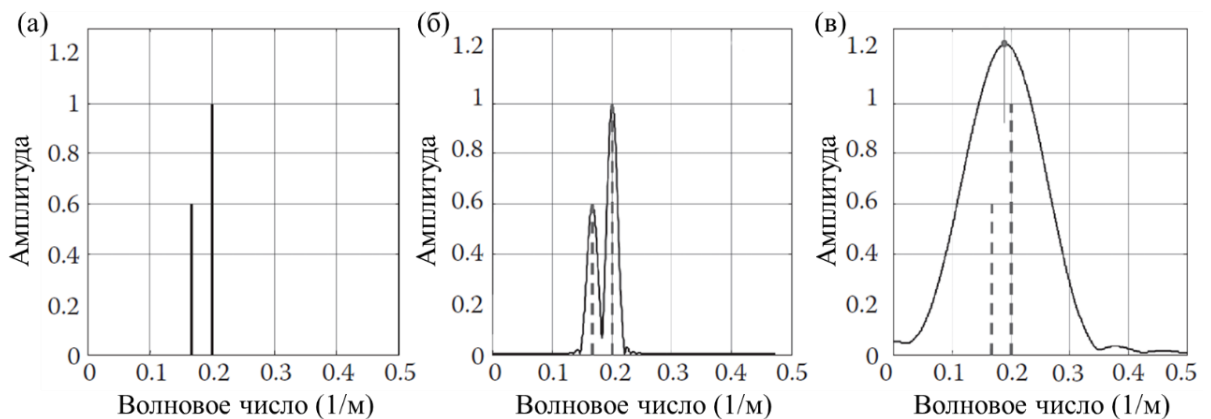


Рисунок 3 – Схематичные графики зависимости амплитудного спектра от волнового числа: идеализированный спектр (а), спектр при длине приёмной линии 96 м (б) и спектр при длине приёмной линии 12 м (в).

Следовательно, для повышения разрешения амплитудного спектра по волновым числам требуется вычислять спектральную плотность энергии сейсмических волн при дискретизации волнового числа, значительно превышающего число используемых приёмников. Для этого используется приём дополнения сейсмограммы трассами с нулевыми значениями при вычислении двумерного преобразования Фурье. Этот способ не привносит новой информации в амплитудный спектр сейсмических данных и не устраняет эффектов искажения дисперсионной кривой, что приводит к необходимости разработки нового алгоритма фильтрации сейсмических данных с регулярными и случайными помехами, учитывающего эффект спектрального размывания при уменьшении длины линии наблюдения [Яблоков и др., 2016; Сердюков и др., 2019].

Изображение двумерного амплитудного спектра сейсмических данных, полученное в результате применения стандартного двумерного преобразования Фурье к сейсмограмме ОТВ, как правило, существенно зашумлено за счёт волн-помех и влияния источника в ближней зоне. Для уменьшения влияния помех к сейсмограмме применяется двумерное сглаживающее окно $W(x - x_0, t - t_0)$ при расчёте двумерного амплитудного спектра [Яблоков и др., 2016]:

$$F(k, f) = \int_{x_1}^{x_2} \int_{t_1}^{t_2} W(x - x_0, t - t_0) f(x, t) e^{-i2\pi ft} e^{-i2\pi kx} dt dx.$$

Использование такого приёма значительно повышает точность пикировки фазовых скоростей как фундаментальной, так и высших мод. Однако основные ограничения применения алгоритма $f-k$ преобразования – размывание спектрального изображения и наличие боковых спектральных лепестков – не устраняются.

Вопрос распределения энергии поверхностной волны для моделей различных геологических сред

В книгах Илмаза 2012 и 2015 гг. по результатам серии экспериментов по обработке синтетических и реальных данных для геологических сред со сложной морфологией границ сделан вывод о неоднозначности и субъективном характере способов построения дисперсионной кривой при значительном зашумлении их спектра рассеянными волнами-помехами [Yilmaz and Kocaoglu, 2012; Yilmaz, 2015]. Отдельно требуют рассмотрения модели с высокими контрастами скорости между слоями [Boaga et al., 2013] и модели с низкоскоростными и высокоскоростными слоями [Dou and Ajo-Franklin, 2014].

Первый тип – типичная модель среды верхней части геологического разреза. Скорость распространения поперечной волны в фундаменте превышает скорость распространения поперечной волны вышележащего слоя грунтов в три раза и более [отчёт по учебной практике НГУ в с. Бурмистрово 2019 г.]. При этом зачастую в спектре проявляется эффект слияния мод [Gao et al., 2015], когда две соседние моды (обычно фундаментальная и первая высшая мода)

имеют близкие значения фазовых скоростей в узком диапазоне пространственных и/или временных частот. В этом случае энергия перетекает от основной моды к более высокой моде, формируется «кажущаяся» непрерывная кривая, скорость которой принимает промежуточное значение [Яблоков, 2015]. В менее экстремальных случаях переток энергии между модами может быть непрерывным. При ограниченном спектральном разрешении реальных данных идентификация и разделение различных мод осложнено. В результате интерпретации без учёта этого эффекта – завышенные значения скорости и заглубливание истинных положений границ слоёв. Эффект слияния мод можно преодолеть высокоразрешающими спектральными преобразованиями: алгоритмом направленного суммирования [Сердюков и Яблоков, 2017], ST-преобразованием [Яблоков и Сердюков, 2018]. Исследования показывают, что ошибки в идентификации мод можно избежать, если использовать запись горизонтальных компонент, которые позволяют идентифицировать фундаментальную моду ниже диапазона слияния мод [Boaga et al., 2013].

Второй тип сред с наличием низкоскоростных и высокоскоростных слоёв описывается моделью среды в зоне многолетнемерзлых пород [Васильчук и др., 2016; Азаров и др., 2018]. Методы анализа поверхностных волн успешно используются для картирования сейсмических структур в зоне многолетнемерзлых пород, в которых неэффективна обработка сигнала методом преломлённых волн из-за экранирующего преломленную волну слоя вечной мерзлоты. Тем не менее сложное скоростное строение геологической среды в зоне распространения вечной мерзлоты, зачастую формирует двумерный амплитудный спектр сейсмических данных, в котором доминируют амплитудные максимумы мод высших порядков [Dou and Ajo-Franklin, 2014]. В таком случае для повышения эффективности методов поверхностных волн проводится обращение $f-k$ спектров [Ryden and Park, 2006; Forbriger 2003a, 2003b], одновременное обращение нескольких мод [Maraschini et al., 2010] или обращение полного волнового поля [Wittkamp et al., 2019].

2.3. Описание разработанного алгоритма

Разработанный алгоритм помехоустойчивого построения дисперсионных кривых фазовых скоростей сейсмических поверхностных волн по многоканальным данным линейных систем наблюдения назван SFK-преобразованием (slant FK-transform) и подробно изложен в авторских публикациях 2018 г. и 2019 г. [Яблоков и Сердюков, 2018а; Яблоков и Сердюков, 2018б; Яблоков, 2019; Serdyukov et al., 2019; Yablokov et al., 2018]. На блок-схеме (Рисунок 4) представлен точный порядок действий исполнителя: 1) применение S-преобразования и трансформация сейсмических данных в пространство время-расстояние-частота; 2) расчёт

фазовых сдвигов и спектра амплитуд сейсмических волн на фиксированных частотах; 3) расчёт f-k изображения; 4) определение значений фазовой скорости. Далее подробно излагается разработка этапов алгоритма, его верификация и тестирование программной реализации.

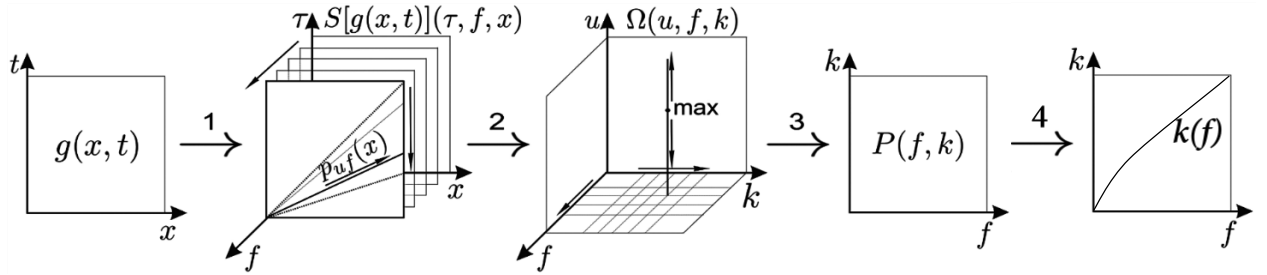


Рисунок 4 – Блок-схема разработанного алгоритма построения дисперсионной кривой фазовой скорости поверхностной волны.

Построение распределения энергии сейсмических волн по времени, частоте и расстоянию S-преобразованием зарегистрированных данных

Kulesh с коллегами разработали алгоритм построения дисперсионных кривых групповых скоростей с использованием непрерывного вейвлет-преобразования (CWT) [Kulesh et al., 2008]. Askari и Ferguson разработали аналогичный алгоритм с использованием преобразования Стоквелла (S-преобразования) [Askari and Ferguson, 2012]. Спектр S-преобразования имеет аналогичное со спектром CWT частотно-зависимое разрешение, но в отличие от CWT, S-преобразование имеет прямую связь со спектром Фурье [Stockwell et al., 1996]. Эта связь делает S-преобразование более удобным для оценки скоростей поверхностных волн за счёт разложения сейсмических волн по различным частотам и волновым числам [Сердюков, 2019; Askari and Ferguson, 2012; Serdyukov et al., 2019].

Обобщённое S-преобразование сигнала $h(t)$ выполняется решением интегрального уравнения по временному интервалу $[0; T]$ сейсмической трассы:

$$S[h(t)](\tau, f) = \int_0^T h(t) \frac{|f|}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{-\frac{(\tau-t)^2 f^2}{2\sigma^2}} e^{-i2\pi ft} dt, \quad (1)$$

где $\frac{|f|}{\sqrt{2\pi\sigma}} e^{-\frac{(\tau-t)^2 f^2}{2\sigma^2}}$ – материнский вейвлет, σ – масштабирующий параметр, контролирующий ширину материнского вейвлета, f – частота, τ и t – временные переменные. Для широкополосного сигнала пиковая частота на амплитудном спектре S-преобразования выше, чем пиковая частота на амплитудном спектре Фурье [Wu and Castagna, 2017]. Для преодоления этого вводится немасштабированное S-преобразование без нормализующего множителя $|f|/\sqrt{2\pi}$ в уравнении (1). Для контроля спектрального разрешения в S-преобразование можно ввести переменное по частоте масштабирование [Pinnegar and Mansinha, 2003]. Для программной реализации

разработанного алгоритма используется быстрое дискретное S-преобразование [Brown and Frayne, 2008].

Рассматриваются два сигнала $h_1(t)$ и $h_2(t)$, зарегистрированные в приёмниках, расположенных на одной линии с источником. Рассматривается случай, когда сигнал содержит только одну фундаментальную моду поверхностной волны. В такой постановке связь спектров Фурье двух сигналов выражается уравнением:

$$F_2[h_2(t)](f) = e^{-\lambda(f)l} e^{-i2\pi k(f)l} F_1[h_1(t)](f), \quad (2)$$

где $k(f)$ – волновое число, $\lambda(f)$ – частотно зависимый параметр затухания и l – расстояние между приёмниками. Для математической модели (2) S-преобразование второго сигнала выражается через S-преобразование первого сигнала (подробный вывод детально описан Askari и Ferguson [Askari and Ferguson, 2012]):

$$S[h_2(t)](\tau, f) = e^{-2\pi k(f)l} e^{-\lambda(f)l} S[h_1(t)](\tau, f)(\tau - k'(f)l, f). \quad (3)$$

В рамках двухприёмного подхода с использованием уравнения (3) определяются групповая скорость $u(f) = 1/k'(f) = df/dk$ и фазовая скорость $V_{ph}(f) = f/k$ поверхностной волны.

Далее выполняется модификация математической модели (2) с учётом нестационарности пакета поверхностных волн для многоканального подхода. Для горизонтально-слоистой модели геологической среды пакет поверхностных волн на каждой частоте имеет прямолинейный годограф в координатах времени и расстояния. Предполагается, что 1 – нестационарный пакет поверхностных волн распространяется вдоль линейной системы наблюдений; 2 – состоит из набора мод с уникальными волновыми числами $k_j(f), j = 0, 1, \dots$; 3 – генерация импульса происходит в координатах $t = 0, x = 0$. Для S-преобразования поверхностной волны в случае рассматриваемого многоканального подхода вводится следующая математическая модель:

$$g_f^{surf}(x, \tau) = \begin{cases} \sum_{k_j \in K[u, f]} A(u, f, x, k_j) e^{-2\pi i k_j x}, & \text{если } K[u, f] \neq \emptyset, \\ 0, & \text{если } K[u, f] = \emptyset, \end{cases} \quad (4)$$

где $u = x/\tau$ – групповая скорость, $A(V_g, f, x, k_j)$ – действительное значение амплитуды и $K[u, f] = \{k_j: k_j'(f) = u^{-1}\}$. Также вводится математическая модель псевдосейсмограммы (изображение сейсмических данных в пространстве времени и расстояния на фиксированной частоте):

$$\hat{g}_f(x, \tau) = g_f^{surf}(x, \tau) + \mu_f(x, \tau),$$

где функция $\mu_f(x, \tau)$ определяет ошибки, включения амплитудных спектров других сейсмических волн, помех и ошибок математической модели. Сигнал математической модели (4)

точнее описывает поле поверхностных волн, чем обобщённая математической модель плоской волны (2), т.к. учитывает мультимодальный режим распространения волны.

Следующий шаг в исследовании – определение значений функции $k_j(f)$, которые являются параметрами сигнала и широко используются специалистами при обработке сейсмических данных [Johnson and Dudgeon, 1992].

Поэтапное применение разработанного алгоритма подробно рассматривается на примере обработки синтетических данных – сейсмограммы $g(x, t)$ (Рисунок 5). Синтетические данные рассчитываются по параметрам одномерной трёхслойной упругой модели геологической среды (Таблица 1). Расстояние между приёмниками 5 м. Шаг дискретизации по времени 2 мс.

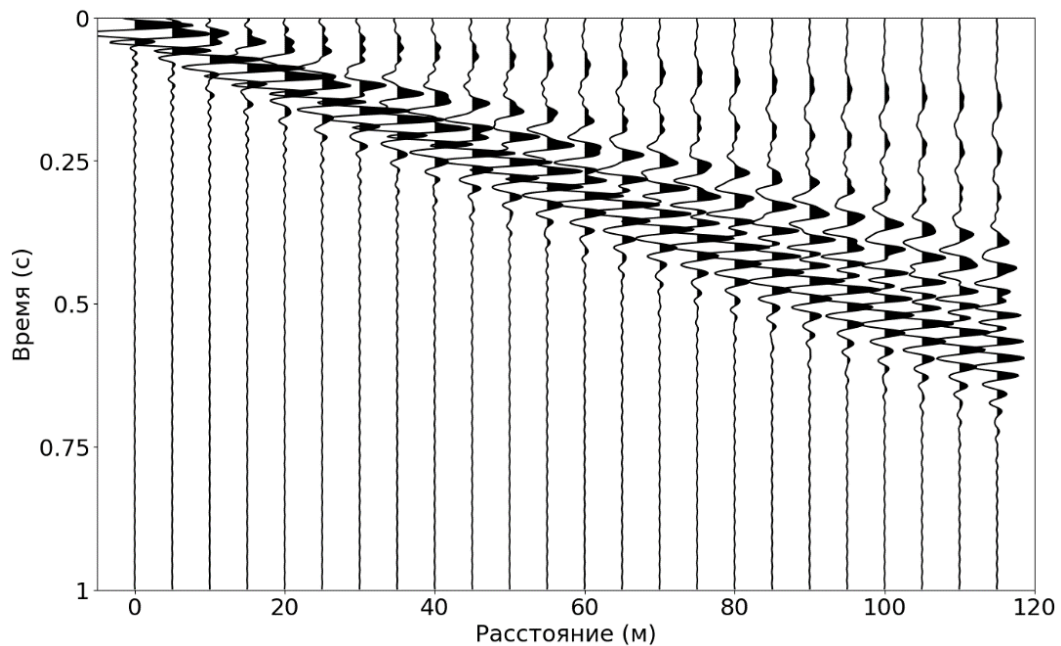


Рисунок 5 – Синтетическая сейсмограмма по результатам расчёта данных свёрткой дисперсионной кривой фазовой скорости фундаментальной моды волны Релея и образа импульса Рикера с центральной частотой 30 Гц.

Таблица 1 – Параметры синтетической двухслойной модели среды.

Слой	V_S (м/с)	V_P (м/с)	ρ (кг/м ³)	Мощность (м)
1	300	500	1700	4
2	600	1500	1800	12
3	1000	2000	2200	∞

Трёхмерное распределение энергии поверхностной волны по времени (t), расстоянию (x) и частоте (f) (Рисунок 6) рассчитывается S-преобразованием каждой трассы сейсмограммы $g(x, t)$. На изображении (Рисунок 6) видно, что в плоскостях частота-время и частота-расстояние локализованные максимумы энергии поверхностной волны не имеют определённой формы, тогда как на плоскости время-расстояние энергия поверхностной волны локализуется вдоль прямой линии, выходящей из точки (0,0).

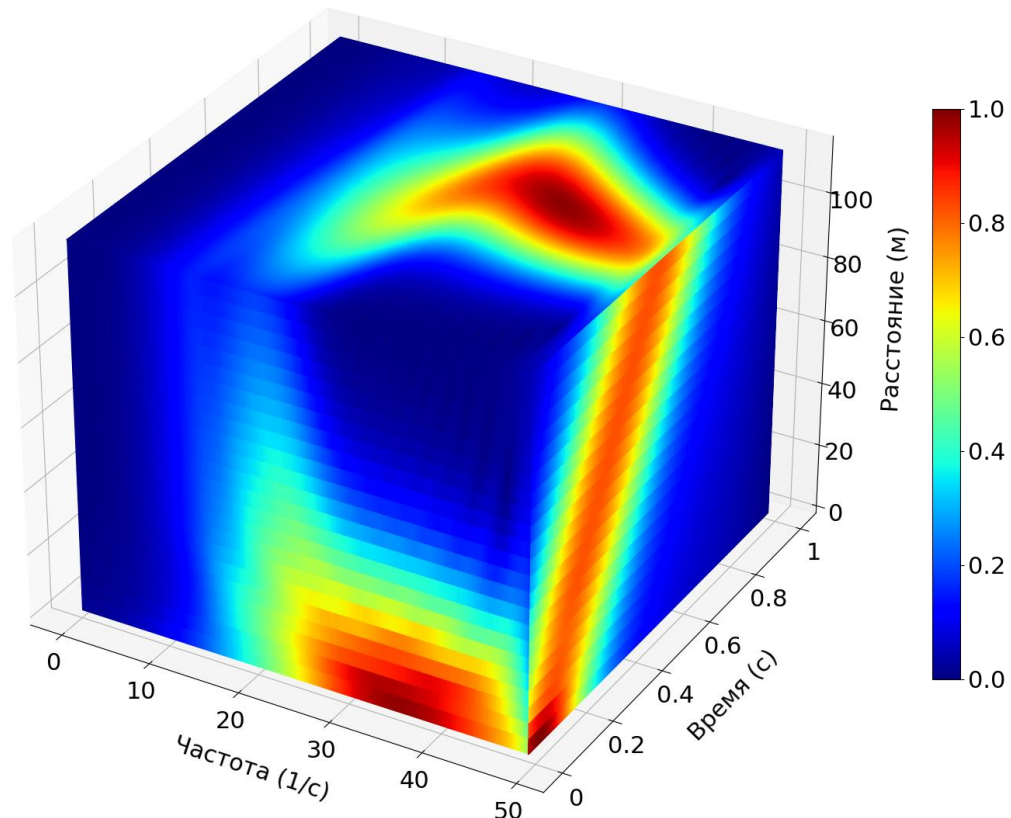


Рисунок 6 – Распределение энергии поверхностной волны в трёх плоскостях: частота-расстояние, время-расстояние, частота-время.

Сечение трёхмерного распределения энергии поверхностной волны (Рисунок 7) в плоскости время-расстояние (на фиксированной частоте) называют «псевдосейсмограммой» и рассчитывают по формуле:

$$\hat{g}_f(x, t) = S[g(x, t)](\tau, f, x).$$

Расчёт фазовых сдвигов и спектра амплитуд сейсмических волн на фиксированных частотах.

На псевдосейсмограмме $\hat{g}_f(x, t)$ (Рисунок 7) выделяется одномерная комплекснозначная фазовая функция вдоль линии с фиксированным наклоном, соответствующим групповой скорости u :

$$p_{u,f}(x) = \hat{g}_f\left(x, \frac{x}{u}\right). \quad (5)$$

Фазовая функция (5) находится в заданном диапазоне частот для множества значений групповых скоростей: $u_j = x_L / (T - jdt)$, где x_L – максимальное удаление приёмников, T – время записи, dt – шаг по временным отсчётам (Рисунок 7).

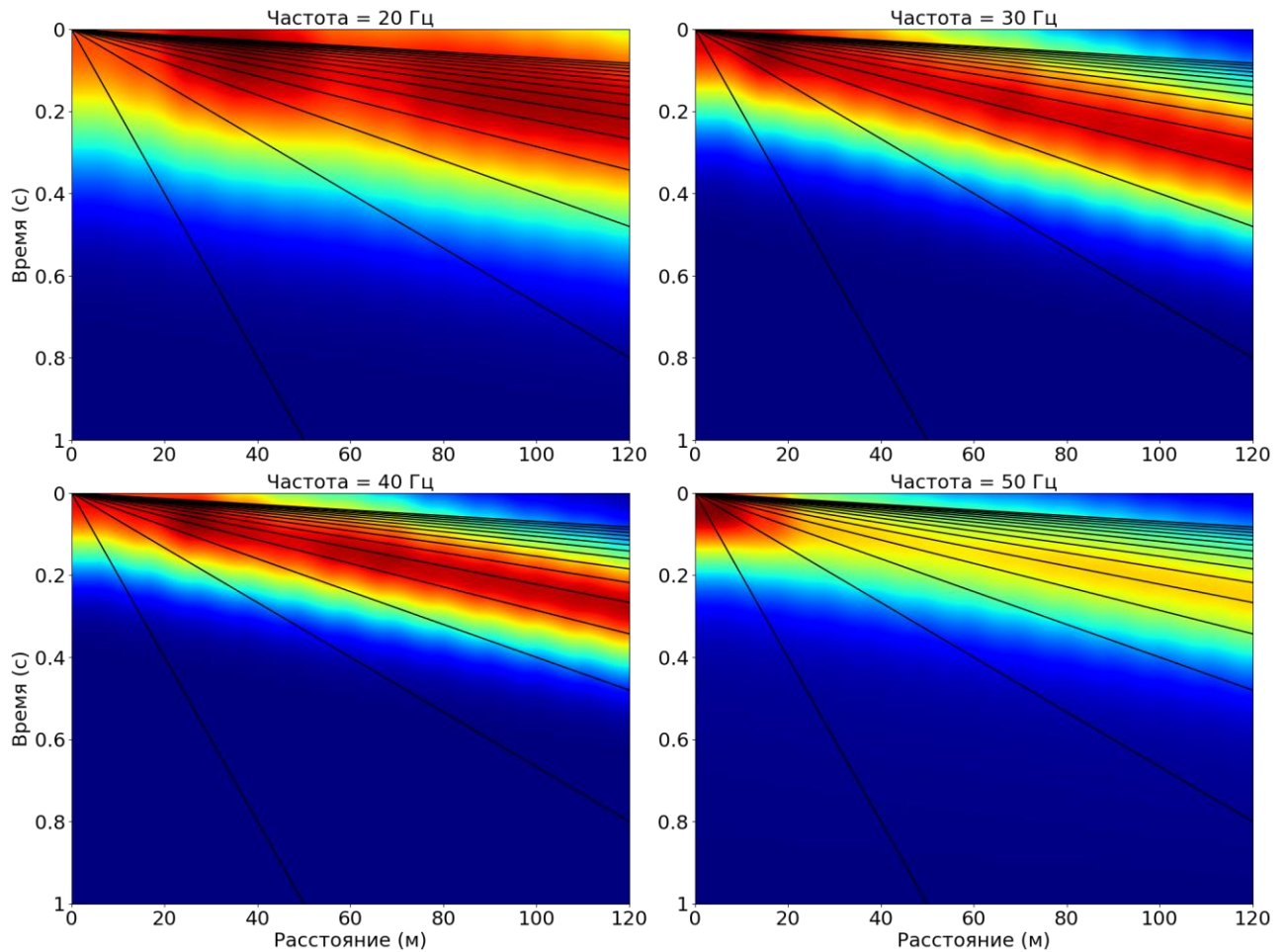


Рисунок 7 – Карты распределения амплитудного спектра синтетических данных в пространстве времени и расстояния (псевдосейсмограммы) на фиксированных частотах. Черные линии – направления расчёта волнового числа одномерным преобразованием Фурье по пространству расстояния.

Далее рассчитывается амплитуда Фурье спектра вдоль каждой фазовой функции:

$$\Omega(u, f, k) = \left| \int_{-\infty}^{+\infty} p_{f,u}(x) e^{-2\pi i x k} dx \right|. \quad (6)$$

По аналогии с FK-преобразованием используется быстрое преобразование Фурье для расчёта функции $\Omega(u, f, k)$. Для повышения разрешения в спектральной области используется дополнение нулями [Foti et al., 2014]. Это стандартная процедура эквивалентна интерполяции по пространству x . Функция $\Omega(u, f, k)$ описывает распределение амплитудного спектра сейсмических волн в трёхмерном пространстве: групповая скорость-частота-волновое число (u - f - k). Максимумы функции (6) соответствуют плоским волнам, распространяющимся от источника. Волны, не имеющие прямолинейного годографа на фиксированной частоте, отсеиваются в процессе расчёта функции (6).

Расчёт f - k изображения и определение значений фазовых скоростей.

Поскольку поверхностные волны, как правило, доминируют по амплитуде над остальными типами волн, f - k спектр рассчитывается по максимумам функции $\Omega(u, f, k)$ вдоль всех значений u :

$$P(f, k) = \max_u \Omega(u, f, k). \quad (7)$$

На карте распределения $P(f, k)$ амплитудный спектр представляет собой стандартное f - k изображение (Рисунок 8, слева), которое также вычисляется известным ФК-преобразованием (Рисунок 8, справа). Значения дисперсионной кривой фазовой скорости определяются по максимумам распределения $P(f, k)$ вдоль всех значений волнового числа:

$$k(f) = \operatorname{argmax}_k P(f, k). \quad (8)$$

Из сравнительного анализа разработанного алгоритма:

$$(x, t) \xrightarrow{1} (f, x, \tau) \xrightarrow{2} (u, f, k) \xrightarrow{3} (f, k) \quad (9)$$

и известного алгоритма f - k преобразования:

$$(x, t) \xrightarrow{1} (f, x) \xrightarrow{2} (f, k),$$

Следует, что разработанный алгоритм включает дополнительный этап фильтрации сейсмических данных в пространстве времени, частоты и расстояния и это делает его более громоздким, но помехоустойчивым. При сопоставлении построенных изображений двумерных амплитудных спектров данных синтетической сейсмограммы (Рисунок 5) с использованием разработанного SFK-преобразования и известного ФК-преобразования (f - k преобразование) (Рисунок 8), сделан вывод, что теоретическая дисперсионная кривая фазовой скорости (обозначается чёрной пунктирной линией на Рисунке 8), рассчитанная численным решением дисперсионного соотношения методом матричного пропагатора, и максимумы спектра SFK- и ФК-преобразований хорошо согласуются. Но ФК-преобразование ввиду эффекта Гиббса, присущего преобразованию Фурье, имеет артефакты по краям изображения.

Далее рассматриваются результаты обработки синтетических и реальных данных. Разработанный алгоритм SFK-преобразования сравнивается со стандартным ФК-преобразованием, реализованным на основе двумерного преобразования Фурье. При реализации ФК-преобразования спектральное разрешение повышается дополнением данных нулевыми трассами и учитывается эффект пространственного аляйсинга.

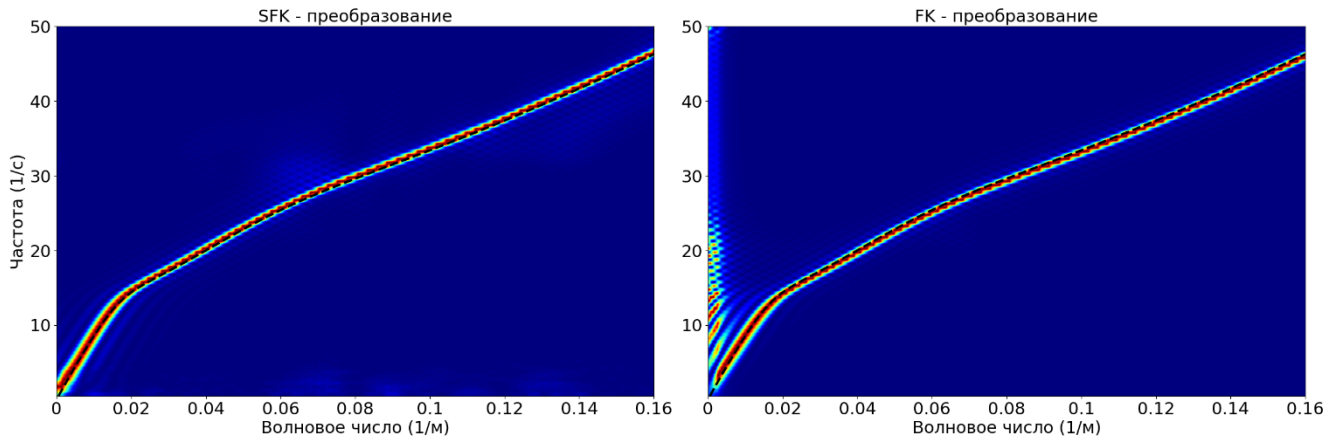


Рисунок 8 – Распределения амплитудного спектра синтетических данных в пространстве частоты и волнового числа по результатам расчёта: разработанным SFK-преобразованием (слева) и стандартным FK-преобразованием (справа). Чёрная пунктирная линия – теоретическая дисперсионная кривая.

2.4. Верификация алгоритма и его программной реализации при обработке синтетических данных со случайными помехами

Рассматриваются результаты спектрального анализа синтетических данных со случайными помехами с использованием SFK- и FK-преобразования. Синтетические данные сейсмограммы (Рисунок 9, слева) рассчитываются по параметрам одномерной трёхслойной упругой модели геологической среды (Таблица 1). Данные содержат только фундаментальную моду волны Релея и рассчитываются свёрткой дисперсионной кривой фазовой скорости волны Релея и импульса Рикера с центральной частотой 30 Гц. Шаг между приёмниками 5 м. Частота дискретизации 500 Гц. В каждую трассу сейсмограммы добавляется аддитивный белый Гауссовский шум с $SNR = -15$ дБ (Рисунок 9, справа). На зашумлённой сейсмограмме полезный сигнал визуально не идентифицируется.

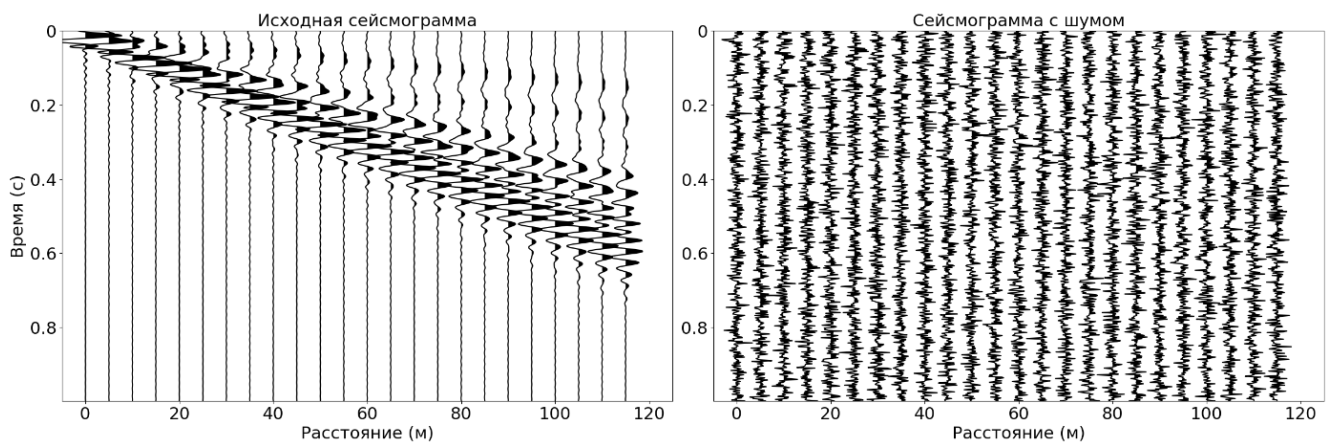


Рисунок 9 – Сейсмограммы по синтетическим данным расчёта свёрткой дисперсионной кривой фазовой скорости фундаментальной моды волны Релея и образа импульса Рикера с центральной частотой 30 Гц для численного эксперимента: сейсмограмма без шума (слева) и сейсмограмма с добавлением аддитивного белого Гауссовского шума с $SNR = -15$ дБ (справа).

На изображениях двумерных амплитудных спектров (f - k спектров) зашумлённых данных, полученных с использованием разработанного SFK-преобразования (Рисунок 10, слева) и известного стандартного FK-преобразования (Рисунок 10, справа) видно, что дисперсионная кривая идентифицируется в диапазоне от 10 до 45 Гц. Теоретическая дисперсионная кривая фазовой скорости (обозначается чёрной пунктирной линией на Рисунке 10) рассчитывается численным решением дисперсионного уравнения методом матричного пропагатора. Теоретическая кривая согласуется с максимумами двумерного амплитудного спектра SFK-преобразования в диапазоне с 14 до 45 Гц (Рисунок 10, слева). На f - k спектре, полученном с использованием FK-преобразования, амплитудные максимумы формируют искажённую прерывистую дисперсионную кривую фазовой скорости в диапазоне 25-45 Гц (Рисунок 10, справа). При построении дисперсионной кривой с использованием такого f - k спектра требуется применять ручное пикирование и оконное сглаживание.

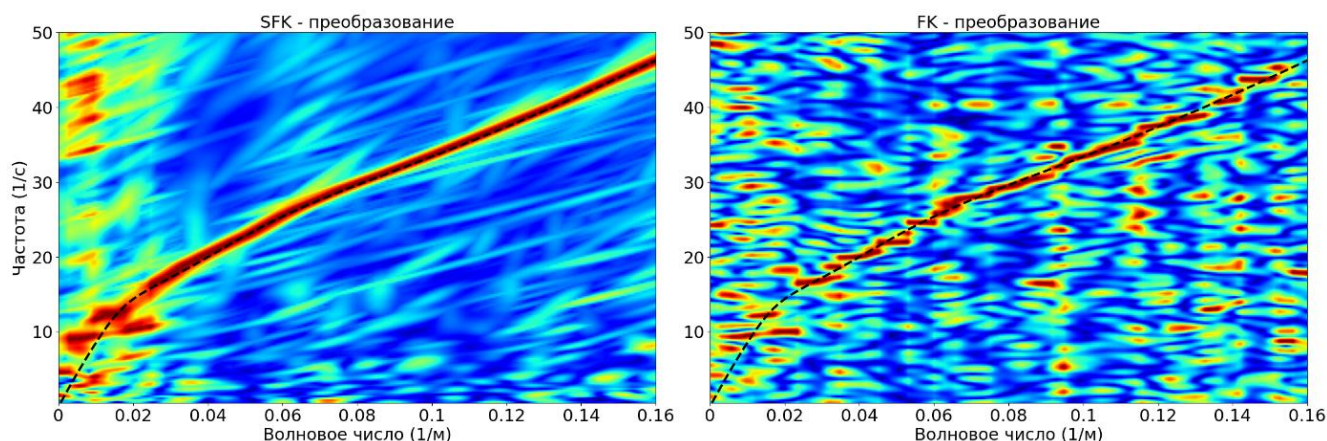


Рисунок 10 – Распределения амплитудного спектра зашумлённой синтетической сейсмограммы по результатам расчёта: разработанным SFK преобразованием (слева) и известным FK-преобразованием (справа). Чёрная пунктирная линия – теоретическая дисперсионная кривая.

Для оценки влияния стандартной процедуры фильтрации на амплитудный спектр к каждой трассе зашумлённой синтетической сейсмограммы (Рисунок 9, справа) применяется полосовой фильтр Баттерворта пятого порядка (Рисунок 11, слева). На отфильтрованной сейсмограмме (Рисунок 11, справа) виден полезный сигнал. На изображениях двумерного амплитудного спектра, полученных SFK- и FK-преобразованиями отфильтрованной зашумлённой сейсмограммы (Рисунок 12) видно что, случайный шум в целевом диапазоне частот не уменьшается и стандартное FK-преобразование также даёт кусочно-изрезанный тренд амплитудных максимумов энергии.

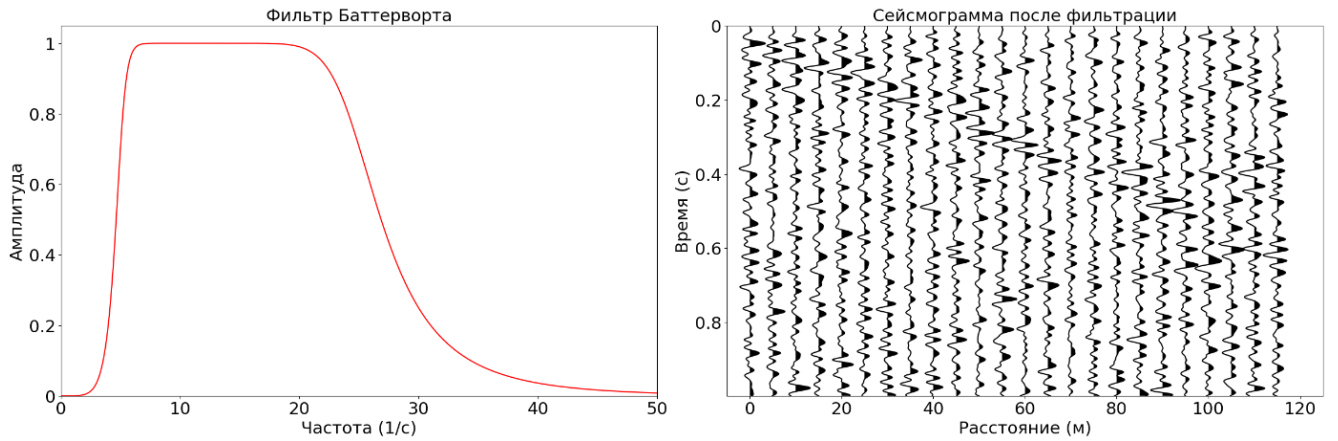


Рисунок 11 – Зависимость амплитудного спектра полосового фильтра Баттерворта пятого порядка от частоты (слева) и сейсмограмма после применения фильтра к зашумлённым синтетическим данным (справа).

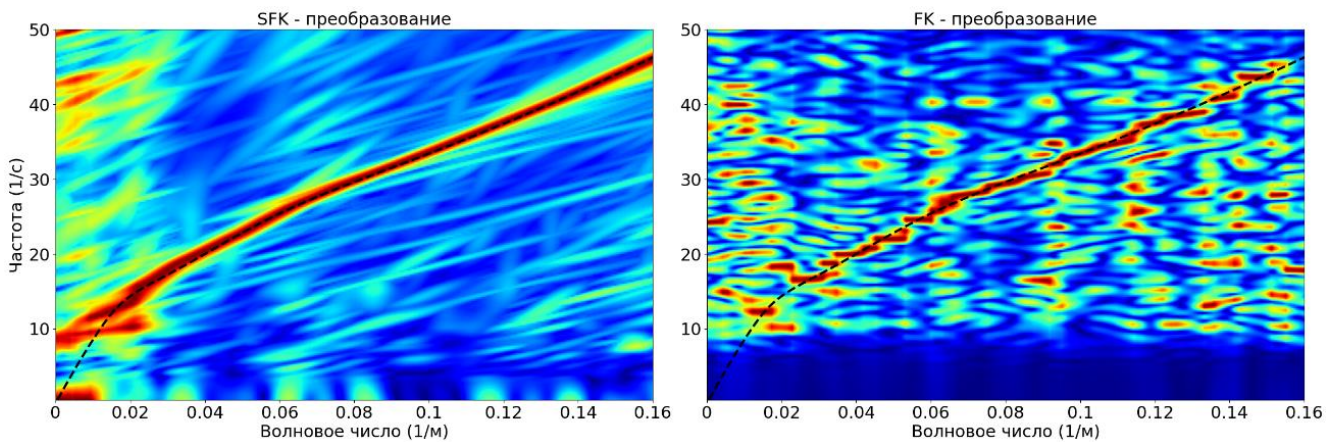


Рисунок 12 – Распределения амплитудного спектра отфильтрованной зашумлённой синтетической сейсмограммы по результатам расчёта: разработанным SFK преобразованием (слева) и известным FK-преобразованием (справа). Чёрная пунктирная линия – теоретическая дисперсионная кривая.

2.5. Верификация алгоритма и его программной реализации при обработке синтетических данных с регулярными помехами

Для синтетической горизонтально-слоистой упругой модели геологической среды (параметры см. в Таблице 2) в диапазоне от 0.5 Гц до 60 Гц с шагом 0,5 Гц вычисляется решение дисперсионного уравнения методом матричного пропэгатора и строятся найденные дисперсионные кривые зависимостей фазовых скоростей поверхностной волны Релея от частоты (Рисунок 13). В рассматриваемом частотном диапазоне определяются 8 мод поверхностной волны Релея.

Таблица 2 – Параметры синтетической горизонтально-слоистой упругой модели геологической среды.

Слой	V_S (м/с)	V_P (м/с)	ρ (кг/м ³)	Мощность (м)
1	200	800	1200	5
2	400	1500	1500	15
3	1000	2000	2000	∞

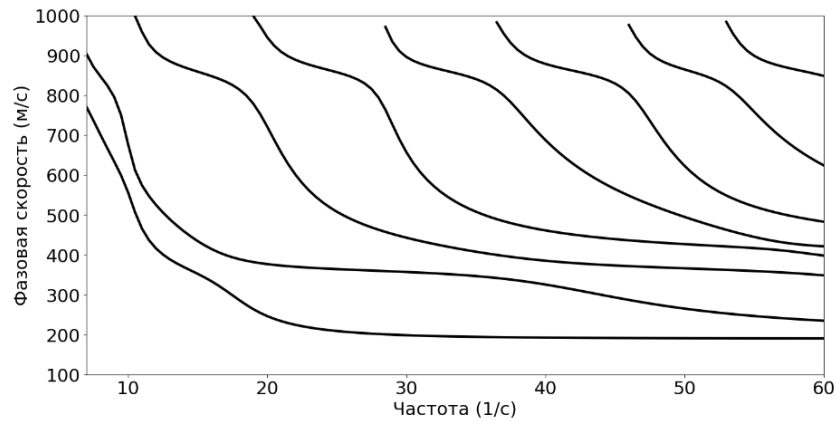


Рисунок 13 – Зависимость фазовой скорости поверхностной волны Релея от частоты по результатам решения дисперсионного уравнения.

Для рассматриваемой скоростной модели геологической среды задаётся перепад скорости поперечной волны между вторым и третьим слоем в 2.5 раза. В средах с подобным резким перепадом физических свойств между слоями отмечается эффект слияния соседних мод поверхностной волны, который выражается в близких значениях фазовых скоростей в узком диапазоне частот. В рассматриваемом случае эффект слияния наблюдается для фундаментальной и первой высшей моды в диапазоне 5-15 Гц.

Эффект слияния мод проявляется заметнее в двумерном амплитудном спектре записи полного волнового сейсмического поля, когда накладываются эффекты интерференции объёмных и различных мод поверхностной волны. Так как реальная геологическая среда, как правило, осложнена неоднородными включениями, то учитываются и дифрагированные, и рассеянные на неоднородностях волны. Для учёта рассеянных волн в горизонтально-слоистой модели с тремя слоями (Таблица 2) в первый слой (в соответствии со равномерным распределением по пространству) добавляются неоднородные включения эллиптической формы (Рисунок 14). Размеры каждой аномалии составляют 1.6 м в ширину и 10 м в длину. Значения скорости и плотности в аномалиях отличаются от фонового значения в первом слое на ± 50 м/с для V_S , ± 100 м/с для V_P и ± 200 кг/м³ для плотности ρ .

Полное волновое сейсмическое поле рассчитывается с использованием адаптированного программного пакета «SOFI2D» для численного решения системы уравнений Ламе методом конечных разностей [Bohlen et al., 2016]. Сейсмограммы по синтетическим данным получены с использованием линейной расстановки приёмников на дневной поверхности длиной 100 м (обозначаются синими треугольниками на Рисунке 14) с расстоянием между приёмниками 2 м. На краях модели (кроме дневной поверхности) задаются условия идеально согласованных поглощающих слоёв (PML). Тип используемого источника (обозначается красным перевёрнутым треугольником на Рисунке 14) – вертикально направленная сила, форма импульса в источнике – вейвлет Риккера с центральной частотой 60 Гц. На сейсмограмме по данным

сейсмического волнового поля вертикальной компоненты смещений видны регулярные волны-помехи – объёмные и обратно-рассеянные волны (Рисунок 15).

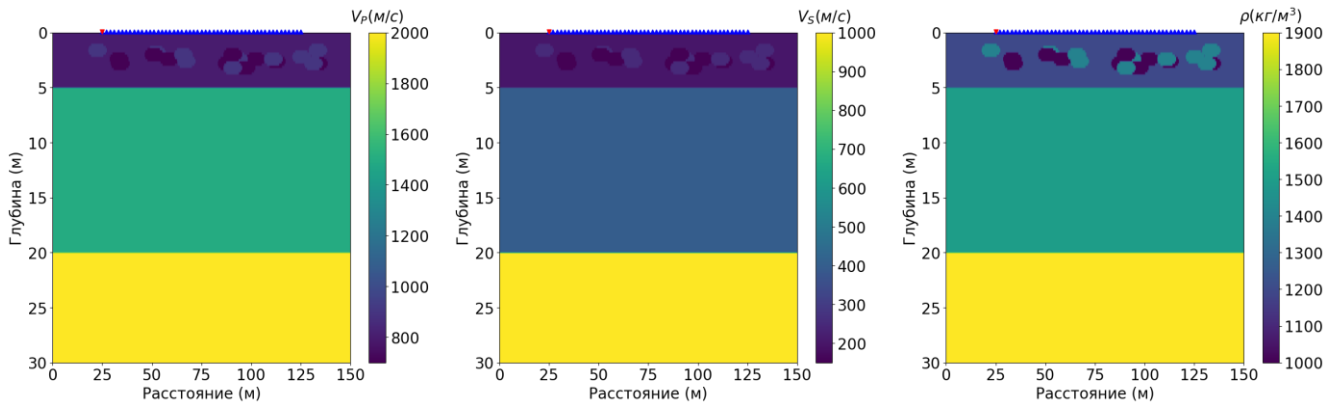


Рисунок 14 – Распределения параметров синтетической трёхслойной упругой модели геологической среды с неоднородными включениями в первом слое: скорости продольной волны (слева), скорости поперечной волны (в центре) и плотности (справа). Синие треугольники – сейсмоприёмники, красные треугольники – источники.

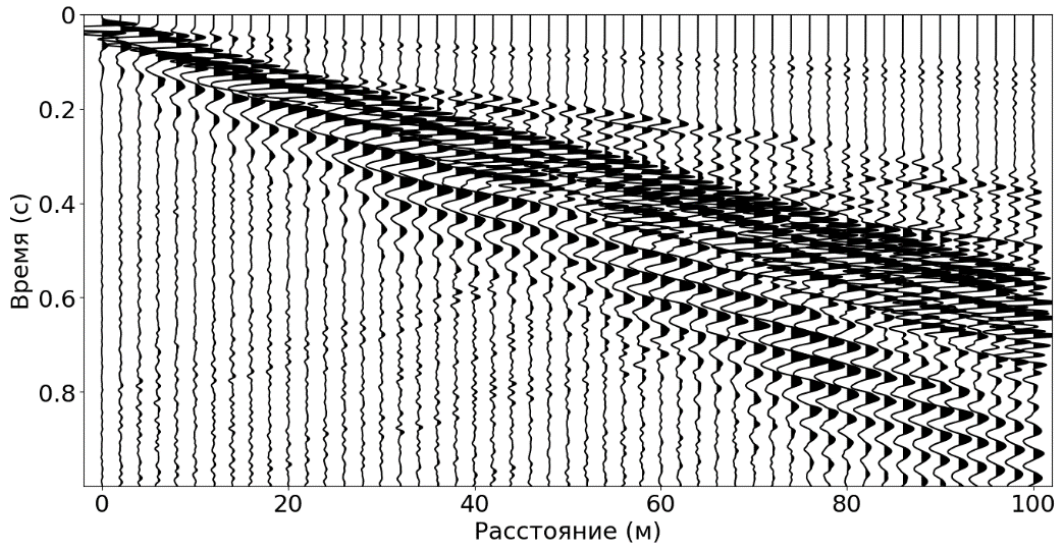


Рисунок 15 – Сейсмограмма зарегистрированной вертикальной компоненты смещений синтетического волнового сейсмического поля по результатам численного расчёта системы уравнений упругости методом конечных разностей по параметрам трёхслойной упругой модели геологической среды с неоднородными включениями в первом слое.

Спектральные изображения по результатам обработки сейморазведочных данных методом MASW, как правило, анализируются в пространстве фазовой скорости и частоты (V - f спектр), где они имеют более выразительную физическую интерпретацию. Так, изображение V - f спектра составляется по значениям f - k спектра. Для этого амплитуда в координатах (f^i, k^j) переводится в координаты $(f^i/k^j, f^i) = (V^k, f^i)$.

Двумерные амплитудные спектры сейсмограмм по синтетическим данным, рассчитанным с использованием разработанного SFK-преобразования и стандартного FK-преобразования, сравниваются с изображениями V - f спектров (Рисунок 16). При этом, значения амплитуды нормируются на максимальное значение на каждой частоте. При использовании разработанного

алгоритма SFK-преобразования повышается точность определения поверхностных волн фильтрацией других типов волн в пространстве времени и частоты. Построение дисперсионной кривой на таких изображениях не требует ручного пикирования и эмпирического продолжения реалистичной кривой на частотах, где не наблюдаются или смещены спектральные максимумы (Рисунок 16, слева). Дисперсионные кривые, построенные по максимумам амплитуды спектра SFK-преобразования, имеют гладкую и не искажённую помехами форму (Рисунок 17, красная кривая), которая согласуется (средняя ошибка по всем частотам 6 м/с, максимальная ошибка 11 м/с) с теоретической дисперсионной кривой (Рисунок 17, чёрная пунктирная кривая). При использовании стандартного алгоритма FK-преобразования в результирующем f - k спектре содержатся ложные локальные амплитудные максимумы, искажающие положение и амплитуды дисперсионной кривой, соответствующей фундаментальной моде (Рисунок 16, справа). Отличие амплитудных максимумов спектра FK-преобразования (Рисунок 17, синяя кривая) от теоретической дисперсионной кривой (средняя ошибка по всем частотам 25 м/с, максимальная ошибка 207 м/с) обусловлено влиянием интерференции поверхностной волны с отражёнными волнами от границ слоёв и дифрагированными волнами, возникающими на рассеивающих неоднородностях.

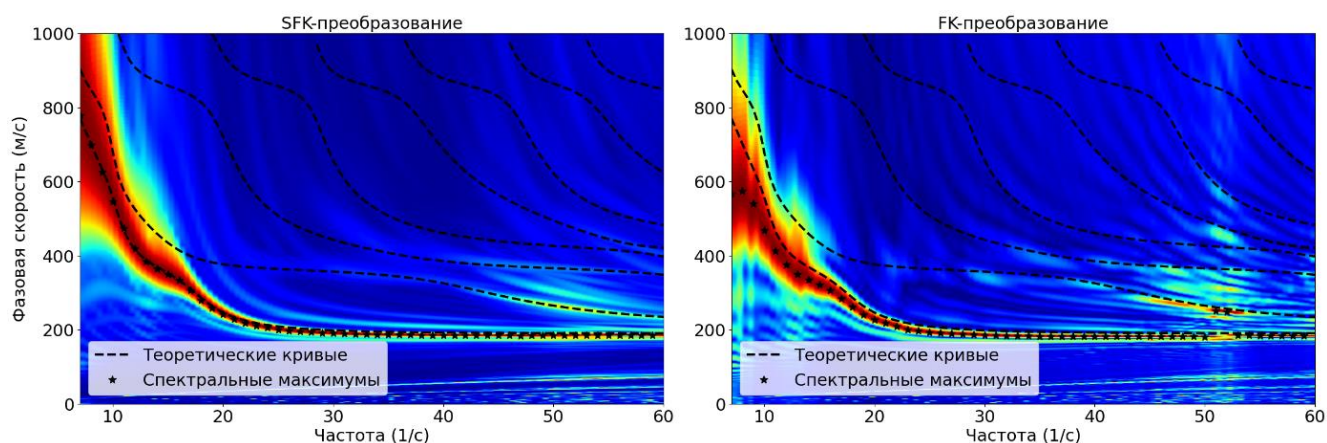


Рисунок 16 – Распределения амплитудных спектров синтетических данных в пространстве фазовой скорости и частоты по результатам расчёта: разработанным SFK-преобразованием (слева) и стандартным FK-преобразованием (справа). Чёрные пунктирные линии – теоретические дисперсионные кривые, чёрные звёзды – автоматически пропикированные спектральные максимумы.

Для оценки влияния точности определения фазовых скоростей на точность определения скоростной модели выполняется обращение построенных дисперсионных кривых фазовых скоростей. Обратная задача решается с использованием адаптированной для этого программы с открытой лицензией алгоритма Gray Wolf Optimizer (GWO), основанного на стохастическом методе глобального поиска [Mirjalili et al., 2014]. Алгоритм GWO успешно применяется в задаче обращения дисперсионных кривых поверхностных волн [Song et al., 2015].

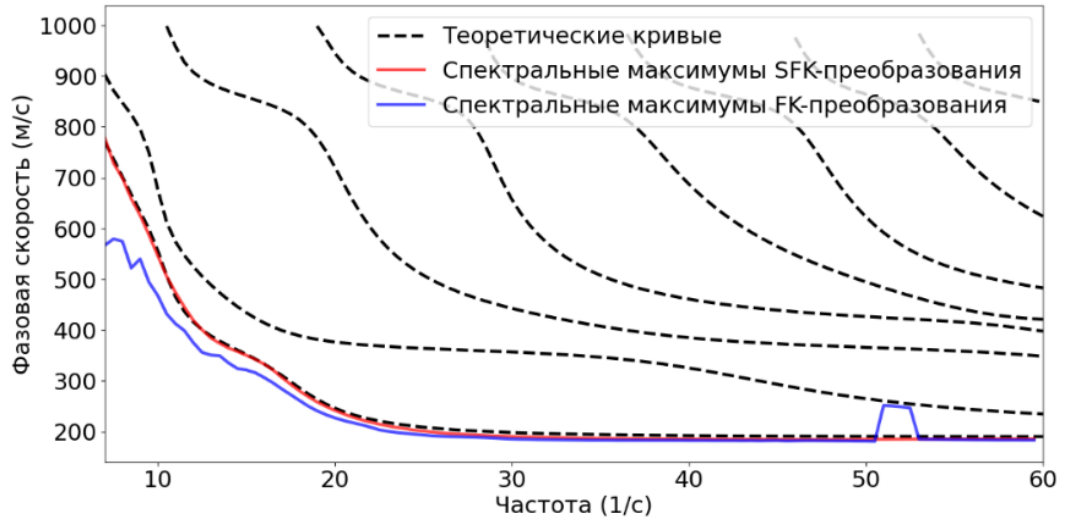


Рисунок 17 – Зависимость дисперсионных кривых фазовых скоростей от частоты по результатам решения дисперсионного уравнения и спектрального анализа.

Поиск решения обратной задачи выполняется в классе трёхслойных моделей, при этом значения V_p и ρ задаются истинными (значения параметров см. в Таблице 2). Рассматривается широкий диапазон возможных скоростных моделей (нанесены серой пунктирной линией на Рисунке 18, слева). На изображении результатов решения обратной задачи (Рисунок 18) видно, что скоростная модель, построенная при помощи SFK-преобразования (нанесена красной пунктирной линией на Рисунке 18, слева), хорошо согласуется с истинной скоростной моделью (нанесена чёрной пунктирной линией на Рисунке 18, слева) и, что скоростная модель, построенная при помощи FK-преобразования (нанесена синей пунктирной линией на Рисунке 18, слева), значительно отличается от истинной скоростной модели.

Для количественной оценки точности решения обратной задачи рассчитывается средняя абсолютная ошибка (MAE) для скорости S-волны V_S^{MAE} и мощности слоёв h^{MAE} по следующим формулам:

$$V_S^{MAE} = \frac{\sum_{i=1}^N V_{S,true}^i - V_{S,rest}^i}{N},$$

$$h^{MAE} = \frac{\sum_{i=1}^N h_{true}^i - h_{rest}^i}{N - 1},$$

где N – количество слоёв в скоростной модели, $V_{S,true}$ и h_{true} – истинные значения скорости S-волны и мощности слоёв, соответственно, $V_{S,rest}$ и h_{rest} – восстановленные значения скорости S-волны и мощности слоёв, соответственно. Также рассчитывается максимальная абсолютная ошибка для скорости S-волны V_S^{MaxAE} и мощности слоёв h^{MaxAE} по следующим выражениям:

$$V_S^{MaxAE} = \max[V_{S,true}^1 - V_{S,rest}^1, \dots, V_{S,true}^N - V_{S,rest}^N],$$

$$h^{MaxAE} = \max[h_{true}^1 - h_{rest}^1, \dots, h_{true}^{N-1} - h_{rest}^{N-1}].$$

Значения ошибок восстановленной при помощи SFK-преобразования скоростной модели соответствующей кривой, полученной: $V_S^{MAE} = 29$ м/с, $V_S^{MaxAE} = 77$ м/с, $h^{MAE} = 0.1$ м, $h^{MaxAE} = 0.2$ м. Значения ошибок восстановленной при помощи FK-преобразования скоростной модели соответствующей кривой, полученной: $V_S^{MAE} = 124$ м/с, $V_S^{MaxAE} = 337$ м/с, $h^{MAE} = 0.9$ м, $h^{MaxAE} = 1.9$ м.

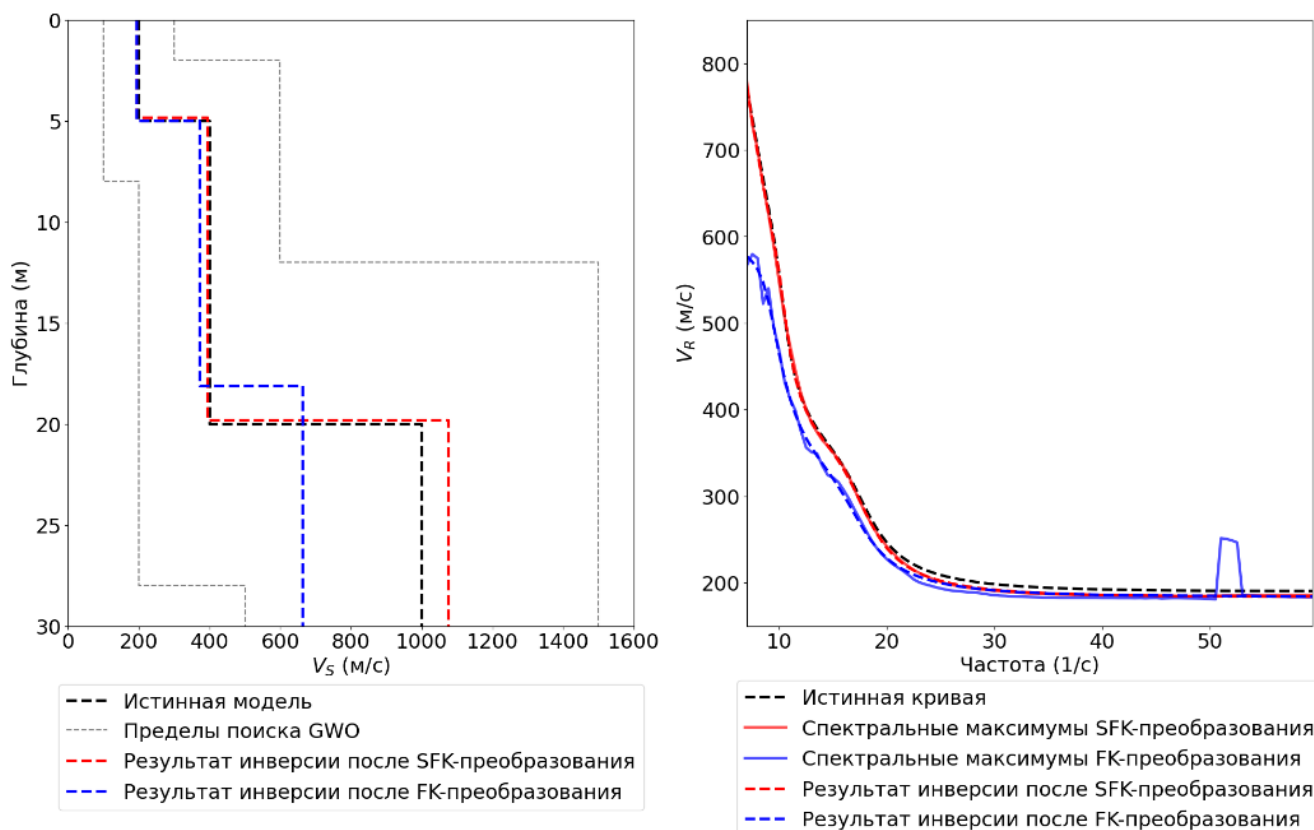


Рисунок 18 – Результат решения обратной задачи: зависимость истинных и восстановленных значений скорости поперечной волны от глубины (слева), зависимость дисперсионных кривых фазовых скоростей по результатам решения дисперсионного уравнения и спектрального анализа (справа).

Таким образом, разработанный алгоритм SFK-преобразования позволяет автоматизировать процедуру построения дисперсионной кривой фазовой скорости и с высокой точностью определять значения фазовых скоростей поверхностных волн при наличии случайного шума в данных и/или регулярных помех в виде объёмных и дифракционных волн. Качество и точность определения фазовых скоростей в спектральном анализе принципиально важны для получения точных результатов обращения дисперсионных кривых поверхностных волн.

2.6. Опробование алгоритма и его программной реализации при обработке данных Урского хвостохранилища (обратный переход от спектров к сейсмограммам и оценка влияния длины линии наблюдения на точность построения скоростной модели)

Объектом изучения являются сульфидный отвал расположенный в п. Урск, Кемеровской области (Рисунок 19). Урской отвал образован в 30-е годы прошлого столетия в результате цианирования колчеданного Ново-Урского месторождения. Сейсмические наблюдения проводятся вдоль двух профилей общей протяжённостью 182 м. Расположение сейсмических профилей отмечается на снимке со спутника (Рисунок 19). Для регистрации волнового поля использовались 10-герцовые вертикальные геофоны. Шаг между пунктами приёма (ПП) – 1 м. Между пунктами возбуждения (ПВ) – 5 м. Генерация сейсмических волн производилась ударами кувалды (весом ≈ 5 кг) по металлической подложке. Длина записи – 1 с, шаг дискретизации – 1 мс.



Рисунок 19 – Спутниковый снимок местности в районе Урского отвала и юго-восточной части п. Урск. На снимке обозначаются крайние точки и длина сейсмических профилей.

Сейсмограмма сейсмических данных, записанных для ПВ 0 м профиля 1 (крайняя северо-восточная точка профиля), изображена на Рисунке 20. С использованием алгоритмов разработанного SFK- и стандартного FK-преобразований рассчитываются $V-f$ спектры (Рисунок 21). На изображении $V-f$ спектра, полученном с использованием разработанного SFK-преобразования, визуально идентифицируются фундаментальная и первая высшая моды в диапазоне 8-80 Гц (Рисунок 21, слева). Для вычисления сейсмических данных по значениям двумерного спектра применяется двумерное обратное преобразование Фурье (Рисунок 22). На изображении (Рисунок 22) видно, что сейсмические данные, вычисленные из спектра SFK-преобразования, включают более «чистую» поверхностную волну, чем сейсмические данные, вычисленные из спектра FK-преобразования. По максимумам амплитудного спектра строится гладкая и реалистичная дисперсионная кривая фазовой скорости поверхностной волны в

широком диапазоне частот 8-80 Гц (Рисунок 23, красная кривая), что свидетельствует об эффективности разработанного алгоритма (теоретические дисперсионные кривые в горизонтально-слоистых средах гладкие). Изображение $V-f$ спектра, построенное с использованием FK-преобразования, зашумлено (Рисунок 21, справа) и по максимумам амплитудного спектра строится искажённая, не гладкая, дисперсионная кривая в узком диапазоне частот 10-28 Гц (Рисунок 23, синяя кривая), а также наблюдается попеременное перераспределение энергии между фундаментальной, первой и второй модами.

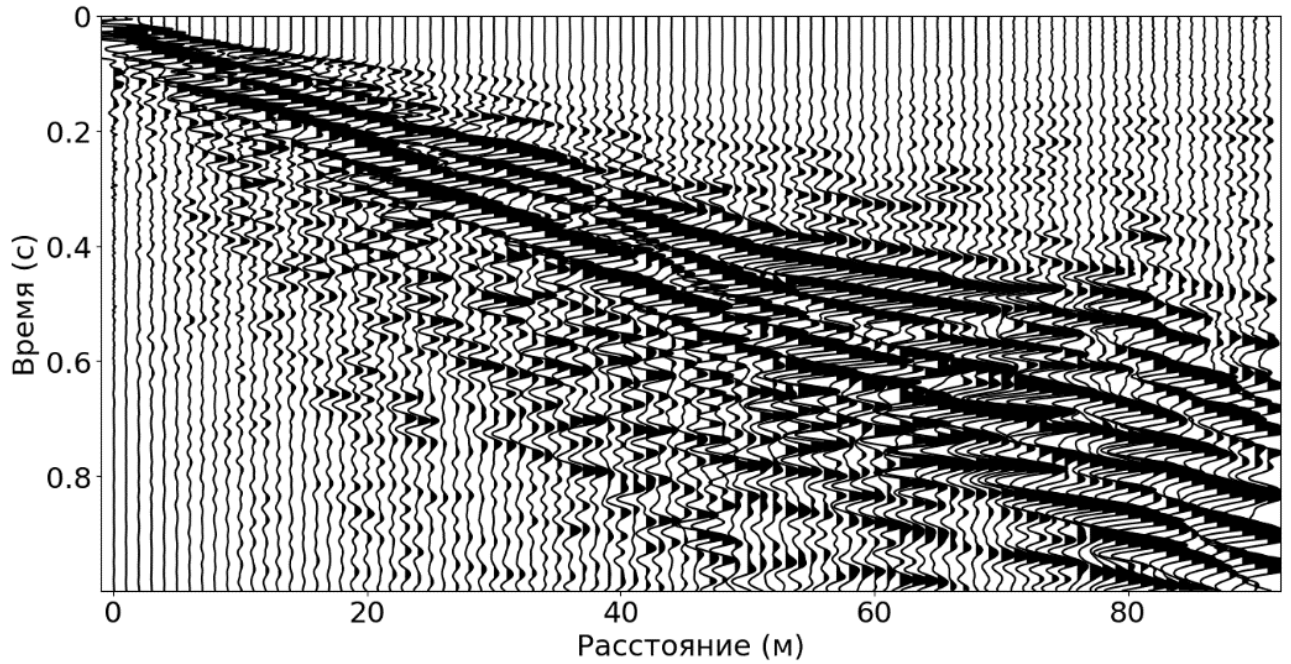


Рисунок 20 – Сейсмограмма зарегистрированной вертикальной компоненты смещений волнового сейсмического поля для пункта возбуждения (ПВ) 0 м первого профиля.

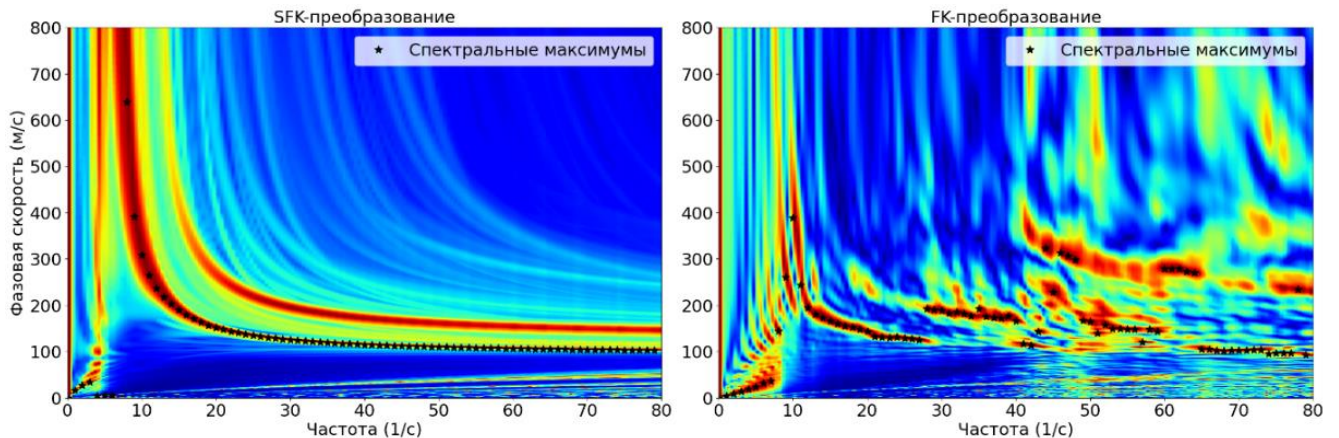


Рисунок 21 – Распределения амплитудных спектров полевых сейсмических данных для пункта возбуждения (ПВ) 0 м первого профиля в пространстве фазовой скорости и частоты по результатам расчёта: разработанным SFK-преобразованием (слева) и стандартным FK-преобразованием (справа). Чёрные звёзды – автоматически пропикированные спектральные максимумы

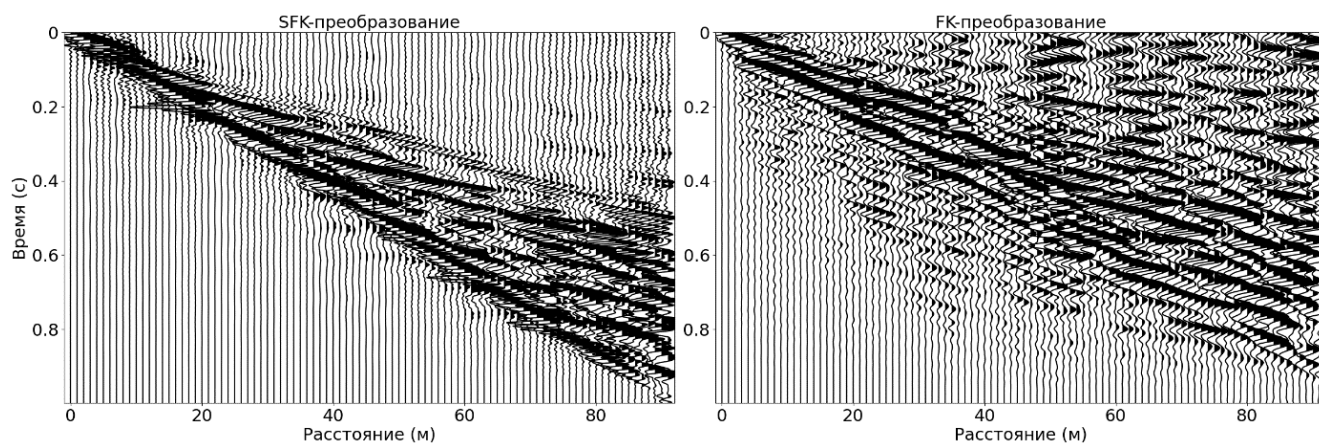


Рисунок 22 – Сейсмограммы по результатам расчёта обратным двумерным преобразованием Фурье двумерных спектров разработанного SFK-преобразования (слева) и стандартного FK-преобразования (справа).

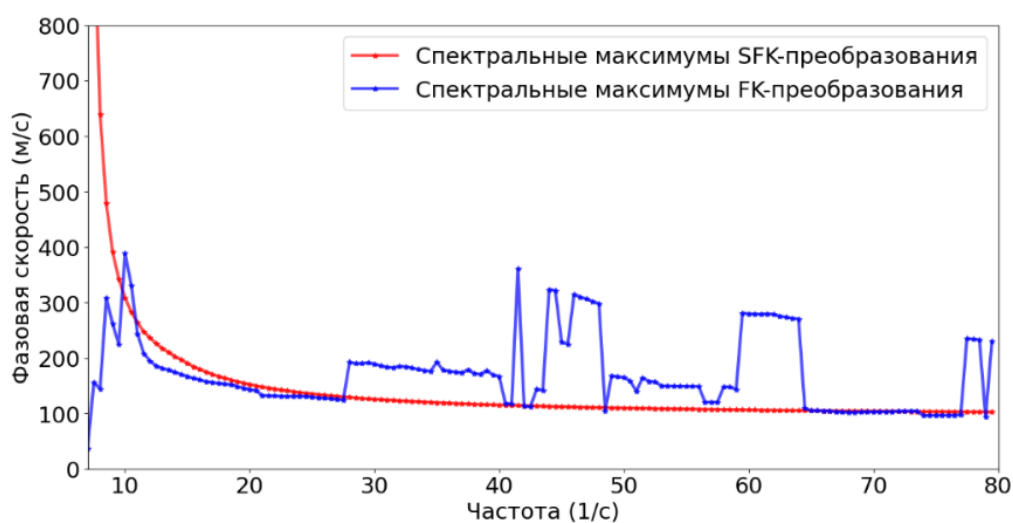


Рисунок 23 – Автоматически пропикированные спектральные максимумы (построенные дисперсионные кривые фазовых скоростей).

Влияние длины приёмной линии

Исследование показывает, что длина приёмной линии L играет важную роль при обработке сейсмических данных методом MASW. Рассматриваются изображения V - f спектров, полученные SFK- и FK-преобразованием при различной длине приёмной линии (Рисунок 24). При уменьшении L (рассматриваются значения 30 м и 15 м) изображения V - f спектров размываются вследствие бóльшего вклада мод высокого порядка (энергия высших мод не затухает), наличия регулярных и случайных помех. Однако даже при $L = 15$ м разработанный алгоритм позволяет строить более гладкую и реалистичную дисперсионную кривую в протяжённом диапазоне частот (8-80 Гц). При использовании стандартного FK-преобразования уменьшается рабочий диапазон частот и искажается целевая фундаментальная мода.

Обращение построенных дисперсионных кривых выполняется с использованием алгоритма GWO. Алгоритм GWO позволяет восстанавливать отдельные параметры скоростной модели, а именно значения скорости S-волны V_S и мощностей слоёв h . Поиск решения

осуществляется в классе трёхслойных моделей. В процессе инверсии используются фиксированные значения $V_P = [250, 600, 1800]$ м/с и $\rho = [1900, 1900, 1900]$ кг/м³. Пределы возможных значений V_S принимаются из следующих предположений: верхнее значение $V_S < V_P/\sqrt{2}$, нижнее значение $V_S > V_P/5$. Возможные значения мощностей слоёв принимаются следующими: $h_1 = [1.5, 3.5]$ м, $h_2 = [5.5, 7.5]$ м.

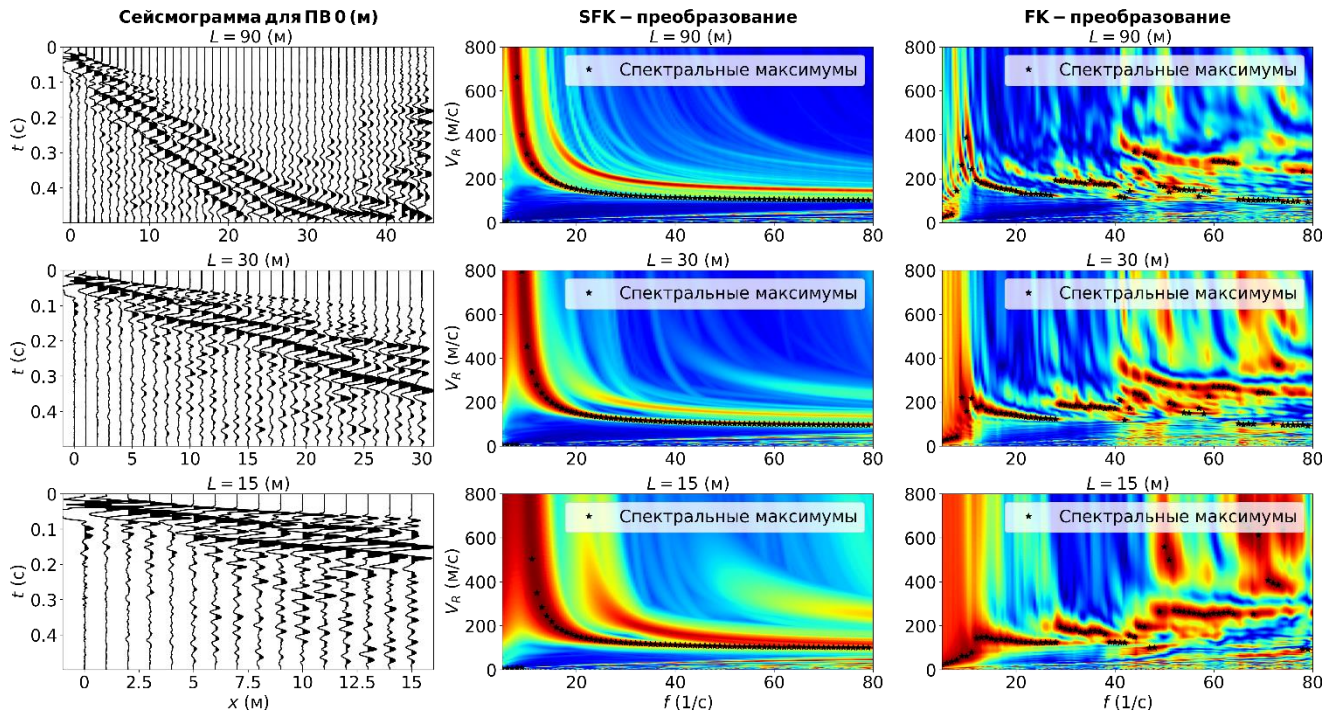


Рисунок 24 – Сейсмограммы полевых сейсмических данных и изображения их V - f спектров по результатам расчёта SFK- и FK-преобразованиями при различной длине приёмной линии (90, 30 и 15 м).

Результаты обращения дисперсионных кривых фазовых скоростей, построенных при различной L , обозначаются красной пунктирной линией для кривой фазовой скорости, построенной с использованием SFK-преобразования, и синей пунктирной линией для кривой фазовой скорости, построенной с использованием FK-преобразования, на Рисунке 25.

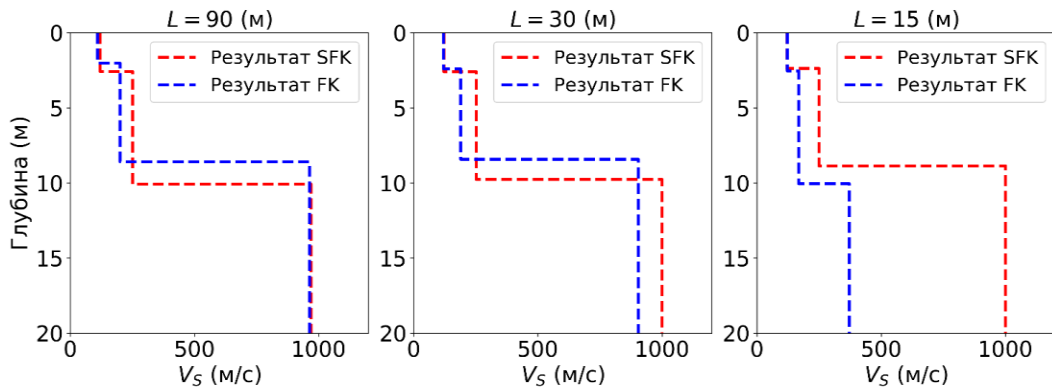


Рисунок 25 – Зависимость восстановленных значений скорости поперечной волны от глубины обращением построенных по максимумам двумерных амплитудных спектров дисперсионных кривых фазовых скоростей с использованием SFK- и FK-преобразований при различной длине приёмной линии L (90, 30 и 15 м).

Рассматривается обработка полевых сейсмических данных методом сейсмической томографии волн первых вступлений и обобщённым методом взаимных точек (GRM) [Grakhova S. et al., 2020]. Сейсмотомографический разрез предоставил д. г.-м. н. И.Ю. Кулаков (ИНГГ СО РАН). На изображении (Рисунок 26) видно, что сейсмотомографический разрез представляет собой гладкую скоростную модель V_p с изменением скорости от 250 м/с под дневной поверхностью до 2000 м/с на глубине 15 м. Положения границ определены П.А. Дергачом (ИНГГ СО РАН) с использованием метода GRM («generalized reciprocal method»). Средняя глубина первой границы около 2.5 м, второй границы около 10 м (обозначаются красными линиями на Рисунке 26). Таким образом, при обработке данных методом MASW также ожидается восстановление трёхслойной скоростной модели с сохранением значений V_S и h при уменьшении L .

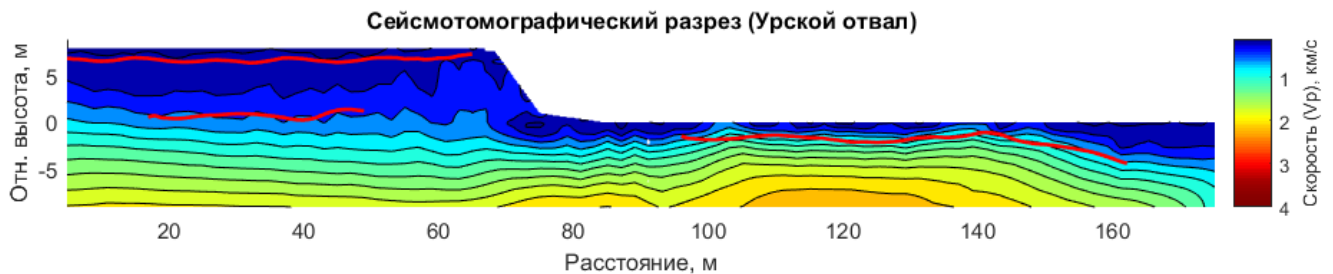


Рисунок 26 – Карта распределения скорости продольной волны V_p по глубине и расстоянию вдоль профиля по результатам обработки сейсморазведочных данных методом сейсмической томографии. Красные линии – положения границ по результатам обработки сейсморазведочных данных методом GRM.

При обращении более протяжённой и гладкой дисперсионной кривой фазовой скорости, построенной с использованием SFK-преобразования, скоростная модель имеет схожие значения восстановленных параметров при изменении L . При обращении искажённой дисперсионной кривой фазовой скорости, построенной с использованием FK-преобразования, параметры построенной скоростной модели более вариативны при изменении L . Невоспроизводимость результатов инверсии при уменьшении L свидетельствует о низкой точности определения значений фазовых скоростей. Таким образом, стандартная методика спектрального анализа не обеспечивает устойчивость построения дисперсионных кривых фазовых скоростей при изменении длины линии наблюдения. Постоянство восстановленных скоростных моделей при использовании SFK-преобразования свидетельствует об эффективности разработанного алгоритма построения дисперсионной кривой фазовой скорости, который позволяет определять более точные значения фазовой скорости в протяжённом диапазоне частот для коротких баз наблюдения.

Влияние длины приёмной линии и расстояния между ПВ на двумерный скоростной разрез V_S иллюстрируется в главе 4.

2.7. Тестирование алгоритма и его программной реализации при обработке полевых данных встречных сейсмограмм

Рассматривается построение дисперсионных кривых фазовых скоростей по многоканальным полевым сейсмическим данным, полученным вдоль линейного профиля около д. Бурмистрово, Новосибирской области. Приёмники – 10-Гц вертикальные геофоны. Расстояние между ПП 5 м. Расстояние между ПВ варьируется от 20 до 60 м. Источник – падающий груз массой около 100 кг. Схема взаимного расположения ПП и ПВ представлена на Рисунке 27.

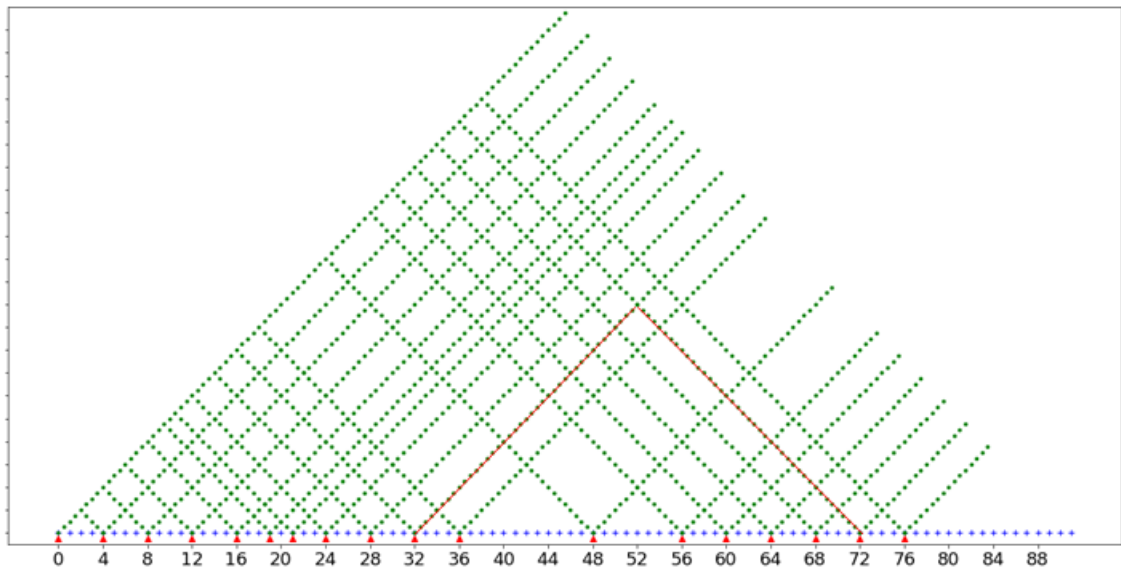


Рисунок 27 – Схема системы наблюдений сейсморазведочных работ методом МПВ вдоль профиля около д. Бурмистрово.

Рассматриваются встречные ветви сейсмограмм для ПВ 160 м и ПВ 360 м (обозначаются красным цветом на Рисунке 27). Правая ветвь сейсмограммы для ПВ 160 м представлена на Рисунке 28, слева. Левая ветвь сейсмограммы для ПВ 360 м представлена на Рисунке 28, справа. На изображениях (Рисунок 29) видно, что соответствующие амплитудные спектры в пространстве фазовая скорость-частота, вычисленные с использованием SFК-преобразования, похожи и различаются только в распределении энергии в мод высших порядков. Дисперсионные кривые фазовых скоростей совпадают со средней абсолютной разницей по всем частотам 0.8 м/с и максимальной абсолютной разницей по всем частотам 6 м/с, что свидетельствует о повторяемости результатов и надёжности разработанного алгоритма построения дисперсионных кривых фазовых скоростей (Рисунок 30).

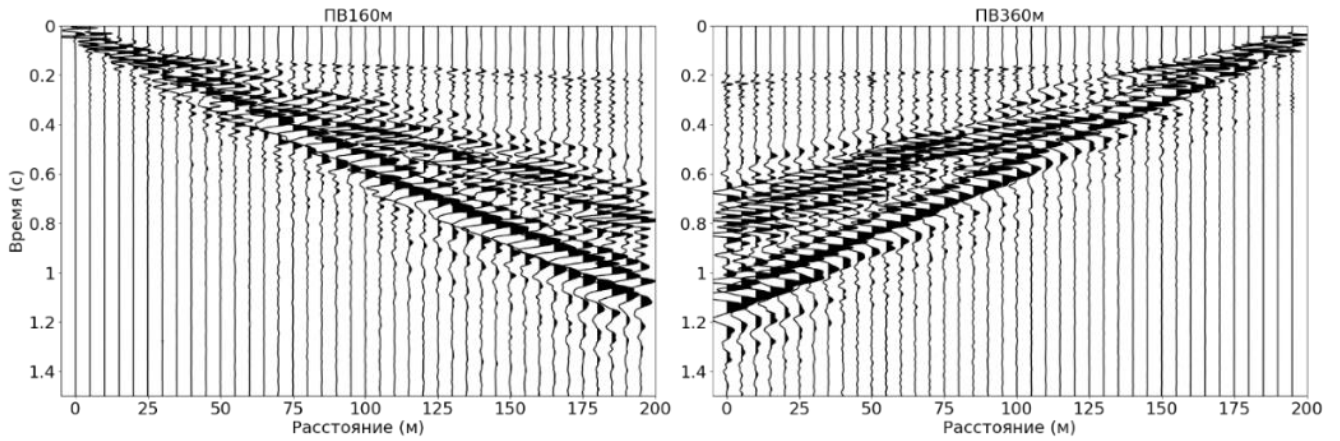


Рисунок 28 – Встречные сейсмограммы полевых сейсмических данных: для ПВ 160 (слева) и ПВ 360 м (справа).

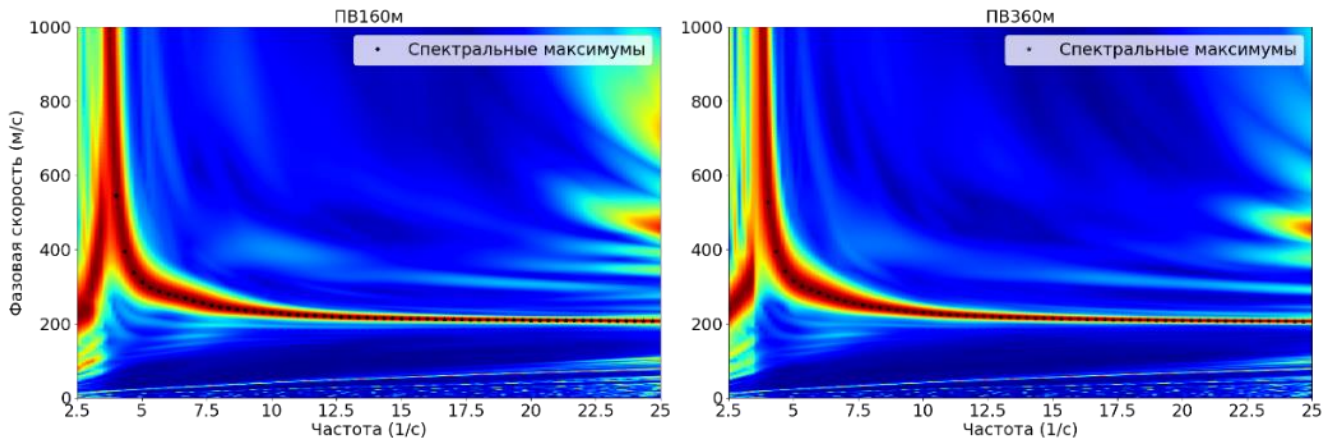


Рисунок 29 – Распределения двумерных амплитудных спектров в пространстве фазовой скорости и частоты по результатам расчёта разработанного SFK-преобразования данных встречных сейсмограмм: для ПВ 160 (слева) и ПВ 360 м (справа).

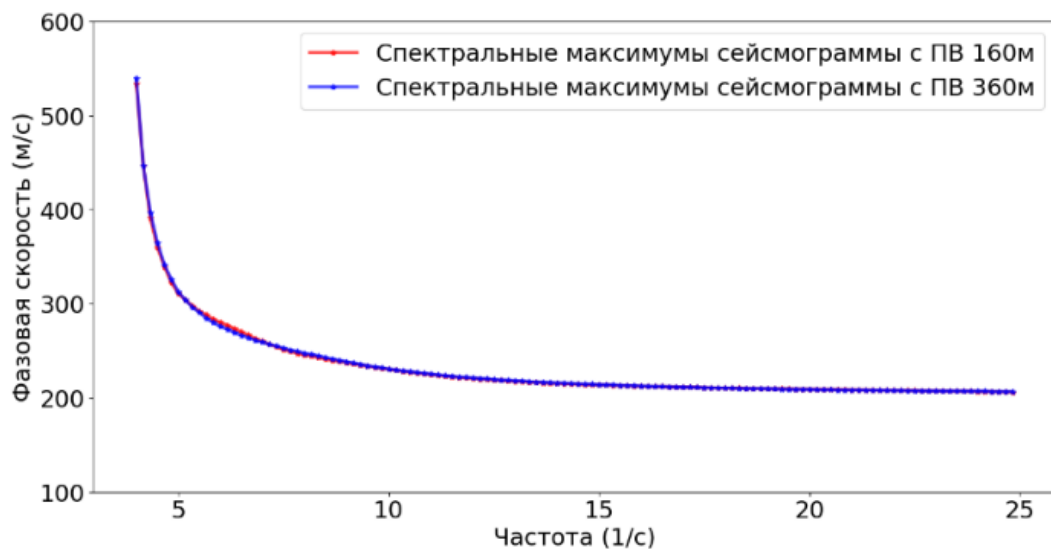


Рисунок 30 – Зависимость построенных по максимумам амплитудных спектров данных встречных сейсмограмм фазовых скоростей от частоты.

Полученные результаты

1. По результатам численных исследований разработан помехоустойчивый алгоритм построения дисперсионных кривых фазовых скоростей сейсмических поверхностных волн по

многоканальным данным линейных систем наблюдения, описывающий точный порядок действий исполнителя, который включает следующие этапы:

- построение распределения энергии сейсмических волн по времени, частоте и расстоянию обобщённым вейвлет-преобразованием Стоквелла зарегистрированных сейсмических данных;
- расчёт спектра амплитуд сейсмических волн вдоль множества прямых линий с различными наклонами на фиксированных частотах с использованием одномерного преобразования Фурье по пространству;
- построение изображения распределения энергии сейсмических волн в пространстве частоты и волнового числа по максимумам спектра их амплитуд;
- построение дисперсионной кривой зависимости фазовой скорости поверхностной волны от частоты по максимумам энергии вдоль волновых чисел.

Использование преобразования Стоквелла для трансформации сейсмических записей в пространство времени и частоты позволяет получать распределение энергии волн в высоком разрешении за счёт переменного по частоте нормализующего множителя. При последующей фильтрации сейсмограммы на фиксированных частотах расчётом спектра амплитуд сейсмических волн вдоль множества прямых линий с различными наклонами выделяются поверхностные волны и подавляются волны-помехи. Несомненное преимущество предложенного алгоритма – возможность исключить субъективность пикирования дисперсионных кривых зависимости фазовых скоростей поверхностных волн от частоты при наличии регулярных и случайных шумов в сейсмических данных за счёт использования программного обеспечения алгоритма. Более того, значения дисперсионных кривых фазовых скоростей, построенных с использованием разработанного алгоритма, точнее, чем при использовании $f-k$ преобразования.

Ограничением разработанного алгоритма являются некоторая громоздкость и несколько повышенные, по сравнению с известными алгоритмами, требования к вычислительным ресурсам. Дополнительным ограничением также является необходимость подбора переменного по частоте масштабирующего множителя S-преобразования. Хотя подбор масштабирующего множителя – автоматизированная процедура, её ввод несколько замедляет скорость построения дисперсионной кривой фазовой скорости.

2. Разработанный алгоритм реализован в виде научно-исследовательской версии программного обеспечения на языке программирования Python. Для реализации использовались следующие библиотеки Python с открытым исходным кодом: `joblib`, `matplotlib`, `multiprocessing`, `numpy`, `obspy`, `segyio`, `stockwell` и `wiggle`. Программная реализация распараллелена на ядрах центрального процессора по количеству используемых частот.

Программная реализация протестирована на синтетических данных, рассчитанных как для одномерных скоростных моделей геологической среды с добавлением случайного Гауссовского шума, так и для двумерных скоростных моделей с добавлением низко- и высокоскоростных аномалий для генерации регулярных волн-помех, и апробирована на сейсмических данных, полученных полевым отрядом лаборатории динамических проблем сейсмологии ИНГГ СО РАН в районе Урского хвостохранилища и д. Бурмистрово.

Результаты тестирования программной реализации на синтетических данных как при наличии случайных, так и регулярных помех показывают, что применение разработанного алгоритма позволяет лучше отфильтровывать волны-помехи и строить более точные дисперсионные кривые фазовых скоростей за счёт выделения поверхностных волн в частотно-временной области, чем при использовании алгоритма $f-k$ преобразования. Из сопоставления результатов обращения построенных дисперсионных кривых разработанным и стандартным алгоритмами в случае наличия в данных регулярных помех от неоднородностей следует вывод о важности точного определения фазовых скоростей для построения одномерных скоростных моделей верхней части геологического разреза.

Результаты обработки полевых сейсмических данных, полученных в районе Урского хвостохранилища, показывают, что использование разработанного алгоритма позволяет строить дисперсионные кривые фазовых скоростей в более протяжённом диапазоне частот и определять фазовые скорости более устойчиво при уменьшении длины линии наблюдения, чем при использовании стандартного алгоритма $f-k$ преобразования.

Кроме того, последние исследования показывают, что фильтрация сейсмических данных с использованием S -преобразования может использоваться для эффективного подавления поверхностных волн на сейсмических данных [Сердюков и Яблоков, 2020; Serdyukov et al., 2021].

Глава 3. АЛГОРИТМ ПОСТРОЕНИЯ СКОРОСТНОЙ МОДЕЛИ ПОПЕРЕЧНОЙ ВОЛНЫ ОБРАЩЕНИЕМ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ ЗАВИСИМОСТИ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ОТ ЧАСТОТЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ИСКУССТВЕННЫХ НЕЙРОННЫХ СЕТЕЙ.

3.1. Постановка задачи

Вторая поставленная задача – разработать и программно реализовать алгоритм определения параметров одномерной скоростной модели верхней части геологического разреза (значений скорости поперечной волны и мощности слоёв) обращением дисперсионных кривых зависимостей фазовых скоростей сейсмических поверхностных волн от частоты с ограничением пространства возможных значений параметров скоростной модели и использованием искусственных нейронных сетей – решается в приближении горизонтально-слоистого строения геологической среды и плоского рельефа для одного физического наблюдения (линии наблюдения, для которой построена дисперсионная кривая). Данные о рельефе на профиле или площади исследования включаются в результат введением статических поправок в построенные глубины границ. Для решения задачи используются следующие методологические компоненты:

1. Теория методов матричных пропэгаторов и, основанный на ней, написанный на языке программирования Fortran, входящий в пакет программ для обработки сейсмологических данных «Computer Program Seismology», лично адаптированный программный код для численного расчёта фазовых скоростей поверхностных волн в горизонтально-слоистых упругих геологических средах. Адаптация программного кода включает распараллеливание вычислений на ядрах центрального процессора с использованием библиотеки с открытой лицензией OpenMPI языка программирования Fortran и реализацию обёртки для языка программирования Python.

2. Теория методов решения обратных задач и лично программно реализованный на её основе алгоритм Монте-Карло с использованием (без адаптации) библиотек с открытой лицензией языка программирования Python: numpy, joblib, multiprocessing. Программная реализация алгоритма Монте-Карло распараллелена на ядрах центрального процессора по количеству дисперсионных кривых, использующихся для обращения.

3. Лично адаптированная для решения задачи обращения дисперсионных кривых поверхностных волн программная реализация алгоритма GWO, распространяемая с открытой лицензией на языке программирования Python. Адаптация включает применение программного кода определения фазовых скоростей поверхностных волн в горизонтально-слоистых упругих геологических средах для расчёта прямой задачи, распараллеливание на ядрах центрального процессора по количеству независимых запусков решения обратной задачи с использованием

библиотек (без адаптации) с открытой лицензией языка программирования Python «`joblib`» и «`multiprocessing`».

4. Подход к определению количества слоёв и диапазона возможных параметров скоростных моделей, разработанный Cox и Teague [Cox and Teague, 2016]. Для разработки способа выбора оптимальной параметризации и ускорения решения используется алгоритм Монте-Карло с вычислением на редкой сетке пространства параметров скоростных моделей.

5. Метод статистического анализа распределений ошибок восстановления параметров скоростной модели для разработки подхода настройки архитектуры и гиперпараметров ИНС.

6. Библиотеки (без адаптации) с открытой лицензией языка программирования Python «`tensorflow`» и «`sklearn`» для создания, настройки архитектуры и подбора весов ИНС для аппроксимации нелинейной зависимости фазовых скоростей поверхностных волн от скорости поперечной волны и мощности слоёв.

6. Библиотеки (без адаптации) с открытой лицензией языка программирования Python «`matplotlib`» и «`wiggle`» для визуализации промежуточных и конечных результатов.

Для тестирования программной реализации разработанного алгоритма определяются статистические характеристики распределения ошибок восстановления скоростей и мощностей слоёв при обращении 1250000 синтетических дисперсионных кривых фазовых скоростей, рассчитанных для скоростных моделей с различным количеством слоёв (от двух до шести) и выполняется сравнительный анализ с алгоритмом Монте-Карло. Для оценки устойчивости решения обратной задачи, вычисленного с использованием разработанного алгоритма, выполняется серия численных независимых экспериментов по обращению дисперсионных кривых фазовых скоростей, рассчитанных для скоростных моделей различных геологических сред (с положительным градиентом скорости по глубине, при наличии низкоскоростного слоя и при наличии высокоскоростного слоя) и выполняется сопоставление результатов различных алгоритмов (Монте-Карло и GWO). Определяется влияние случайного шума в дисперсионных кривых на результат решения обратной задачи.

Апробация разработанного алгоритма построения скоростной модели выполняется в комплексе с алгоритмом построения дисперсионных кривых фазовых скоростей. Результаты апробации приводятся в главе 4.

3.2. Ограничения алгоритмов обращения дисперсионных кривых поверхностных волн

Стандартный подход к решению обратной задачи – минимизация функционала невязки между дисперсионной кривой фазовой или групповой скорости, построенной по максимумам двумерного амплитудного спектра сейсмических данных, и расчётной дисперсионной кривой фазовой или групповой скорости, вычисленной численным решением дисперсионного соотношения в предположении одномерной упругой модели геологической среды [Xia et al., 1999]. В такой постановке прямой задачи фазовая и групповая скорости поверхностной волны Релея зависят от скорости поперечной волны V_S и скорости продольной волны V_P , плотности ρ и толщины слоёв h . Из анализа графиков зависимости приращения фазовых скоростей волны Релея от частоты при изменении одного из упругих параметров геологической среды (скорости поперечной волны V_S , скорости продольной волны V_P , мощности h или плотности ρ) на 10% от первоначального значения при фиксации остальных (Рисунок 31) следует, что доминирующее влияние на фазовую скорость поверхностной волны оказывают V_S и h в продолжительном диапазоне частот, тогда как влияние V_P существенно меньше, а влияние ρ пренебрежимо мало. Поэтому большинство исследователей ограничиваются определением только V_S и/или h [Pan et al., 2019].

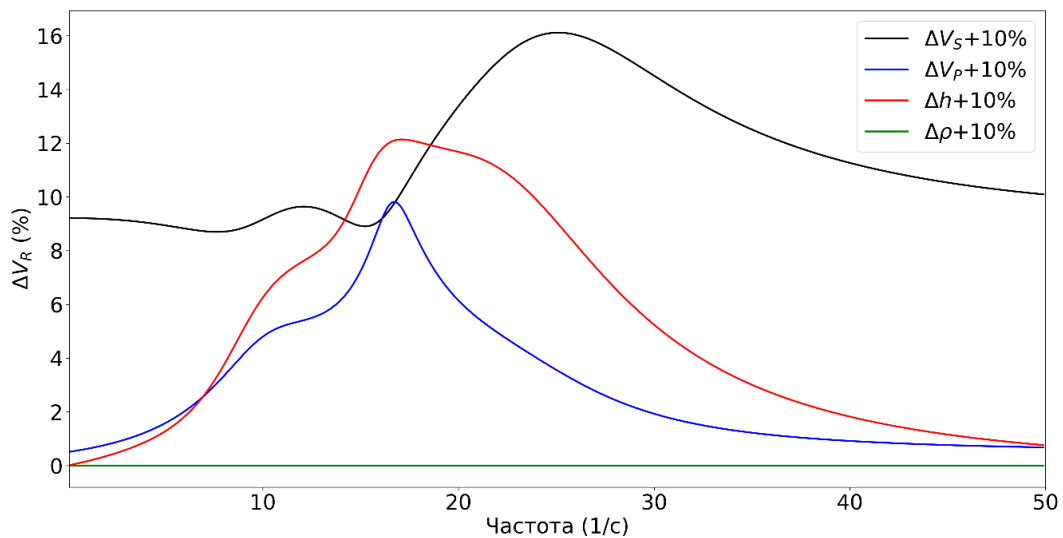


Рисунок 31 – Зависимость приращения фазовых скоростей волны Релея от частоты при изменении упругих параметров среды (скорости S-волны V_S , скорости P-волны V_P , мощности слоёв h и плотности ρ) на 10% от первоначального значения.

Задача восстановления скоростной модели продольной волны обращением дисперсионных кривых неустойчива и не стабильна и известны лишь единичные примеры [Wathelet et al., 2004]. Неоднозначность одновременного восстановления скоростных моделей V_P и V_S уменьшается при использовании инверсии данных полного волнового сейсмического поля при решении обратной задачи [Solano, 2013].

Результат инверсии данных метода MASW (дисперсионных кривых зависимости фазовых или групповых скоростей от частоты) – двумерные (2D) модели зависимости скорости поперечной волны от глубины и расстояния по профилю наблюдений. В соответствии с методом MASW, запись сейсмических данных выполняется с использованием фланговой системы наблюдений – расстановка приёмников длины L перемещается вдоль профиля наблюдения с постоянным интервалом dS , расстояние между приёмниками dx , расстояние между источником и первым приёмником фиксированные [Яблоков и др., 2016]. Для каждого физического наблюдения – данные, записанные при фиксированном положении линии наблюдения – с использованием спектрального анализа строится дисперсионная кривая и её обращением строится одномерные (1D) скоростные модели поперечной волны. Каждая построенная 1D скоростная модель соответствует своей расстановке приёмников, охватывающей участок профиля длиной L . Соответственно латеральные скоростные возмущения в среде, попадающие в этот диапазон пространственных координат профиля, усредняются в 1D скоростной модели. Как правило, полученные скоростные 1D модели относятся к координате срединной точки соответствующей расстановки ($L/2$), для которой они были получены. Также известен опыт соотнесения построенной 1D скоростной модели к координате, вычисленной как геометрическое среднее всех пар расстояний между источниками и приёмниками. Двумерная (2D) скоростная модель строится с использованием пространственной интерполяции восстановленных 1D скоростных моделей [Сердюков и др., 2016а; Сердюков и др., 2016б].

Таким образом на латеральное разрешение 2D скоростной модели, построенной в результате инверсии данных метода MASW, наибольшее влияние оказывают два фактора: длина расстановки приёмников L и интервал наблюдения dS . Длина расстановки приёмников устанавливает нижний теоретический предел латерального разрешения и любая структурная аномалия с латеральным размером, меньшим L восстанавливается некорректно. Несовершенство алгоритмов спектрального анализа и инверсии влияет на точность результатов и на латеральное разрешение. Интервал наблюдения $dS < L$ не ведёт к улучшению разрешения, однако уменьшение dS обеспечивает избыточность измерений, что улучшает результат за счёт повышения репрезентативности набора 1D скоростных моделей. Исследованиями показано, что dS может быть больше, чем суммарное расстояние между несколькими приёмниками, но не может быть больше L , и что для большинства инженерных исследований длина линии наблюдения $L = 10$ м является минимальной для устойчивого извлечения дисперсионной кривой и нижним пределом латерального разрешения MASW [Park et al., 2001; Park, 2005].

Другим ограничением инверсии данных метода MASW является небольшая глубинность восстанавливаемой скоростной модели. Теоретическая зависит от максимальной глубины проникновения поверхностной волны, которая с глубиной затухает экспоненциально. Поэтому

глубинность определяется минимальной зарегистрированной частотой (f_{min}), на которой амплитуда поверхностной волны выделяется на фоне шумов. Результаты теоретических исследований показывают, что максимальная глубина исследования d_{max} лежит в диапазоне от $1/3$ до $1/2$ максимальной длины волны ($\lambda_{max} = V_R^{max}/f_{min}$, где V_R^{max} – значение фазовой скорости поверхностной волны при f_{min}) [Викторов, 1966; Richart et al., 1970; Rix and Leipski, 1991]. Точное значение может быть дано только при анализе чувствительности для известной модели в заданном диапазоне частот. С другой стороны, максимальная зарегистрированная частота (f_{max}) определяет минимальную длину волны ($\lambda_{min} = V_R^{min}/f_{max}$, где V_R^{min} – значение фазовой скорости поверхностной волны при f_{max}) и минимальную разрешаемую толщину слоёв $d_{min} \approx \lambda_{min}/2$ [Park, 1999; Яблоков и Сердюков, 2017].

Значения регистрируемых λ_{max} и λ_{min} зависят не только от свойств среды, типов используемых источников и приёмников, но и от параметров системы наблюдений. Из результатов известных публикаций следует, что $L/3 \leq d_{max} \leq L$, где L – длина приёмной линии и $dx/3 \leq d_{min} \leq dx$, а dx – расстояние между приёмниками [Park, 2002; Garofalo et al., 2016].

При разработке алгоритмов на основе обращения дисперсионных кривых фазовых скоростей важно учитывать, что разрешённость восстанавливаемых 2D скоростных моделей и, соответственно, точность построения скоростных моделей падают с увеличением глубины скоростной модели [Foti et al., 2014]. В частности, в алгоритме многократного проведения инверсии дисперсионных кривых поверхностных волн на основе метода глобальной оптимизации используется способ систематически варьируемой параметризации скоростной модели, в котором диапазон ограничения поиска мощности слоёв увеличивается с глубиной [Cox and Teague, 2016]. Однако при расширении диапазонов определяемых параметров, также усиливается неоднозначность решения обратной задачи [Яблоков, 2017].

3.3. Описание разработанного алгоритма

Разрабатываемый алгоритм определения значений скорости поперечной волны и мощности слоёв обращением дисперсионных кривых зависимостей фазовых скоростей сейсмических поверхностных волн от частоты с ограничением пространства возможных значений параметров скоростной модели и использованием искусственных нейронных сетей подробно изложен в авторских публикациях 2020 г. и 2021 г. [Yablokov and Serdyukov, 2020; Yablokov et al., 2021]. На блок схеме (Рисунок 32) представлен точный порядок действий исполнителя: 1) построение референтной дисперсионной кривой фазовой скорости поверхностной волны для исследуемой площади, 2) определение числа слоёв, диапазонов возможных значений скорости поперечной волны и мощности слоёв, 3) выбор параметров

скоростных моделей, численный расчёт дисперсионных кривых фазовых скоростей и построение тренировочного набора данных, 4) подбор весов ИНС и 5) определение скорости поперечной волны и мощности слоёв обращением построенных дисперсионных кривых фазовых скоростей поверхностных волн. Далее подробно излагается разработка этапов алгоритма, его верификация и тестирование программной реализации.

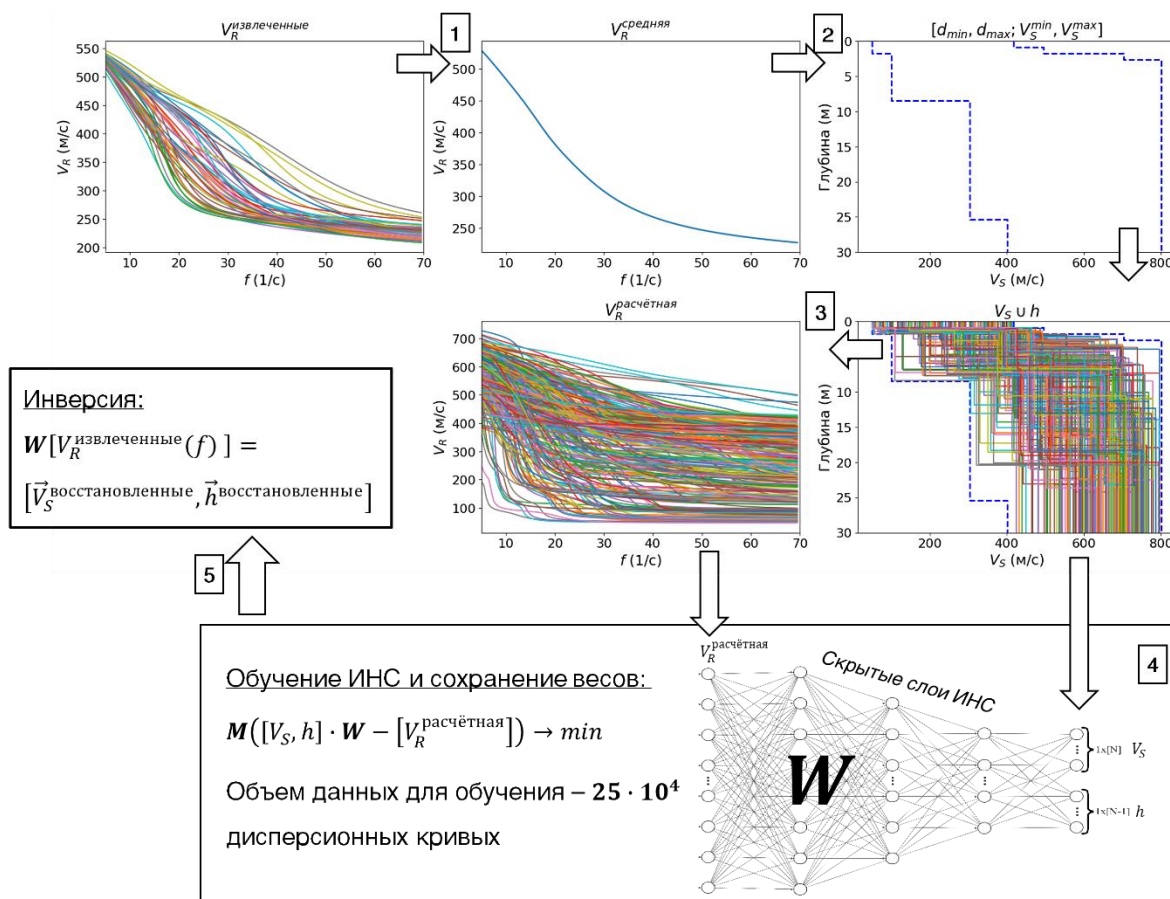


Рисунок 32 – Схема разработанного алгоритма инверсии на основе применения искусственных нейронных сетей.

Построение референтной дисперсионной кривой

Первый этап разработанного алгоритма инверсии данных метода MASW – осреднение значений всех дисперсионных кривых фазовых скоростей поверхностных волн, построенных по максимумам двумерных амплитудных спектров в V - f пространстве собранных сейсмических данных для исследуемой площади.

В большинстве рассматриваемых задач инженерной сейсморазведки есть возможность использовать только одну референтную дисперсионную кривую для всей площади исследования для ограничения пространства определяемых параметров скоростной модели. Так, рассматривается набор построенных дисперсионных кривых фазовых скоростей по сейсмическим данным, зарегистрированным вдоль профиля около д. Бурмистрово (Рисунок 33а). Длина профиля 455 м, кривые строятся при длине линии наблюдения 80 м и интервале

наблюдения 20 м. Все построенные дисперсионные кривые фазовых скоростей имеют близкие значения – максимальное отклонение значений фазовых скоростей от значений референтной дисперсионной кривой (обозначается зелёной пунктирной линией на Рисунке 33а), не превышают 9% на всех частотах. Такие небольшие изменения значений дисперсионных кривых вдоль профиля наблюдения свидетельствует о субгоризонтальном залегании однородных слоёв на исследуемом участке.

Рассматриваются построенные дисперсионные кривые фазовых скоростей по сейсмическим данным, полученным на полигоне около с. Быстровка, и вычисленная по их значениям референтная дисперсионная кривая (Рисунок 33б). Длина профиля на полигоне $L = 180$ м. Дисперсионные кривые строятся на базе наблюдения 40 м и интервале наблюдения 20 м. Максимальное превышение значений фазовых кривых от референтной кривой 18%, что также свидетельствует об однородном строении грунтов на исследуемом участке и что есть возможность использовать референтную кривую для оценки пространства решений для всей площади.

Кош-Агачинский район Республики Алтай является примером региона исследования со сложным геологическим строением. Рассматриваются построенные дисперсионные кривые по данным, полученным при выполнении сейсморазведочных работ вдоль активного оползня Кош-Агачинский района (Рисунок 33в). Длина профиля наблюдения 150 м. Дисперсионные кривые строятся на базе наблюдения 24 м и интервале наблюдения 8 м. В этом случае максимальное отклонение от средних значений фазовых скоростей достигает 150%. В таком случае используются две референтные кривые (обозначаются зелёными пунктирными кривыми на Рисунке 33в), для которых обратная задача решается отдельно. Для верхней части геологического разреза со сложным геологическим строением, а также для данных, собранных на большой площади наблюдения, весь набор зарегистрированных данных разделяется на несколько классов схожих дисперсионных кривых и для каждого класса отдельно подбираются веса ИНС.

Однако даже для сейсморазведочных работ, выполняемых для большой площади исследования, есть возможность использовать только одну референтную кривую. Рассматриваются построенные дисперсионные кривые фазовых скоростей по данным 2D сейсморазведочных работ на месторождении углеводородов в Западной Сибири (Рисунок 33г). Рассматриваются дисперсионные кривые, построенные по данным трёх профилей: два поперечных, расположенных в противоположных сторонах площади работ (профиль 3, длина которого примерно 22 км, и профиль 17, длина которого примерно 19 км), и один продольный, перпендикулярный первым двум (профиль 25, длина которого примерно 34 км). Дисперсионные кривые фазовых скоростей строились при линии наблюдения 1000 м и интервалом наблюдения

50 м (обозначаются различными цветами для каждого профиля на Рисунке 33г). Максимальное отклонение от референтной дисперсионной кривой не превышает 30%, что позволяет использовать референтную кривую для формирования репрезентативного тренировочного набора данных.

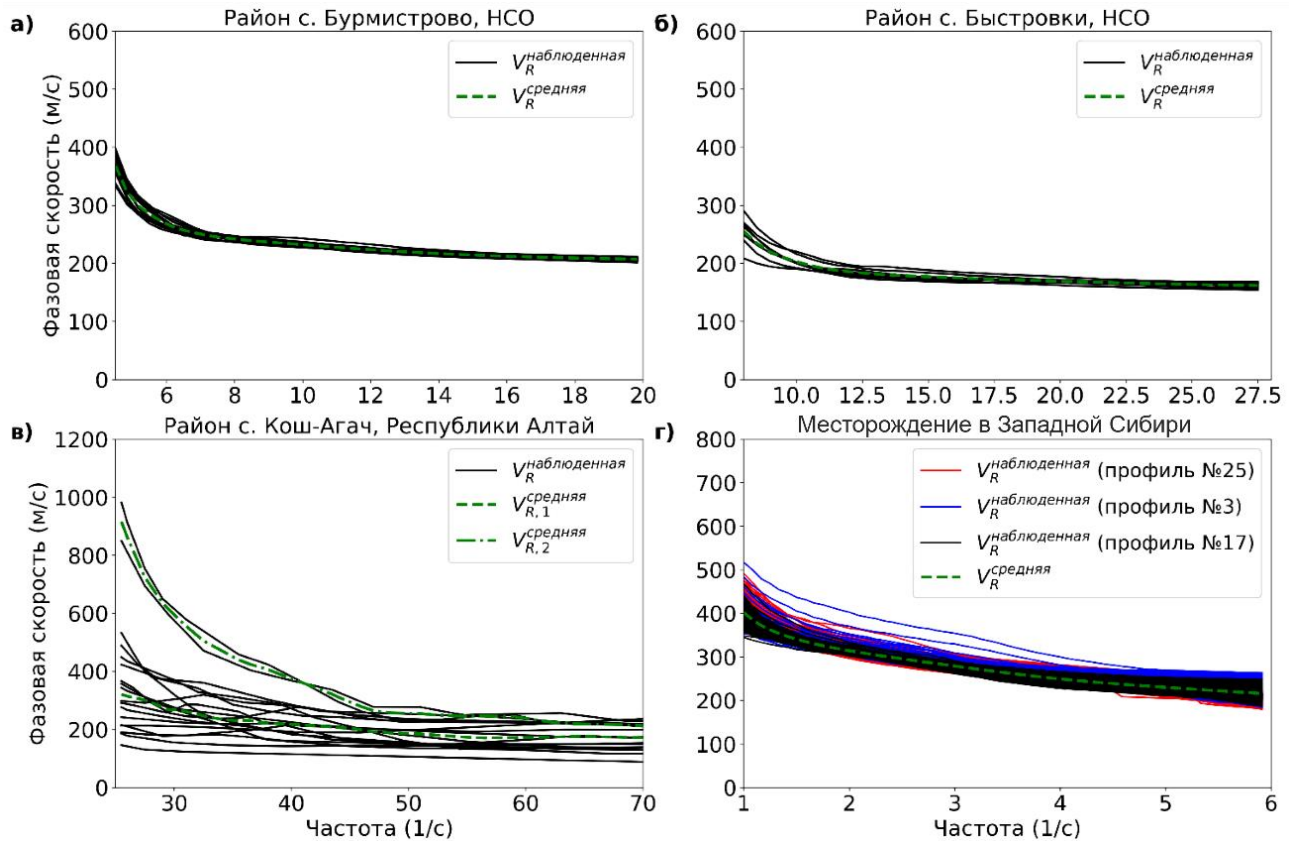


Рисунок 33 – Зависимость фазовых скоростей поверхностной волны от частоты по результатам разработанного алгоритма SFK-преобразования сейсмических данных для различных регионов исследования. Зелёные пунктирные линии – референтные дисперсионные кривые.

Разработанный способ оптимизации выбора параметризации скоростной модели

Частотно-зависимая фазовая скорость поверхностной волны рассматривается как функция от длины волны: $V_R(f) = V_R(V_R/f) = V_R(\lambda)$. Для оценки диапазонов глубин i -го слоя (d_{min}^i и d_{max}^i) в своём исследовании Cox и Teague вводят эмпирический параметр – коэффициент слоистости Ξ [Cox and Teague, 2016]. Коэффициент слоистости – множитель в итерационной формуле вычисления диапазонов границ слоёв, систематически увеличивающий мощность каждого слоя исходя из потенциальной толщины предыдущего слоя. Диапазоны глубин для каждого слоя вычисляются в процессе решения следующих итерационных выражений [Cox and Teague, 2016]:

$$d_{\min}^i \approx \begin{cases} \lambda_{\min}/3 & \text{при } i = 1 \\ d_{\max}^{i-1} & \text{при } i > 1 \end{cases} \quad (10)$$

$$d_{\max}^i \approx \begin{cases} \lambda_{\min} & \text{при } i = 1 \\ d_{\min}^i + \Xi \cdot \lambda_{\min} & \text{при } i = 2 \\ d_{\min}^i + \Xi \cdot (d_{\max}^{i-1} - d_{\min}^{i-1}) & \text{при } i > 2 \end{cases}$$

Итерационный процесс (10) прерывается, когда $d_{\max}^N > d_{res}$ и $i = N$, где N -ый слой – подстилающее полупространство, d_{res} – максимально возможная глубина определяемой скоростной модели. d_{res} определяется как половина максимальной зарегистрированной длины волны ($d_{res} = \lambda_{\max}/2$). После определения диапазонов глубин границ рассчитываются диапазоны мощностей для каждого слоя:

$$\begin{cases} h_{\min}^i = \lambda_{\min}/3 \\ h_{\max}^i = d_{\max}^i - d_{\min}^i \end{cases}$$

Сох и Teague не разработали способ оценки диапазонов V_S^i [Cox and Teague, 2016]. Предлагается использовать теоретическую аппроксимационную зависимость $V_S(\lambda)$ от фазовой скорости волны Релея $V_R(\lambda)$ в однородной упругой среде [Викторов, 1967]:

$$V_S(\lambda) \approx 1.16V_R(\lambda) \quad (11)$$

Для перевода длин волн λ в значения глубин d применяется правило эмпирической инверсии [Richart et al., 1970]:

$$d \approx \lambda/2. \quad (12)$$

В соответствии с (12) V_S рассматривается как функция от глубины d . Для каждого i -го слоя при $i < N$ рассчитывается среднее значение скорости в диапазоне:

$$V_S^{i, \text{сред}} = V_S(d_{\text{сред}}^i),$$

где средняя глубина $d_{\text{сред}}^i$ – полусумма граничных глубин, вычисленных с использованием выражения (10):

$$d_{\text{сред}}^i = \frac{d_{\max}^i + d_{\min}^i}{2}.$$

Скорость в полупространстве определяется как $V_S^{N, \text{сред}} = 1.16V_R(f_{\min})$, где f_{\min} – минимальная зарегистрированная частота дисперсионной кривой [Яблоков, 2019].

Для определения диапазонов V_S каждого слоя добавляется/вычитается постоянное значение ($100 \cdot \Xi$ м/с) к/из среднего значения ($V_S^{i, \text{сред}}$), т.е. $V_S^{i, \text{min}} = V_S^{i, \text{сред}} - 100 \cdot \Xi$ и $V_S^{i, \text{max}} =$

$V_S^{i, \text{сред}} + 100 \cdot \varepsilon$. Дополнительно выполняется условие, что V_S^i не может быть меньше, чем 50 м/с, т.е. $V_S^{i, \text{min}} = \max[V_S^{i, \text{сред}} - 100 \cdot \varepsilon, 50]$.

Из анализа выражения (10) следует, что значение ε определяет число слоёв восстанавливаемой скоростной модели. Cox и Teague предлагают использовать следующий набор значений $\Xi = [1.2, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 5.0]$ и показали, что выбор значения Ξ оказывает сильное влияние на восстанавливаемую скоростную модель при инверсии данных метода MASW с использованием алгоритма соседства [Cox and Teague, 2016]. Они предлагают алгоритм итеративной инверсии методом глобального поиска. В процессе работы их алгоритма перебираются все значения параметра Ξ , для каждого выполняется инверсия данных метода MASW и выбирается Ξ , обеспечивающий минимальную невязку между построенной дисперсионной кривой по сейсмическим данным и расчётной дисперсионной кривой. Восстановленная скоростная модель для лучшего Ξ является решением обратной задачи.

В исследовании предлагается аналогичный алгоритм с использованием малого ядра Монте-Карло (1000 пар векторов скоростей поперечной волны и мощностей) для ускорения выбора коэффициента слоистости Ξ . Согласно разработанному способу подбора параметризации скоростной модели, последовательно, для всех значений коэффициента слоистости Ξ из вектора $[1.2, 1.5, 2.0, 2.5, 3.0, 3.5, 4.0, 5.0]$ выполняются следующие действия:

1. Определяются диапазоны возможных параметров скоростной модели по значениям построенной референтной дисперсионной кривой.

2. Строится ядро Монте-Карло: в пределах возможных параметров скоростной модели в соответствии с равномерным распределением выбирается 1000 пара векторов значений скорости поперечной волны и мощности слоёв и рассчитываются дисперсионные кривые фазовых скоростей с использованием адаптированной (вычисления распараллелены на ядрах центрального процессора) реализации алгоритма на основе метода матричного пропатора.

3. Выполняется инверсия по алгоритму Монте-Карло – решением инверсии является скоростная модель, для которой расчётная дисперсионная кривая имеет минимальную среднеквадратичную невязку $V_R^{MSE} = \sum_{i=1}^M \frac{(V_R^{true, i} - V_R^{restored, i})^2}{M}$ с референтной дисперсионной кривой, где M – число отсчётов по частоте, N – число слоёв скоростной модели, V_R^{true} и $V_R^{restored}$ – истинная и восстановленная дисперсионная кривая фазовой скорости, соответственно.

4. Этапы 2-3 повторяются 100 раз. Так, нивелируются выбросы при случайном формировании ядра Монте-Карло.

5. Строится кривая по значениям медианного среднего V_R^{MSE} для каждого коэффициента слоистости, минимум которой соответствует оптимальной параметризации скоростной модели.

Пример использования описанного алгоритма приводится в главе 3.6.

По построенным граничным значениям диапазонов параметров скоростной модели численно рассчитываются дисперсионные кривые фазовых скоростей для представления диапазонов их выборки. Так, на Рисунке 34 представлены дисперсионные кривые фазовых скоростей, построенные по максимумам амплитудного спектра сейсмических данных различных районов исследования в V - f пространстве, референтные дисперсионные кривые и диапазоны изменения фазовых скоростей, вычисленные по граничным значениям диапазонов параметров скоростной модели. Для близких значений фазовых скоростей (Рисунки 34а-б и 34г) все дисперсионные кривые лежат в пределах оценённых диапазонов. Для района с неоднородным строением верхней части геологического разреза используются два диапазона (Рисунок 34в).

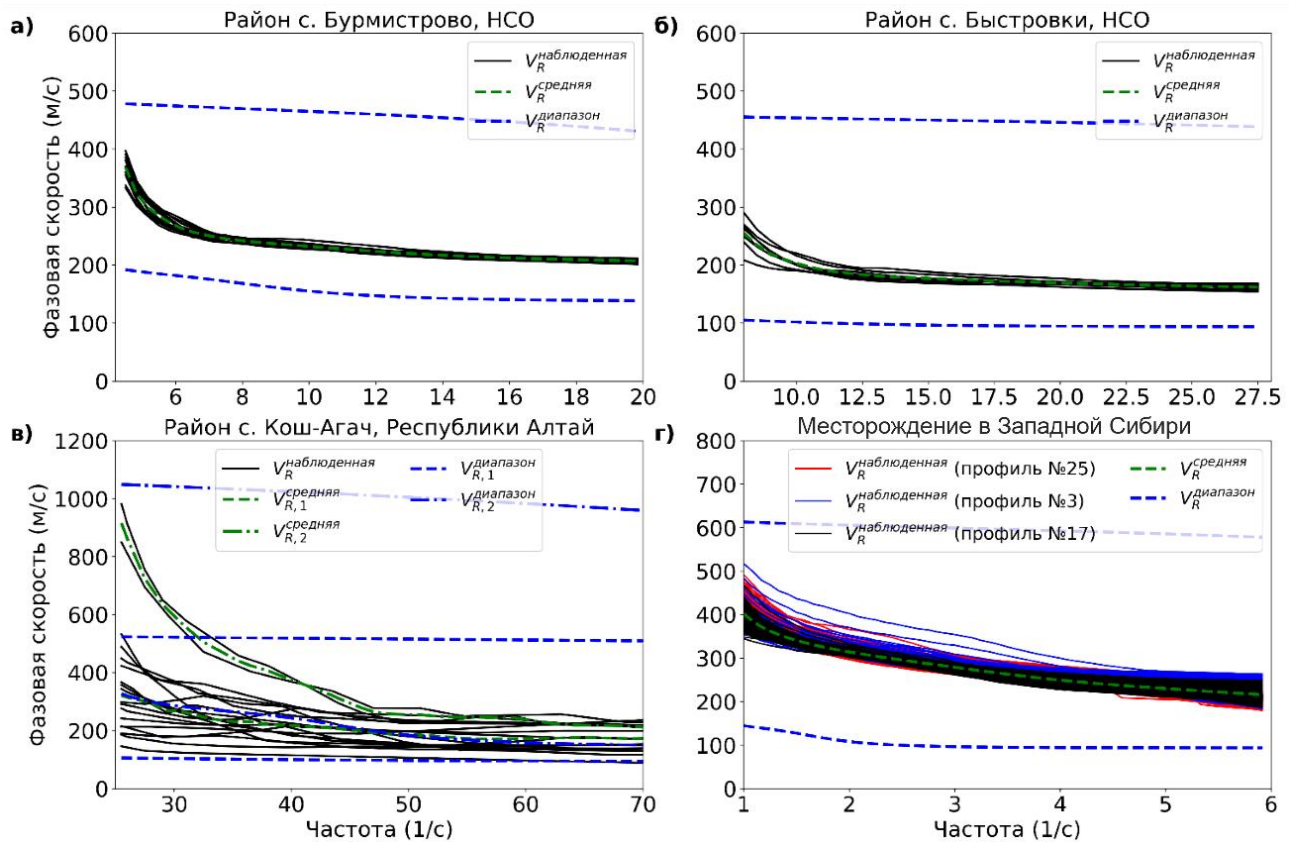


Рисунок 34 – Зависимость фазовых скоростей поверхностной волны от частоты по результатам разработанного алгоритма SFK-преобразования сейсмических данных для различных регионов. Зелёные пунктирные линии – референтные дисперсионные кривые, синие пунктирные линии – границы диапазонов изменения дисперсионных кривых фазовых скоростей при решении обратной задачи.

Построение тренировочного набора данных

Значения фазовой скорости поверхностной волны $V_R(f)$ рассчитываются для одномерной упругой модели среды путём решения задачи на собственные значения соответствующего оператора, действующего на вектор движения-напряжения. В такой постановке $\mathbf{V}_R = (V_R^1 \dots V_R^M)$, где M – наблюдаемое число частот, зависит от значений векторов $\mathbf{V}_P = (V_P^1 \dots V_P^N)$, $\mathbf{V}_S = (V_S^1 \dots V_S^N)$, $\boldsymbol{\rho} = (\rho^1 \dots \rho^N)$ и $\mathbf{h} = (h^1 \dots h^{N-1})$, где N – число слоёв в модели. Фазовая скорость

волны Релея наиболее чувствительна к изменениям значений V_S и h . Поэтому для вычисления значений V_P используется соотношение: $V_P/V_S = Const = \sqrt{2(1-\nu)/(1-2\nu)}$, где $\nu = 0.35$ – коэффициент Пуассона. Значения плотности принимаются постоянными: $\rho = Const = 1900$ кг/м³. Выбранные значения коэффициента Пуассона и плотности являются характерными для приповерхностных грунтов. С учётом вышеизложенного, оператор прямой задачи расчёта значений вектора V_R , принимает вид:

$$[V_R^1 \dots V_R^M] = \mathbf{F}[V_S^1 \dots V_S^N, h^1 \dots h^{N-1}], \quad (13)$$

где \mathbf{F} – оператор решения прямой задачи, а N – номер слоя, который является подстилающим полупространством. Для расчёта обучающего набора данных многократно решается прямая задача (13). Для решения прямой задачи расчёта дисперсионных кривых фазовых скоростей волны Релея используется адаптированная программная реализация численного решения дисперсионного соотношения методом матричных пропагаторов [Thomson, 1950; Haskell, 1953], которая входит в программный пакет обработки сейсмологических данных с открытой лицензией «Computer Program Seismology». Адаптация программного кода включает распараллеливание вычислений на ядрах центрального процессора с использованием библиотеки с открытой лицензией OpenMPI языка программирования Fortran и реализацию обёртки для языка программирования Python. Векторы V_S и h выбираются в соответствии с равномерным распределением в пределах оценённых на предыдущем шаге алгоритма диапазонов.

Подбор весов искусственной нейронной сети и инверсия дисперсионных кривых фазовых скоростей

Подбор весов ИНС (\mathbf{W}) осуществляется в ходе итерационного решения задачи минимизации функционала: $\mathbf{M}([V_S^1 \dots V_S^N, h^1 \dots h^{N-1}] \cdot \mathbf{W} - [V_R^1 \dots V_R^M]) \rightarrow \min$, где \mathbf{M} – выбранная метрика, а \mathbf{W} – веса ИНС. Веса \mathbf{W} – это обратный оператор, который отображает пространство дисперсионных кривых фазовых скоростей поверхностных волн в пространство параметров скоростной модели:

$$[V_S^1 \dots V_S^N, h^1 \dots h^{N-1}] = \mathbf{W}[V_R^1 \dots V_R^M]$$

В разработанном алгоритме обращения дисперсионных кривых фазовых скоростей используется специально подобранная архитектура ИНС, решающая поставленную задачу.

3.4. Разработанный способ подбора архитектуры искусственной нейронной сети

Архитектура ИНС оказывает ключевое влияние на точность построения обратного оператора и скоростной модели. Разработка способа подбора архитектуры ИНС выполняется в ходе численных экспериментов по расчёту и обращению синтетических дисперсионных кривых фазовых скоростей.

Постановка задачи подбора архитектуры ИНС

Ключевыми факторами, оказывающими наибольшее влияние на сходимость подбора весов ИНС, являются:

1. Масштабирование входного и выходного набора данных.
2. Объем тренировочного набора данных.
3. Число скрытых слоёв и нейронов.
4. Вид функционала невязки.
5. Тип функции активации.
6. Алгоритм оптимизации и способ снижения скорости обучения.

При подборе архитектуры ИНС влияние каждого фактора исследуется отдельно при фиксации остальных. Эффективность подбора весов оценивается визуальным анализом кривой подбора весов – значений функционала невязки на каждой эпохе подбора весов, сравнением статистических моментов (математического ожидания, стандартного отклонения, коэффициентов асимметрии и эксцесса) распределений ошибок определения скорости поперечной волны и мощности слоёв с использованием различных гиперпараметров ИНС (число скрытых слоёв и нейронов, вид функционала невязки, тип функции активации и др.), неизменяемых в процессе подбора весов. Для вычисления распределений ошибок определения параметров скоростной модели используется понятие средней абсолютной ошибки (MAE), которая вычисляется отдельно для значений скорости S-волны V_S^{MAE} , мощности слоёв h^{MAE} и фазовой скорости волны Релея V_R^{MAE} по формулам:

$$V_S^{MAE} = \frac{\sum_{i=1}^N |V_S^{true,i} - V_S^{restored,i}|}{N}, \quad (14)$$

$$h^{MAE} = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} |h^{true,i} - h^{restored,i}|}{N-1}, \quad (15)$$

$$V_R^{MAE} = \frac{\sum_{i=1}^M |V_R^{true,i} - V_R^{restored,i}|}{M}, \quad (16)$$

где N – число слоёв скоростной модели, V_S^{true} и h^{true} – истинные значения скорости S-волны и мощности слоёв, $V_S^{restored}$ и $h^{restored}$ – восстановленные с использованием подобранных весов ИНС, V_R^{true} – истинные значения фазовых скоростей, и $V_R^{restored}$ – значения фазовых скоростей, рассчитанные по значениям $V_S^{restored}$ и $h^{restored}$, M – число отсчётов дисперсионной кривой фазовой скорости по частоте.

Кривая подбора весов – значения функционала невязки на каждой эпохе. За одну эпоху весь набор тренировочных данных используется при проходе «вперёд» (от входных до выходных данных) и «назад» (от выходных до входных данных) через скрытые слои ИНС. Весь набор данных делится на пакеты (малые по размеру наборы данных). Прохождение одного пакета вперёд и назад через скрытые слои ИНС называется итерацией. Таким образом, число итераций внутри одной эпохи равно числу пакетов, общее число итераций равняется числу эпох, умноженному на количество пакетов. При успешном подборе весов значение функционала невязки уменьшается с каждой эпохой. Набор тестовых данных не используется при подборе весов, но используется для вычисления функционала невязки и проверки эффективности подбора весов на новых данных.

Для подбора архитектуры ИНС рассматривается ряд синтетических скоростных моделей, включающие от 2 до 6 слоёв (Таблица 3). Из результатов исследования следует вывод, что архитектура и гиперпараметры ИНС не зависят от числа слоёв в скоростных моделях.

Далее рассматриваются результаты подбора архитектуры ИНС на примере использования 4х-слойной скоростной модели (Рисунок 35, красная линия). Истинные значения параметров скоростной модели $V_{S,true}$ и h_{true} приводятся в столбцах 2 и 3 Таблицы 3 в строке «Модель 3». Скорость Р-волны вычисляется из соотношения $V_P/V_S = Const = \sqrt{2(1-\nu)/(1-2\nu)}$, при $\nu = 0.35$, плотность задается постоянной: $\rho = Const = 1900$ кг/м³. Для используемой скоростной модели рассчитывается дисперсионная кривая фазовой скорости волны Релея (обозначается красной линией Рисунке 35). Рассматриваемый диапазон частот – [0.5; 80] Гц с дискретизацией 0.5 Гц. По рассчитанной дисперсионной кривой фазовой скорости с применением вышеописанного алгоритма определяются диапазоны возможных значений параметров скоростной модели (обозначаются синими пунктирными линиями на Рисунке 35, слева; значения параметров см. в столбцах 5-6 Таблицы 3). Для этих параметров вычисляются границы диапазонов изменения фазовых скоростей (синие пунктирные линии на Рисунке 35, справа).

Масштабирование входного и выходного набора данных

Масштабирование данных является необходимым этапом предобработки тренировочных и тестовых данных. Преобразование исходного диапазона данных выполняется так, чтобы все значения лежали в диапазоне [0;1] в соответствии с формулой:

$$x^{scaled} = \frac{x - \min(x)}{\max(x) - \min(x)}. \quad (17)$$

Объём тренировочного набора данных

Тренировочным набором данных является набор векторов (количество векторов – количество используемых примеров) дисперсионных кривых фазовых скоростей V_R ,

формирующий матрицу входных параметров ИНС, и конкатенация соответствующих им значений векторов скорости S-волны V_S и мощности слоёв h , формирующих матрицу выходных параметров ИНС. Одним примером обучающей выборки является пара векторов: V_R и $[V_S \cup h]$.

Таблица 3 – Параметры синтетических скоростных моделей для подбора архитектуры ИНС и оценки точности разработанного алгоритма.

Название модели	№ слоя	V_S (м/с)	h (м)	Граничные значения возможных параметров при $\Xi = 2.5$	
				V_S (м/с)	h (м)
Модель 1	1	200	1.5	100-220	0.9-1.9
	2	400	∞	368-500	∞
Модель 2	1	200	1.5	100-344	0.8-1.7
	2	300	4	150-447	0.8-8.7
	3	400	∞	200-516	∞
Модель 3	1	200	1.5	100-363	0.8-1.7
	2	400	4	240-520	0.85-6.6
	3	500	5	489-769	0.85-17.2
	4	800	∞	635-915	∞
Модель 4	1	200	1.5	100-363	0.8-1.7
	2	400	4	225-505	0.85-5.1
	3	500	4	379-659	0.85-10.2
	4	600	5	553-833	0.85-20.4
	5	800	∞	628-908	∞
Модель 5	1	200	1.5	100-363	0.8-1.7
	2	400	4	219-499	0.85-4.5
	3	500	4	344-624	0.85-8.3
	4	600	3	513-793	0.85-14.9
	5	700	5	599-879	0.85-26.8
	6	800	∞	627-907	∞

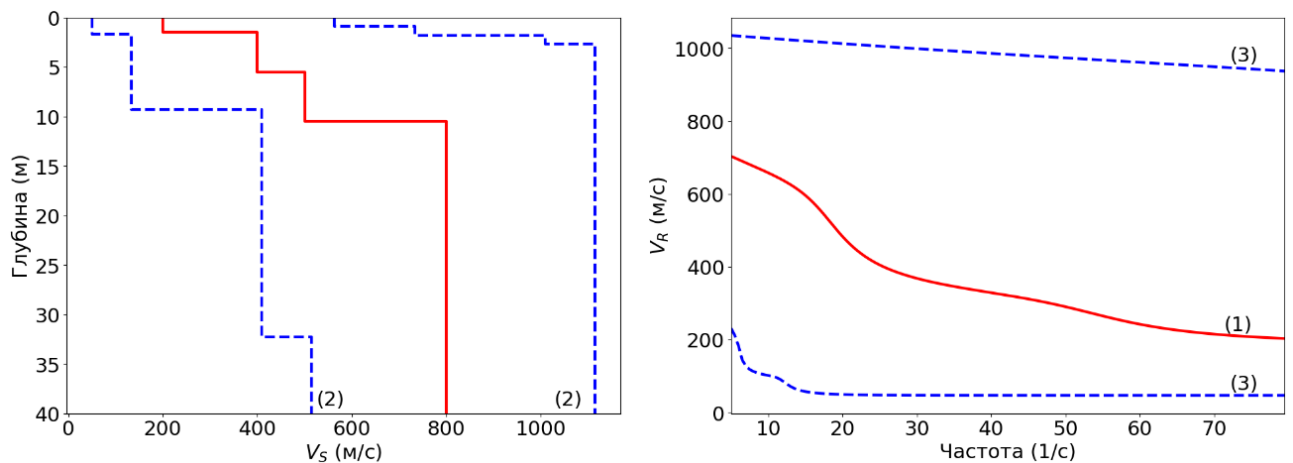


Рисунок 35 – Входные данные для подбора архитектуры ИНС: зависимость скорости поперечной волны от глубины (слева) и зависимость фазовой скорости от частоты (справа). Цифрами обозначен порядок вычислений.

Рассматривается различный объем тренировочных данных: от 50 до $5 \cdot 10^5$ примеров. На Рисунке 36а представлен график значений функционала невязки после 100 эпох обучения в зависимости от объема тренировочных данных. На Рисунках 36б-в представлены графики

ошибок V_S^{MAE} и h^{MAE} , вычисленных между истинными и восстановленными применением подобранных весов ИНС параметрами скоростной модели, в зависимости от объёма тренировочных данных. Каждая точка изображённых кривых (Рисунки 3ба-в) – результат независимого численного эксперимента по подбору и применению весов ИНС для обращения дисперсионной кривой фазовой скорости.

Из анализа графиков значений функционала невязки и MAE следует, что эффективность подбора весов ИНС растёт с увеличением объёма тренировочных данных. Однако время подбора весов (график времени обучения в зависимости от объёма тренировочных данных представлен красной кривой на Рисунках 3ба-в) растёт экспоненциально в интервале $10^4 - 10^5$ примеров. Поэтому, ищется компромисс между приемлемым уровнем ошибок построения параметров скоростной модели и временем подбора весов ИНС.

Задача восстановления значений h более нетривиальна, поскольку h имеет меньшее влияние на фазовую скорость поверхностной волны, чем V_S . В следствие этого, в первую очередь критерием выбора гиперпараметров ИНС является точность восстановления значений h , затем значений V_S . Значения h^{MAE} уменьшается значительно в диапазоне $[50; 10^5]$, затем производная графика падает почти до нуля. Тогда как значения V_S^{MAE} продолжают уменьшаться после 10^5 примеров. С учётом экспоненциального роста времени подбора весов, в качестве размера тренировочной выборки выбирается значение $2.5 \cdot 10^5$ примеров. Размер тестовой выборки составляет 30 % от размера тренировочной выборки.

Количество скрытых слоёв и нейронов ИНС

Нет общего правила выбора количества скрытых слоёв и нейронов ИНС. Однако известно, что введение более одного скрытого слоя позволяет ИНС аппроксимировать нелинейную зависимость между массивами входных и выходных данных. Обращение дисперсионных кривых является нелинейной задачей. С другой стороны, использование избыточного числа скрытых слоёв может привести к эффекту «переобучения» ИНС. «Переобученная» ИНС обеспечивает почти 100% точность обращения тренировочных данных, но результаты инверсии новых данных являются неприемлемыми.

По результатам численных исследований был сделан вывод, что вне зависимости от других гиперпараметров следует использовать как минимум три скрытых слоя (не включая входной и выходной слой). Использование большего числа скрытых слоёв незначительно повышает точность инверсии и существенно увеличивает вычислительную сложность (растёт время подбора весов). По результатам численных исследований было предложено следующее эмпирическое правило: число нейронов на входном слое равняется числу отсчётов дисперсионной кривой по частоте ($l^{\text{вход}} = M$), число нейронов выходного слоя равняется

суммарному числу элементов векторов V_S и h ($l^{\text{выход}} = N + (N - 1)$), число нейронов первого скрытого слоя равняется числу нейронов входного слоя ($l_1^{\text{скрытый}} = l^{\text{вход}}$), число нейронов третьего скрытого слоя равняется числу нейронов выходного слоя ($l_3^{\text{скрытый}} = l^{\text{выход}}$), число нейронов второго скрытого слоя равняется промежуточному значению между первым и третьим слоями ($l_2^{\text{скрытый}} = l^{\text{вход}} + l^{\text{выход}}/2 = (M + 2N - 1)/2$). Используемая структура ИНС с тремя скрытыми слоями представлена на Рисунке 37.

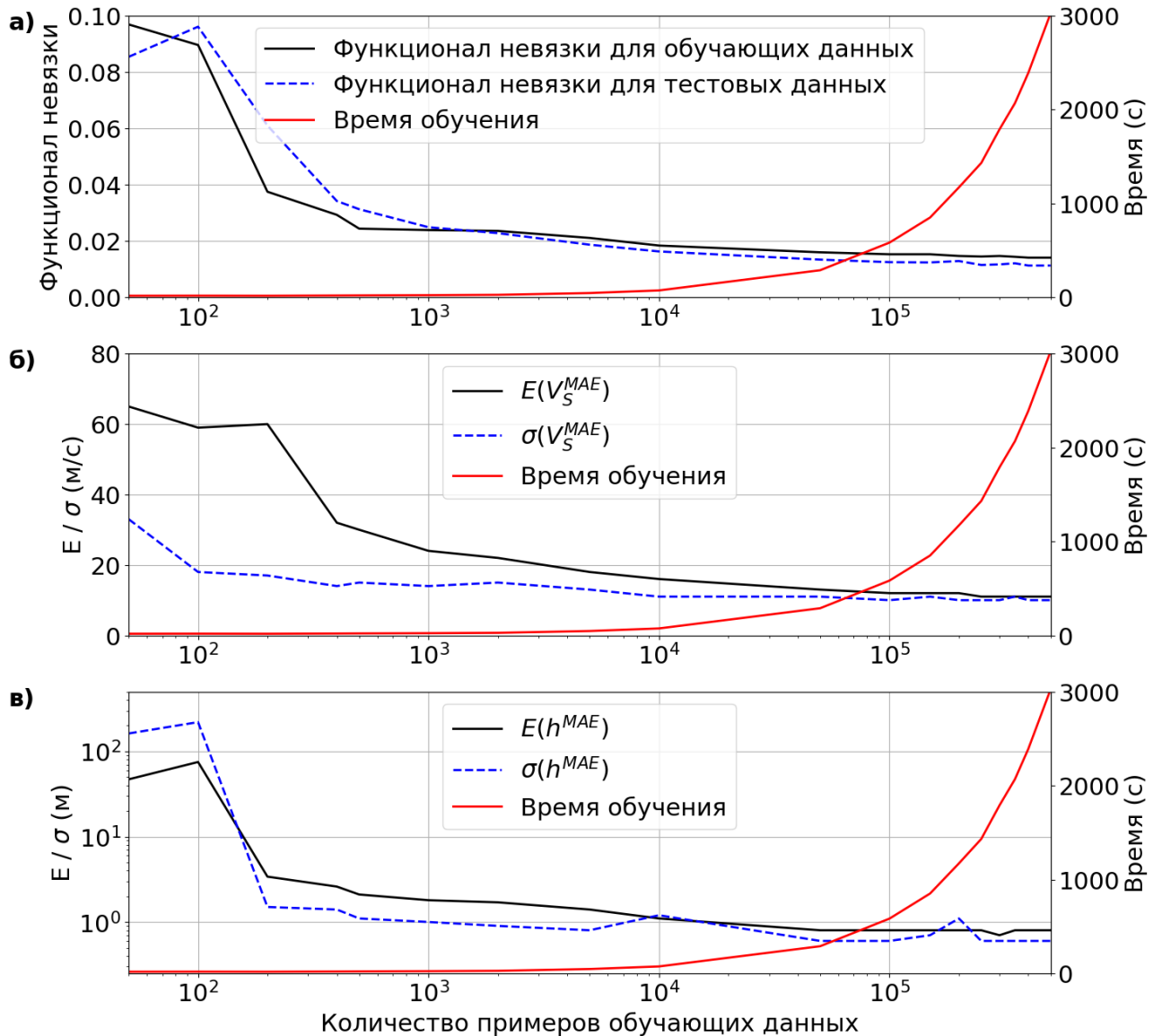


Рисунок 36 – Зависимость значений функционала невязки для тренировочного и тестового набора данных (а), математического ожидания и стандартного отклонения распределения V_S^{MAE} (б), математического ожидания и стандартного отклонения распределения h^{MAE} (в) и времени подбора весов (а-в) от объёма тренировочных данных.

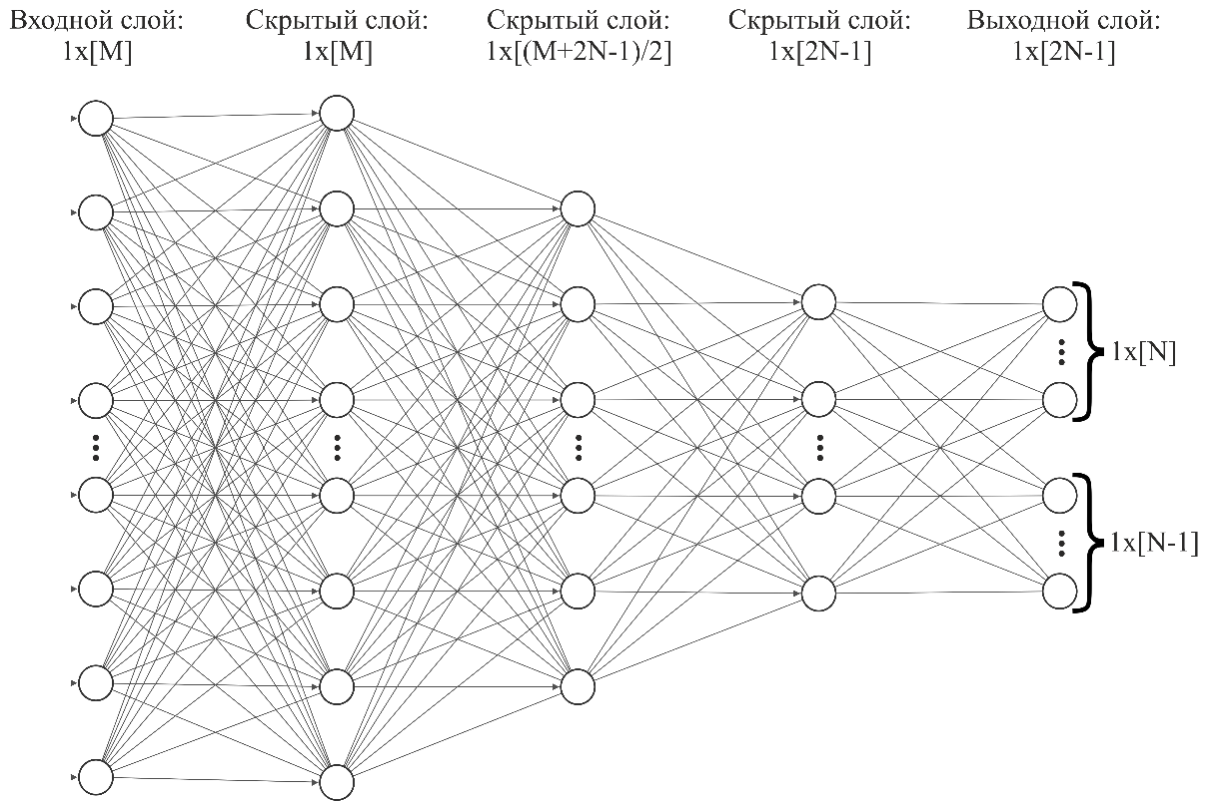


Рисунок 37 – Схема используемой структуры ИНС с тремя скрытыми слоями.

Выбор функционала невязки

Известны различные виды функционалов, которые могут быть использованы при решении задачи регрессии. В ходе численных экспериментов большинство вариантов было отсеяно в виду бесперспективности использования для решения рассматриваемой задачи [Яблоков и др., 2019]. Рассматриваются примеры наиболее перспективных функционалов.

1. Средняя абсолютная ошибка (MAE) или L_1 -норма: $D(y, y^p)^{MAE} = \sum_{i=1}^n |y_i - y_i^p|/n$, где y_i – i -й элемент вектора истинных значений, в качестве истинных значений используются теоретические фазовые скорости V_R входного слоя ИНС, y_i^p – i -й элемент предсказанных значений, которые вычисляются перемножением весов и выходного слоя ИНС $y^p = W \cdot [V_S, h]$ и n – длина вектора V_R , т.е. число дискретов частоты.

2. Средняя квадратичная ошибка (MSE) или L_2 -норма: $D(y, y^p)^{MSE} = \sum_{i=1}^n (y_i - y_i^p)^2/n$. MSE более чувствительна к выбросам в данных, чем MAE.

3. Среднеквадратичная логарифмическая ошибка (MSLE): $D(y, y^p)^{MSLE} = \sum_{i=1}^n (\log(y_i + 1) - \log(y_i^p + 1))^2/n$.

4. Метрика Канберра: $D(y, y^p)^{\text{Канберра}} = \sum_{i=1}^n |y_i - y_i^p|/(|y_i| + |y_i^p|)$.

5. Расстояние Брея-Кёртиса: $D(y, y^p)^{\text{Брей-Кертис}} = \sum_{i=1}^n |y_i - y_i^p|/\sum_{i=1}^n (y_i + y_i^p)$.

В качестве главного критерия выбора вида функционала невязки используется распределение ошибок результатов обращения дисперсионной кривой применением

подобранных весов ИНС, т.е. распределение значений V_S^{MAE} (14) и h^{MAE} (15). Огибающие гистограмм распределений V_S^{MAE} и h^{MAE} между истинными и восстановленными значениями параметров скоростной модели, рассчитанные при использовании различных функционалов невязки, представлены на Рисунке 38. Главные статистические характеристики распределений V_S^{MAE} и h^{MAE} представлены в Таблице 4.

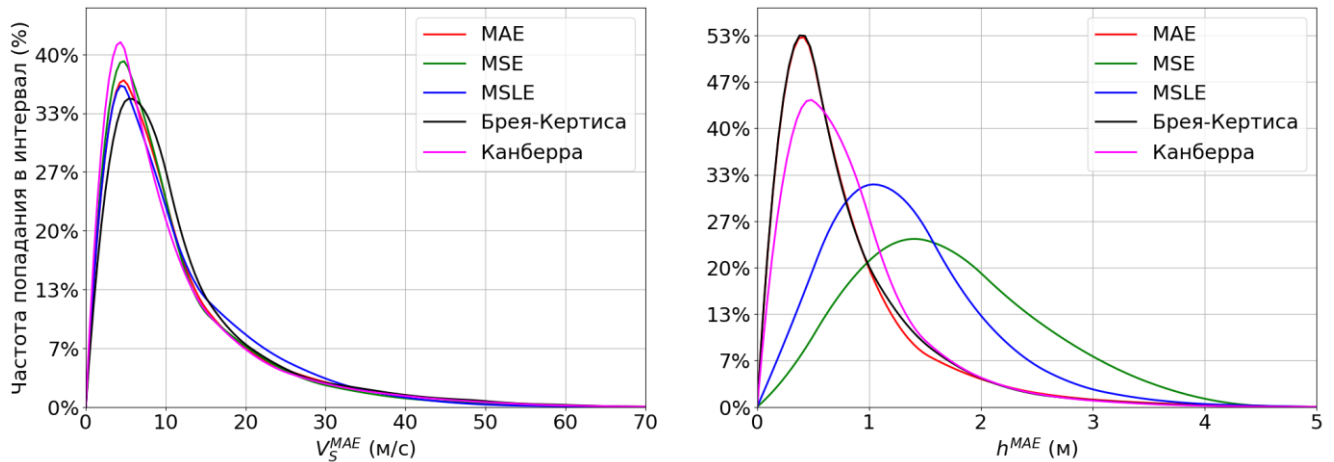


Рисунок 38 – Зависимость относительной частоты попадания в интервал (огибающей гистограммы) распределения ошибки определения: скорости поперечной волны V_S^{MAE} (слева) и мощности h^{MAE} (справа) по результатам использования различных функционалов невязки при подборе весов ИНС.

Таблица 4 – Основные статистические характеристики распределений ошибок определения скорости поперечной волны V_S^{MAE} и мощности h^{MAE} по результатам использования различных функционалов невязки при подборе весов ИНС.

Параметр скоростной модели	Функционал невязки	Математическое ожидание	Стандартное отклонение	Коэффициент асимметрии	Коэффициент эксцесса
V_S^{MAE}	Канберра	9.16	48.33	1.25	3.95
	MSE	9.19	41.9	1.18	3.72
	MAE	9.74	49.56	1.24	3.92
	MSLE	9.92	48.96	1.01	3.17
	Брея-Кертиса	10.24	50.12	1.21	3.97
h^{MAE}	MAE	0.65	0.19	1.17	3.84
	Брея-Кертиса	0.65	0.19	1.04	3.39
	Канберра	0.73	0.18	0.85	3.14
	MSLE	1.22	0.32	0.36	2.49
	MSE	1.62	0.51	0.23	2.3

Оптимальный вид функционала невязки обеспечивают низкие значения математического ожидания и стандартного отклонения, высокие значения коэффициентов асимметрии и эксцесса. Метрики MAE и Брея-Кёртиса приводят к низким значениям математического ожидания h^{MAE} и имеют одинаковое стандартное отклонение. Однако функционал MAE имеет большие значения коэффициентов асимметрии и эксцесса. Из этих двух функционалов MAE имеет меньшие

значения математического ожидания и стандартного отклонения распределения V_S^{MAE} . Таким образом, в качестве функционала невязки выбирается средняя абсолютная ошибка (MAE).

Выбор функции активации

Для выбора функции активации выполняется серия численных экспериментов для подбора и применения весов ИНС при обращении синтетических дисперсионных кривых фазовых скоростей. Результаты сравниваются для 9-ти наиболее известных видов функций активации, остальные гиперпараметры ИНС фиксируются. Список рассмотренных функций активации приводится во втором столбце Таблицы 5.

Рассчитанные распределения V_S^{MAE} и h^{MAE} при использовании различных функций активации представлены на Рисунке 39, их статистические характеристики в Таблице

Строки Таблицы 5 сортированы в порядке возрастания математического ожидания отдельно для V_S^{MAE} и h^{MAE} . Функция Sigmoid приводит к наименьшим значениям математического ожидания и имеет одно из наименьших значений стандартного отклонения для h^{MAE} и V_S^{MAE} .

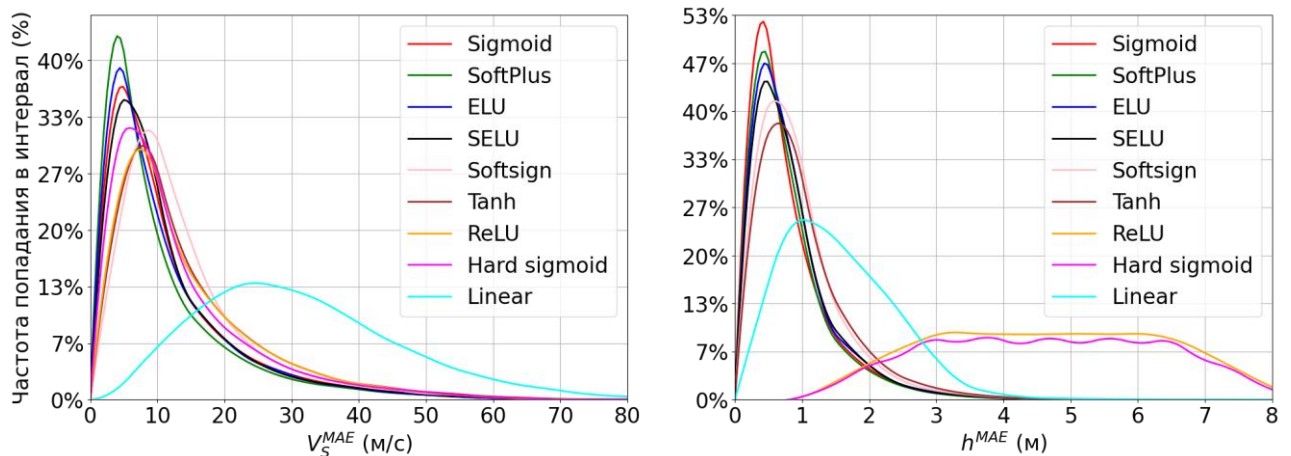


Рисунок 39 – Зависимость относительной частоты попадания в интервал (огоняющей гистограммы) распределения ошибки определения: скорости поперечной волны V_S^{MAE} (слева) и мощности h^{MAE} (справа) по результатам использования различных функций активации при подборе весов ИНС.

После вычисления значений функции активации для каждого нейрона скрытых слоёв выполняется нормализация внутри пакетов. Пакетная нормализация приводит значения каждого нейрона в диапазон $[0;1]$, тем самым ускоряя подбор весов ИНС.

Таблица 5 – Основные статистические характеристики распределений ошибок определения скорости поперечной волны V_S^{MAE} и мощности h^{MAE} по результатам использования различных функций активации при подборе весов ИНС.

Параметр скоростной модели	Функция активации	Математическое ожидание	Стандартное отклонение	Коэффициент асимметрии	Коэффициент эксцесса
V_S^{MAE}	SoftPlus	8.94	48.06	1.33	4.15
	ELU	9.63	50.92	1.19	3.75
	Sigmoid	9.97	52.23	1.22	3.87
	SELU	10.09	50.85	1.22	3.91
	Hard sigmoid	11.48	63.36	1.11	3.58
	Softsign	12.62	56.71	1.02	3.58
	ReLU	12.64	69.02	0.97	3.21
	Tanh	12.90	70.77	1.02	3.36
	Linear	29.64	166.48	0.29	2.37
h^{MAE}	Sigmoid	0.67	0.2	1.07	3.53
	SoftPlus	0.68	0.18	1.01	3.46
	ELU	0.72	0.2	1.0	3.4
	SELU	0.74	0.2	0.93	3.23
	Softsign	0.83	0.22	0.8	3.01
	Tanh	0.89	0.26	0.8	2.97
	Linear	1.44	0.49	0.28	2.17
	ReLU	4.49	2.47	-0.07	1.97
	Hard sigmoid	4.49	2.47	-0.08	2.01

Выбор алгоритма оптимизации

Подбор весов ИНС – оптимизационная задача построения аппроксимационной связи между входными и выходными данными. Рассматриваются следующие популярные оптимизационные алгоритмы: Nadam, Adam, SGD, RMSprop, Adagrad, Adadelta и Adamax. Перечисленные алгоритмы реализованы в библиотеке с открытой лицензией языка программирования Python «Keras». Рассматривается использование вышеперечисленных алгоритмов с параметрами, настроенными по умолчанию. Вычисленные распределения V_S^{MAE} и h^{MAE} при использовании различных алгоритмов оптимизации представлены на Рисунке 40.

Коэффициент скорости подбора весов – основной настраиваемый гиперпараметр алгоритмов оптимизации, который управляет величиной обновления весов на каждой итерации. Выбирается в диапазоне от 0 до 1. Выбор этого параметра также противоречив: слишком большие значения приводят к быстрому и не точному подбору весов (глобальный минимум функционала невязки может пропускаться), слишком маленькие значения приводят к долгому процессу обучения, который также может быть не точным (решение может сойтись к локальному минимуму). Алгоритмы, включающие подходы адаптивного снижения скорости подбора весов (RMSprop, Adam, Adamax, Nadam), показывают лучшую сходимость решаемой задачи минимизации. В них сохраняются значения обновления весов и скорости сходимости на предыдущих шагах и используются для их расчёта на следующих шагах. Также используются

различные зависимости коэффициента скорости подбора весов от эпох: ступенчатая, полиномиальная различных степеней (Рисунок 41).

Отмечается, что линейная (полиномиальный спуск со степенью 1) зависимость уменьшения скорости подбора весов ИНС от числа эпох является наиболее эффективной. Начальное значение коэффициента скорости обучения равно 10^{-2} .

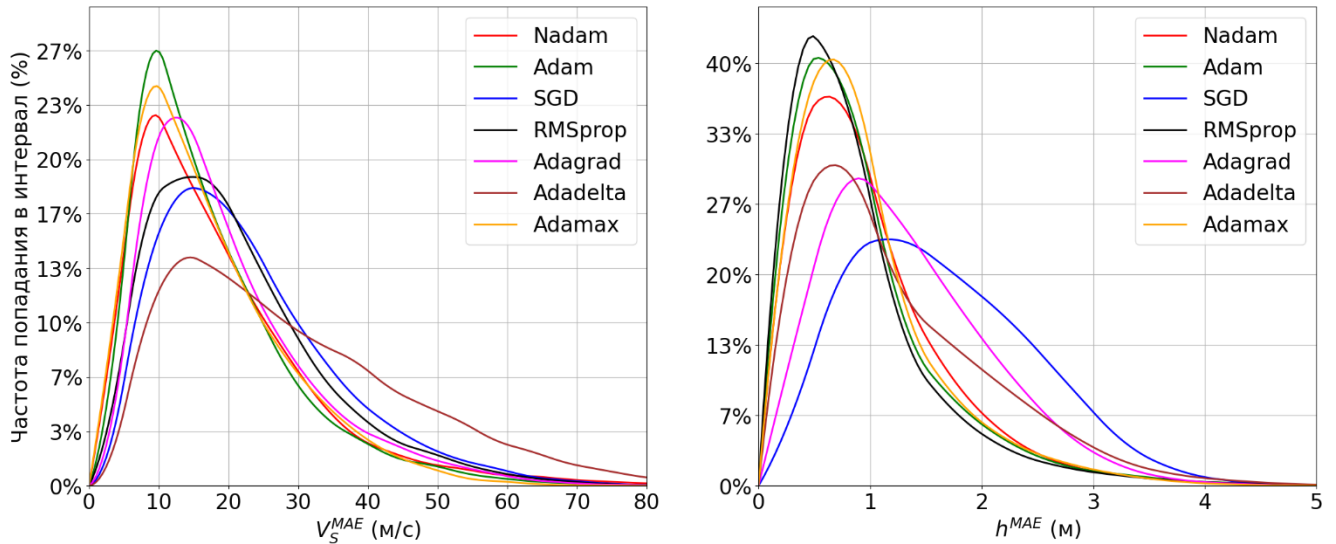


Рисунок 40 – Зависимость относительной частоты попадания в интервал (огибающей гистограммы) распределения ошибки определения: скорости поперечной волны V_S^{MAE} (слева) и мощности h^{MAE} (справа) по результатам использования различных алгоритмов оптимизации (с настроенными по умолчанию параметрами из библиотеки Keras) при подборе весов ИНС.

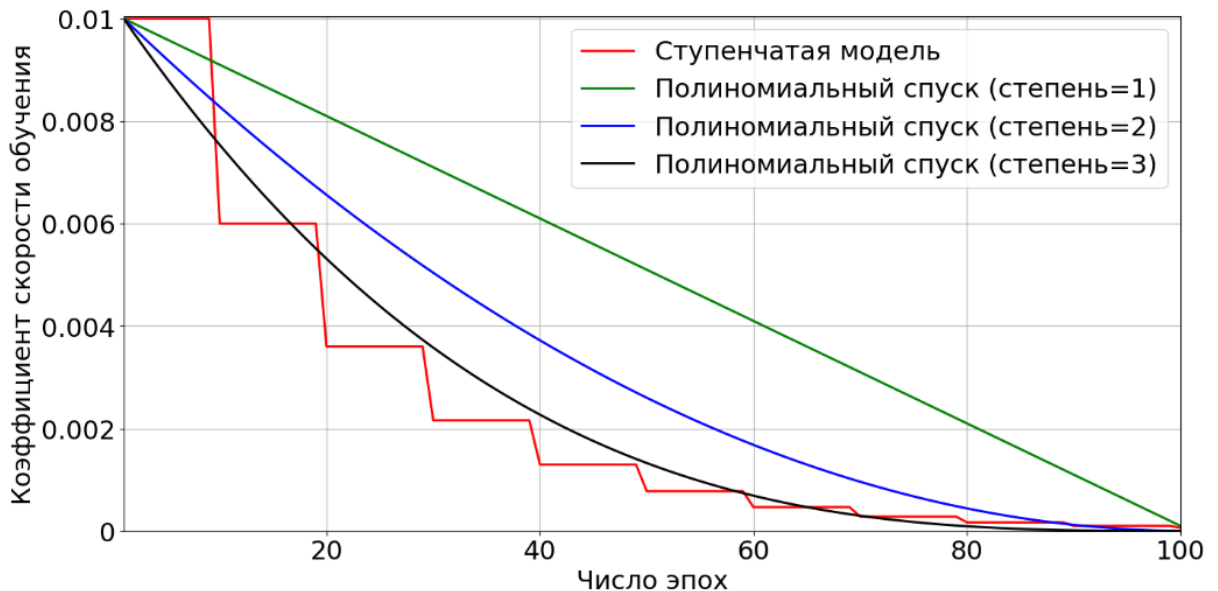


Рисунок 41 – Зависимость коэффициента скорости подбора весов ИНС от числа эпох.

Графики огибающих гистограмм распределений V_S^{MAE} и h^{MAE} , полученные по результатам численных экспериментов подбора и применения весов ИНС при использовании различных алгоритмов оптимизации и линейной зависимости скорости обучения от числа эпох, представлены на Рисунке 42, их статистические характеристики приведены в Таблице 6. На Рисунках 43, слева, и 43, справа, представлены кривые подбора весов ИНС при использовании

различных алгоритмов оптимизации со стандартными настройками их параметров и с использованием линейной зависимости скорости подбора весов от числа эпох, соответственно.

На основании результатов численных исследований выбирается алгоритм Nadam [Dozat, 2016].

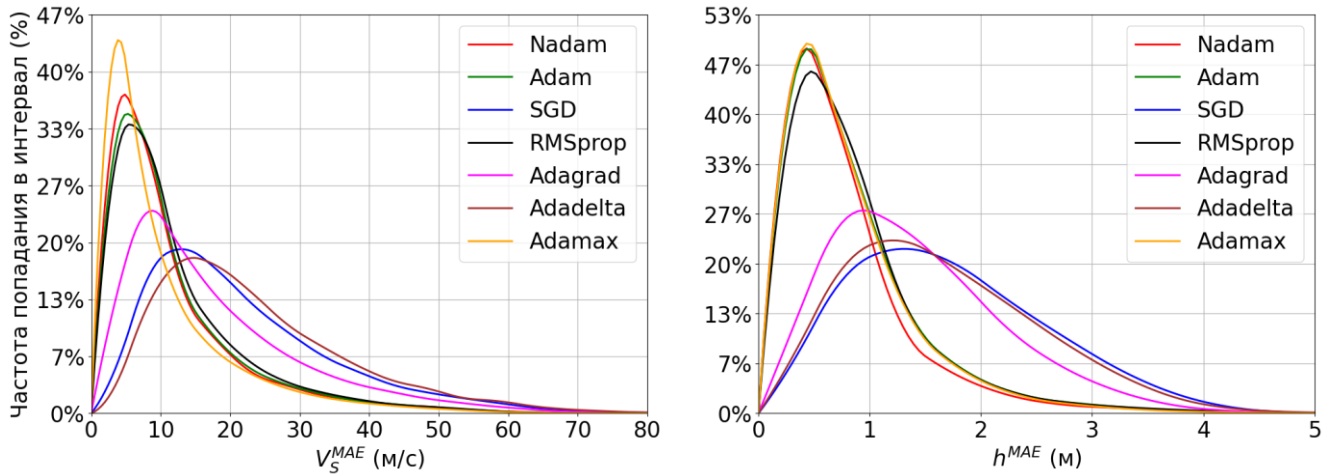


Рисунок 42 – Зависимость относительной частоты попадания в интервал (огibaющей гистограммы) распределения ошибки определения: скорости поперечной волны V_s^{MAE} (слева) и мощности h^{MAE} (справа) по результатам использования различных алгоритмов оптимизации и линейной зависимости скорости подбора весов ИНС от числа эпох.

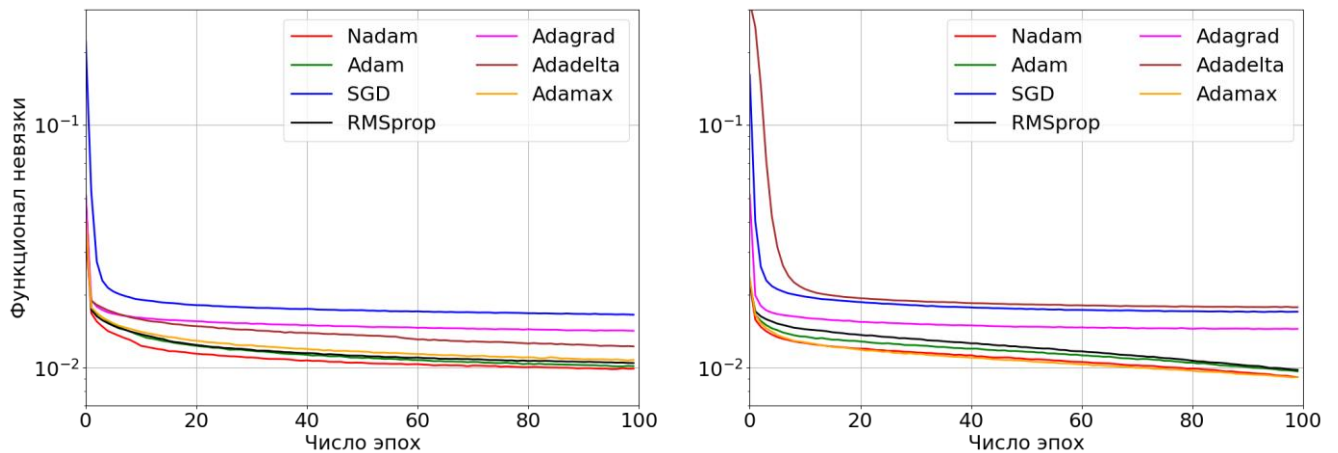


Рисунок 43 – Зависимость функционала невязки от числа эпох при использовании различных алгоритмов оптимизации со стандартными настройками параметров (слева) и при использовании линейной зависимости скорости подбора весов ИНС от числа эпох (справа).

Обобщение подобранной архитектуры ИНС

Описание подобранной архитектуры ИНС с последовательными связями представляется в Таблице 7. Входные и выходные данные масштабируются на этапе предобработки так, что значения исходных данных лежат в диапазоне $[0;1]$ по формуле (17). Функционал невязки – средняя абсолютная ошибка (MAE). Алгоритм оптимизации – Nadam с линейной зависимостью скорости подбора весов ИНС от числа эпох от $1e-2$ до 0 в течение 100 эпох.

Таблица 6 – Основные статистические характеристики распределений ошибок определения скорости поперечной волны V_S^{MAE} и мощности h^{MAE} по результатам использования различных алгоритмов оптимизации при подборе весов ИНС.

Параметр скоростной модели	Алгоритм оптимизации	Математическое ожидание	Стандартное отклонение	Коэффициент асимметрии	Коэффициент эксцесса
V_S^{MAE}	Adamax	8.71	47.26	1.31	4.05
	Nadam	9.79	50.12	1.25	4.01
	RNSprop	10.7	53.73	1.13	3.67
	Adam	10.16	51.34	1.21	3.88
	Adagrad	16.04	102.07	0.85	2.96
	SGD	20.08	117.54	0.67	2.72
	Adadelata	21.76	123.08	0.61	2.64
h^{MAE}	Nadam	0.67	0.17	1.03	3.56
	Adamax	0.7	0.18	0.91	3.19
	Adam	0.72	0.19	0.93	3.25
	RNSprop	0.74	0.2	0.91	3.29
	Adagrad	1.32	0.43	0.39	2.35
	Adadelata	1.56	0.56	0.3	2.24
	SGD	1.62	0.59	0.27	2.22

Таблица 7 – Описание подобранной архитектуры ИНС. M – число отсчётов дисперсионной кривой по частоте, N – число слоёв восстанавливаемой скоростной модели.

Слой ИНС	Операция	Размер
1 – Входной слой	1. Вход 2. Выход	$1 \times [M]$
2 – Скрытый слой	1. Вход 2. Вычисление нейронов 3. Активация (Sigmoid) 4. Пакетная нормализация 5. Выход	$1 \times [M]$
3 – Скрытый слой	1. Вход 2. Вычисление нейронов 3. Активация (Sigmoid) 4. Пакетная нормализация 5. Выход	$1 \times [(M + 2N - 1)/2]$
4 – Скрытый слой	1. Вход 2. Вычисление нейронов 3. Активация (Sigmoid) 4. Пакетная нормализация 5. Выход	$1 \times [2N - 1]$
5 – Выходной слой	1. Вход 2. Активация (Sigmoid) 3. Выход	$1 \times [2N - 1]$

3.5. Определение точности построения одномерных скоростных моделей с применением искусственной нейронной сети

Для определения точности разработанного алгоритма и подобранной архитектуры ИНС выполняется серия численных экспериментов по обращению синтетических дисперсионных кривых фазовых скоростей различных моделей для определения значений векторов $[\mathbf{V}_S; \mathbf{h}]$ и построения распределений ошибок V_S^{MAE} и h^{MAE} . В рамках тестирования рассматриваются скоростные модели, включающие от 2 до 6 слоёв. Дисперсионные кривые фазовых скоростей рассчитываются в диапазоне от 0.5 до 80 Гц с шагом 0.5 Гц. Порядок действий формирования тренировочной и тестовой выборки, инверсии и вычисления распределений ошибок следующий:

1. Выбираются параметры 5-ти синтетических моделей с различным числом слоёв. Выбранные параметры указаны в столбцах 3 и 4 Таблицы 3.

3. Для каждой модели вычисляется синтетическая дисперсионная кривая фазовой скорости, на основе которой оцениваются диапазоны возможных параметров скоростных моделей. Диапазоны указаны в двух последних столбцах Таблицы 3.

5. В пределах построенных диапазонов рассчитываются $2.5 \cdot 10^5$ примеров тренировочных данных $[\mathbf{V}_S^{train}; \mathbf{h}^{train}, \mathbf{V}_R^{train}]$ и $2.5 \cdot 10^5$ примеров тестовых данных $[\mathbf{V}_S^{true}; \mathbf{h}^{true}, \mathbf{V}_R^{true}]$ данных для каждой модели (общее число используемых данных $1.25 \cdot 10^6$ примеров).

6. С использованием тренировочных данных подбираются веса ИНС с подобранной ранее архитектурой. Этот этап выполняется 5 раз независимо для каждой скоростной модели 1-5 (Таблица 3).

8. Сохранённые веса ИНС применяются для обращения тестовых $[\mathbf{V}_R^{true}]$ и определения наборов векторов $[\mathbf{V}_S^{restored}]$ и $[\mathbf{h}^{restored}]$. Этот этап также выполняется 5 раз независимо для каждой скоростной модели 1-5 (Таблица 3).

10. Вычисляются распределения V_S^{MAE} (14) между истинными и восстановленными скоростями S-волны $[\mathbf{V}_S^{true}; \mathbf{V}_S^{restored}]$ и h^{MAE} (15) между истинными и восстановленными мощностями слоёв $[\mathbf{h}^{true}; \mathbf{h}^{restored}]$ для всех моделей 1-5 (Таблица 3).

Выполняется сравнительный анализ разработанного алгоритма и алгоритма Монте-Карло при инверсии рассматриваемых синтетических данных. Рассчитанный набор тренировочных данных $[\mathbf{V}_S^{train}; \mathbf{h}^{train}, \mathbf{V}_R^{train}]$ используется как ядро алгоритма Монте-Карло. Проводится инверсия тех же тестовых данных $[\mathbf{V}_R^{true}]$. Согласно классическому алгоритму Монте-Карло для каждой дисперсионной кривой $\mathbf{V}_R^{true,i}$ из набора векторов $[\mathbf{V}_R^{true}]$ последовательно выполняются следующие действия:

1. Вычисляется вектор среднеквадратичных невязок S между вектором $V_R^{true,i}$ из $[V_R^{true}]$ и каждым вектором из $[V_R^{train}]$.

2. Осуществляется поиск минимума среднеквадратичных невязок: $\min(S) = S^{min}$ и выбирается соответствующая ему кривая $V_R^{train,j}$. Значения $V_R^{train,j}$ имеют лучшее соответствие с $V_R^{true,i}$ в смысле минимума их среднеквадратичной невязки.

3. Выбираются параметры скоростной модели из тренировочного набора данных $[V_S^{train}; h^{train}]$, соответствующие $V_R^{train,j}$. Они являются решением обратной задачи для кривой $V_R^{true,i}$ по методу Монте-Карло и переобозначаются как $V_S^{restored}$ и $h^{restored}$.

4. Пункты 1-3 выполняются для всех тестовых дисперсионных кривых, т.е. для каждого примера из набора векторов $[V_R^{true}]$.

5. Рассчитываются распределения ошибок определения скорости поперечной волны V_S^{MAE} (14) между истинными и восстановленными скоростями S-волны $[V_S^{true}; V_S^{restored}]$, а также распределения ошибок определения мощности h^{MAE} (15) между истинными и восстановленными мощностями слоёв $[h^{true}; h^{restored}]$.

Сравниваются гистограммы распределений V_S^{MAE} и h^{MAE} , полученные по результатам инверсии с использованием разработанного алгоритма с применением ИНС и алгоритма Монте-Карло (Рисунок 44), их статистические характеристики (Таблица Таблица 8).

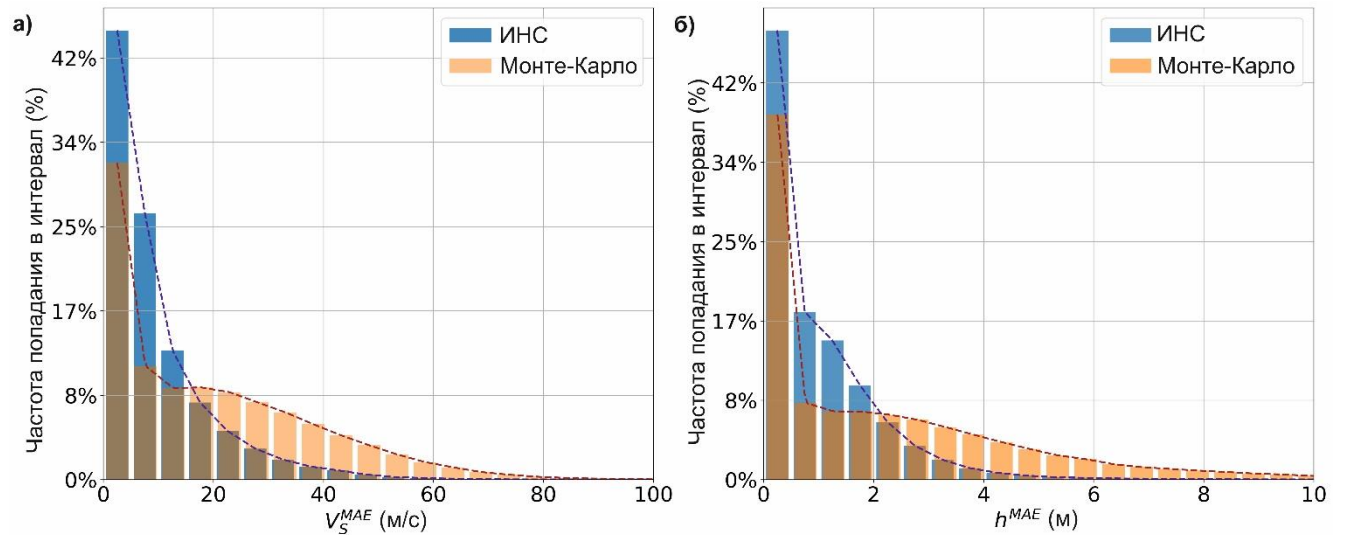


Рисунок 44 – Гистограммы распределения средних абсолютных ошибок определения: скорости поперечной волны V_S^{MAE} (а) и мощности слоёв h^{MAE} (б) с использованием различных алгоритмов обращения дисперсионных кривых фазовых скоростей (алгоритм с использованием ИНС и алгоритм Монте-Карло).

Таблица 8 – Основные статистические характеристики распределений ошибок определения скорости поперечной волны V_S^{MAE} и мощности h^{MAE} для двух различных алгоритмов обращения дисперсионных кривых.

Параметр скоростной модели	Алгоритм	Математическое ожидание	Стандартное отклонение	Коэффициент асимметрии	Коэффициент эксцесса
V_S^{MAE}	ИНС	8.1	44.6	1.3	4.0
	Монте-Карло	17.6	250.5	0.7	2.5
h^{MAE}	ИНС	0.8	0.54	0.9	3.0
	Монте-Карло	1.9	3.8	0.9	2.8

Математическое ожидание распределений MAE для инверсии на основе ИНС $E(V_S^{MAE}) = 8.1$ м/с, $E(h^{MAE}) = 0.8$ м. Теоретическое ограничение вертикального разрешения (минимальной мощности слоя) в методе MASW определяется минимальной зарегистрированной длиной поверхностной волны. На практике минимальная мощность слоя, которую возможно восстановить при обработке инженерных сейсмических полевых данных, зарегистрированных при помощи 5-10-Гц сейсмоприёмников, составляет не менее 1 м. Таким образом, значение $E(h^{MAE})$ близко к вертикальному разрешению метода MASW.

Для того, чтобы получить безразмерное значение точности алгоритма инверсии, используется взвешенная средняя относительная процентная ошибка (WAPE):

$$V_S^{WAPE} = \frac{\sum_{i=1}^N |V_S^{true,i} - V_S^{restored,i}|}{\sum_{i=1}^N V_S^{true,i}}, \quad (18)$$

$$h^{WAPE} = \frac{\sum_{i=1}^{N-1} |h^{true,i} - h^{restored,i}|}{\sum_{i=1}^{N-1} h^{true,i}}, \quad (19)$$

где N – число слоёв скоростной модели, V_S^{true} и h^{true} – истинные значения скоростей S-волны и мощностей слоёв, $V_S^{restored}$ и $h^{restored}$ – восстановленные в ходе инверсии параметры. WAPE является распространённой мерой точности предсказания различных процессов и позволяет количественно обобщить эффективность всего алгоритма инверсии [Baeldung, 2020]. Математическое ожидание распределений WAPE для инверсии на основе ИНС $E(V_S^{WAPE}) = 1.7\%$, $E(h^{WAPE}) = 17.8\%$. Математическое ожидание распределений WAPE для инверсии Монте-Карло $E(V_S^{WAPE}) = 3.4\%$, $E(h^{WAPE}) = 28\%$.

3.6. Сопоставление результатов построения синтетических одномерных скоростных моделей различных геологических сред с использованием разных алгоритмов

Сопоставляется точность построения одномерных скоростных моделей различных геологических сред обращением синтетических дисперсионных кривых при использовании разработанного алгоритма с применением ИНС и с алгоритмов Монте-Карло [Socco and Voiero, 2008] и GWO [Song et al., 2015; Singh and Singh, 2017]. Сопоставление с результатом применения алгоритма Оккама опубликовано в авторской работе 2020 г. [Яблоков и др., 2020]. Для определения помехоустойчивости рассматриваемых алгоритмов в истинные значения дисперсионной кривой фазовой скорости добавляется синтетический шум из равномерного распределения в диапазоне $\pm 5\%$ от значения V_R на каждой частоте.

Диапазоны для ограничения пространства поиска решения определяются по дисперсионной кривой фазовой скорости, рассчитанной по значениям истинной скоростной модели. Для каждого синтетического теста рассчитывается по $2 \cdot 10^5$ примеров тренировочных векторов V_S , h и V_R . Тренировочный набор данных также используется для формирования ядра Монте-Карло, границы построенных диапазонов используются для ограничения пространства решений алгоритмом GWO.

Параметры синтетической одномерной скоростной модели представлены в Таблице 6: модель с положительным градиентом скорости с глубиной обозначается как «модель А», модель с низкоскоростным слоем обозначается как «модель Б» и модель с высокоскоростным слоем обозначается как «модель В». Модель А является типичной для приповерхностных грунтов и представляет собой последовательные осадочные отложения. Модель Б является показательной средой в зоне городского дорожного покрытия. Высокоскоростной слой в «модели В» имитирует структуру среды в зоне многолетнемерзлых грунтов. Диапазоны возможных значений V_S и h приведены в столбцах 5-6 Таблицы А

Рассматривается зависимость результатов инверсии различных алгоритмов от коэффициента слоистости Ξ , который используется при оценке пространства возможных скоростных моделей. Результаты инверсии для модели А при различных значениях коэффициента слоистости Ξ представлены на Рисунке 45. Число слоёв определяемой скоростной модели зависит от значения Ξ . Из результатов анализа Рисунка 45 следует вывод, что рассмотренные алгоритмы (Монте-Карло, ИНС и GWO) имеют схожую чувствительность к используемому количеству слоёв в восстанавливаемой скоростной модели.

Таблица 9.

Модель А

Рассматривается зависимость результатов инверсии различных алгоритмов от коэффициента слоистости Ξ , который используется при оценке пространства возможных скоростных моделей. Результаты инверсии для модели А при различных значениях коэффициента слоистости Ξ представлены на Рисунке 45. Число слоёв определяемой скоростной модели зависит от значения Ξ . Из результатов анализа Рисунка 45 следует вывод, что рассмотренные алгоритмы (Монте-Карло, ИНС и GWO) имеют схожую чувствительность к используемому количеству слоёв в восстанавливаемой скоростной модели.

Таблица 9 – Параметры скоростной модели для расчёта дисперсионной кривой фазовой скорости, формирования тренировочного набора данных и определения точности алгоритмов с применением ИНС, Монте-Карло и GWO.

Модель	Слой	Истинные значения		Границы диапазонов при $\Xi = 2.5$	
		V_S , м/с	h , м	V_S , м/с	h , м
Модель А	1	200	1.5	100 – 345	0.83 – 1.7
	2	300	4	150 – 451	0.83 – 6.2
	3	500	8	278 – 628	0.83 – 15.7
	4	600	∞	364 – 714	∞
Модель Б	1	300	1.5	100 – 357	0.89 – 1.8
	2	200	4	150 – 374	0.89 – 6.7
	3	500	8	246 – 599	0.89 – 16.7
	4	600	∞	353 – 703	∞
Модель В	1	200	1.5	100 – 363	0.85 – 1.7
	2	400	4	150 – 454	0.85 – 6.3
	3	300	8	200 – 509	0.85 – 16.0
	4	600	∞	340 – 690	∞

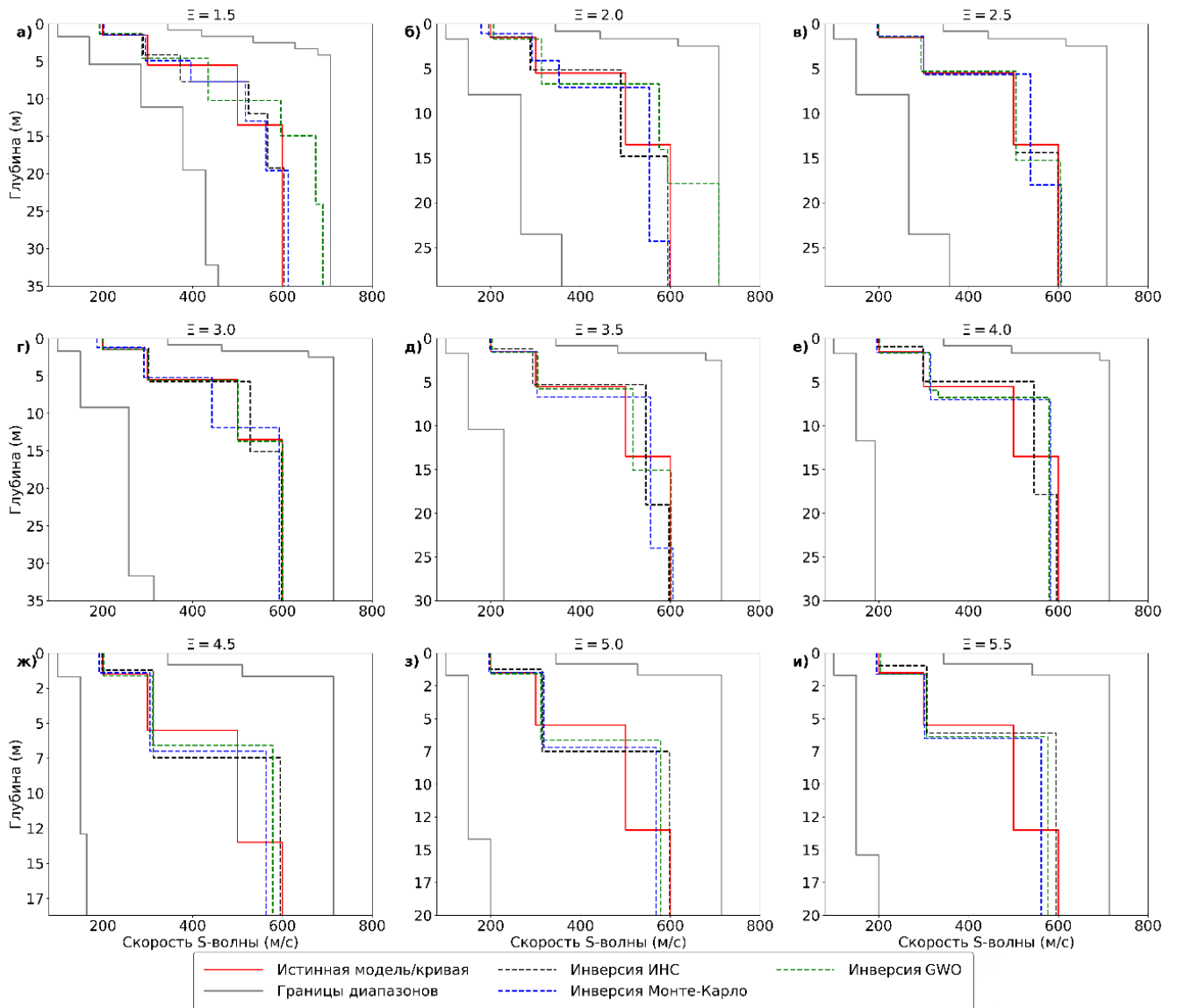


Рисунок 45 – Сравнение результатов инверсии для модели А между алгоритмами ИНС, GWO и Монте-Карло при различных значениях коэффициента слоистости Ξ .

Для определения значения Ξ применяется разработанный способ оптимизации выбора параметризации для модели А (обозначается красной линией на Рисунке 45, значения параметров представлены в Таблице А

Рассматривается зависимость результатов инверсии различных алгоритмов от коэффициента слоистости Ξ , который используется при оценке пространства возможных скоростных моделей. Результаты инверсии для модели А при различных значениях коэффициента слоистости Ξ представлены на Рисунке 45. Число слоёв определяемой скоростной модели зависит от значения Ξ . Из результатов анализа Рисунка 45 следует вывод, что рассмотренные алгоритмы (Монте-Карло, ИНС и GWO) имеют схожую чувствительность к используемому количеству слоёв в восстанавливаемой скоростной модели.

Таблица 9). Для модели А рассчитывается истинная дисперсионная кривая, которая используется в качестве кривой, построенной по максимумам V - f спектра сейсмических данных. По ей значениям определяется значение Ξ и диапазоны возможных значений параметров скоростной модели. На Рисунке 46 представлены 100 результатов независимых численных экспериментов обращения дисперсионной кривой с использованием алгоритма Монте-Карло для различных значений коэффициента слоистости (в соответствии с разработанным способом оптимизации выбора параметризации, описанному в параграфе 3.3). Для каждого эксперимента рассчитывается собственное ядро Монте-Карло (ядро составляют 1000 скоростных моделей и дисперсионных кривых). На Рисунке 47 точками обозначаются значения невязок V_R^{MSE} для различных значений параметра Ξ , синяя линия соединяет медианные значения всех невязок. Кривая медианного среднего V_R^{MSE} имеет минимум при $\Xi = 2.5$.

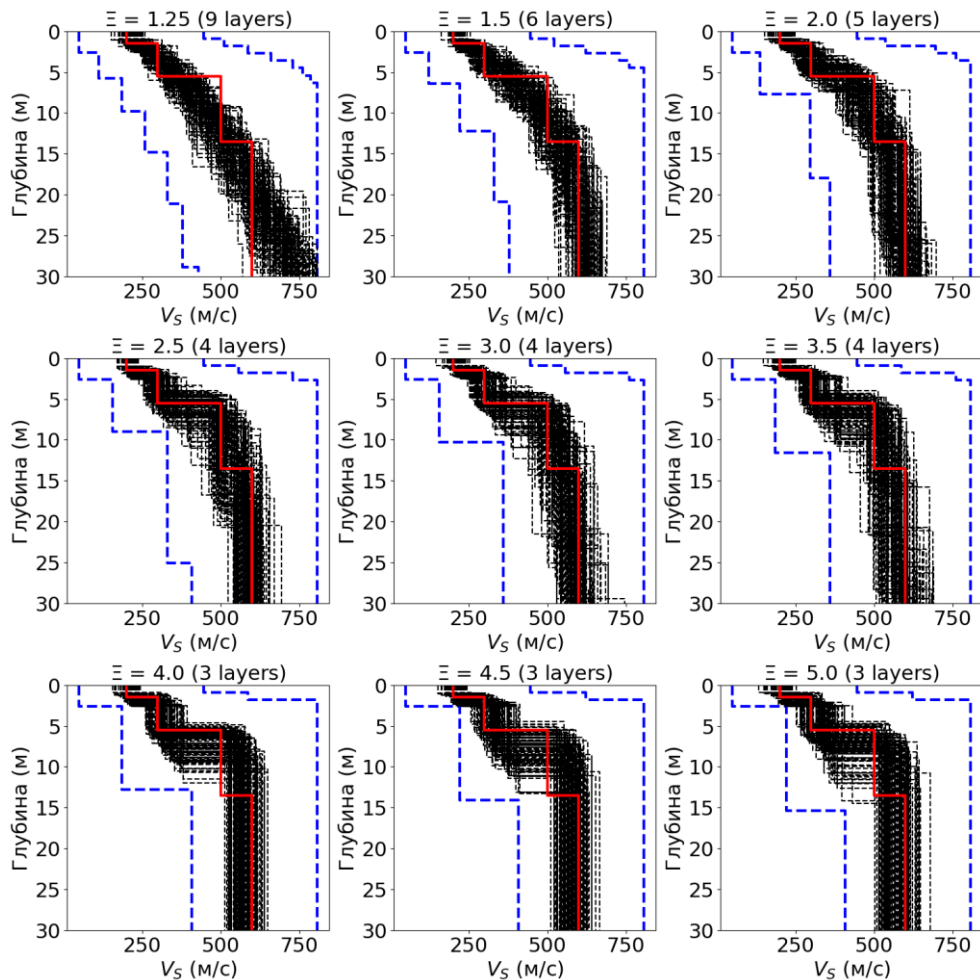


Рисунок 46 – Зависимость восстановленных значений скорости поперечной волны от глубины – результат многократного решения обратной задачи с использованием алгоритма Монте-Карло на редкой сетке скоростных моделей при различных значениях коэффициента слоистости. Красные кривые – истинные скоростные модели, синие кривые – границы диапазонов поиска решения обратной задачи.

В соответствии с принятым критерием значение $\Xi = 2.5$ принимается как оптимальное. Этот случай рассматривается более детально (Рисунки 48а, 48б). В дисперсионную кривую

добавляется случайный шум из равномерного распределения в диапазоне $\pm 5\%$ от значений V_R на каждой частоте. Результат обращения зашумлённой дисперсионной кривой фазовой скорости представлен на Рисунках 48в, 48г.

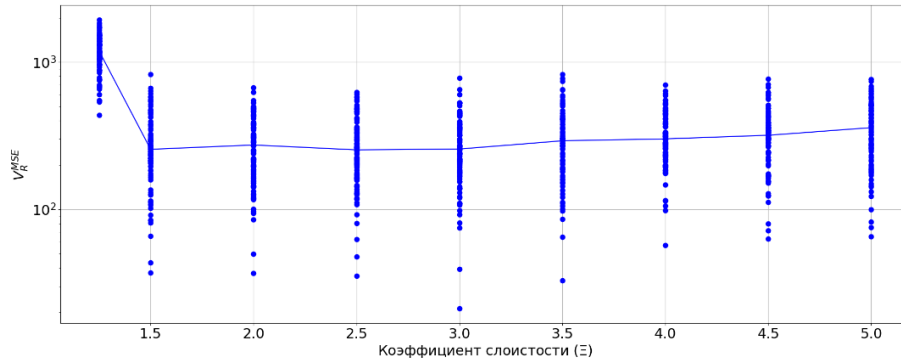


Рисунок 47 – Зависимость среднеквадратичной невязки между референтной и расчётной дисперсионными кривыми фазовых скоростей V_R^{MSE} от значений коэффициента слоистости ϵ по результатам применения разработанного способа оптимизации подбора параметризации восстанавливаемой скоростной модели.

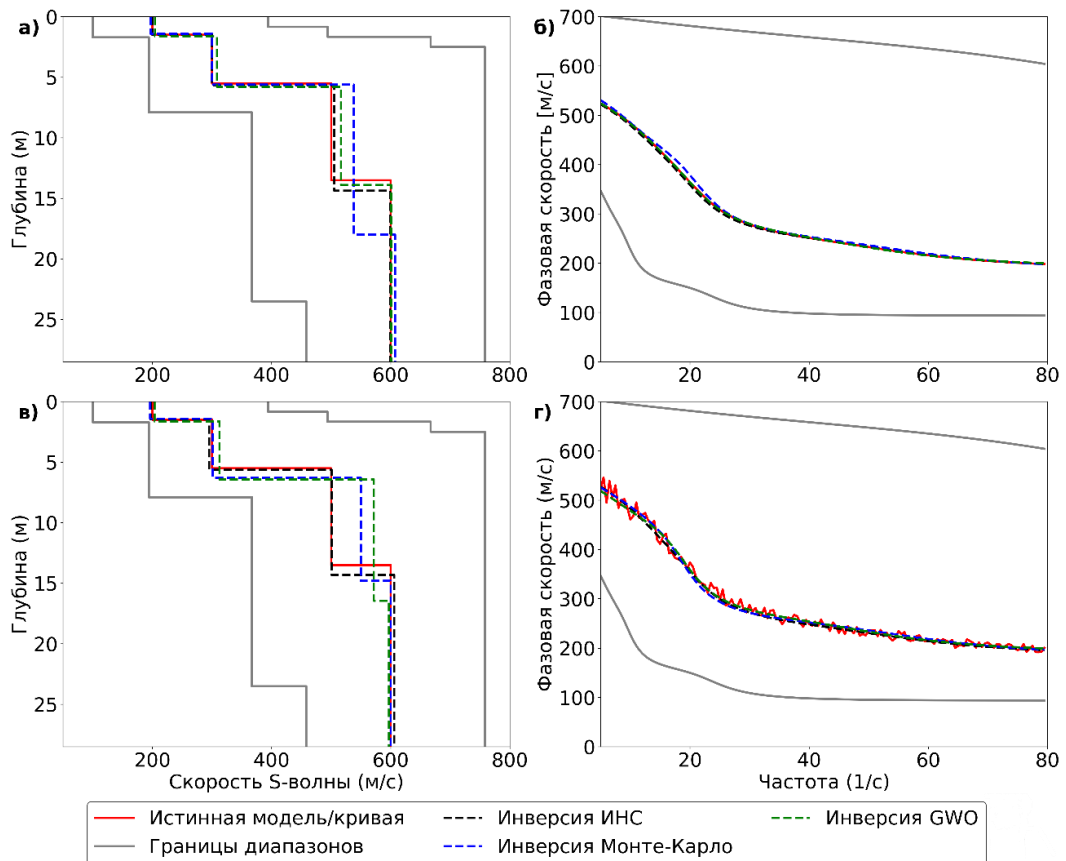


Рисунок 48 – Результаты решения обратной задачи по синтетическим данным модели А: зависимость восстановленной скорости поперечной волны от глубины обращением дисперсионной кривой фазовой скорости без шума (а) и с шумом (в), зависимость истинной и расчётных дисперсионных кривых фазовой скорости от частоты без шума (б) и с шумом (г).

Средние абсолютные ошибки (MAE) между восстановленными и истинными значениями параметров скоростных моделей (V_S^{MAE} и h^{MAE}) и дисперсионными кривыми (V_R^{MAE}) для модели А представлены в Таблице 10. Отмечается, что результат инверсии GWO даёт лучшее согласие

между дисперсионными кривыми (V_R), но для инверсии с помощью ИНС невязка между V_S меньше, чем для инверсии GWO. Для представленных результатов обработки зашумлённых данных алгоритм с применением ИНС является наиболее надёжным подходом, т. к. обеспечивает наилучшее совпадение с истинными параметрами модели.

Таблица 10 – Средние абсолютные ошибки восстановления скорости поперечной волны V_S^{MAE} , мощности h^{MAE} и фазовой скорости V_R^{MAE} обращением дисперсионной кривой фазовой скорости модели А с использованием различных алгоритмов: с применением ИНС, Монте-Карло и GWO.

Дисперсионная кривая без шума			
Алгоритм	V_S^{MAE} (м/с)	h^{MAE} (м)	V_R^{MAE} (м/с)
ИНС	2	0.5	2
Монте-Карло	12	2.3	3.5
GWO	8	0.3	0.8
Дисперсионная кривая с шумом			
ИНС	4	0.45	7.5
Монте-Карло	14	0.9	7.8
GWO	23	1.73	7.37

На результат определения параметров скоростной модели влияет случайность выбора тренировочных данных. Неопределённость, связанная со случайным выбором параметров, также является неотъемлемой частью алгоритмов, основанных на методах глобальной оптимизации. В частности, на результаты работы алгоритма Монте-Карло влияет случайный выбор скоростных моделей его ядра. Алгоритм GWO также является стохастическим, поскольку результат его работы зависит от начальных позиций поисковых агентов, распределённых случайным образом. Далее рассматривается сравнение этих неопределённостей. Рассматриваемые неопределённости – не единственные и точная оценка неопределённости представляет собой сложную актуальную задачу, решение которой выходит за рамки исследования.

Для оценки стабильности работы алгоритмов при случайном выборе их внутренних параметров выполняется серия экспериментов по обращению синтетических дисперсионных кривых моделей А, Б и В для трёх алгоритмов инверсии: с использованием ИНС, Монте-Карло и GWO. Результаты получены независимо друг от друга, что означает использование нового тренировочного набора данных для алгоритма с применением ИНС, нового ядра для алгоритма Монте-Карло. В единичном эксперименте обращения дисперсионной кривой с использованием алгоритма GWO инверсия повторяется 20 раз и выбирается результат, обеспечивающего минимальную невязку между дисперсионными кривыми. Так, выполняется 100 независимых экспериментов по обращению дисперсионных кривых с использованием различных алгоритмов. Результаты экспериментов по определению области неоднозначности решения для модели А представлены на Рисунке 49. Пространство неоднозначности решения при использовании

алгоритма применением ИНС значительно меньше, чем у остальных рассмотренных алгоритмов глобального поиска.

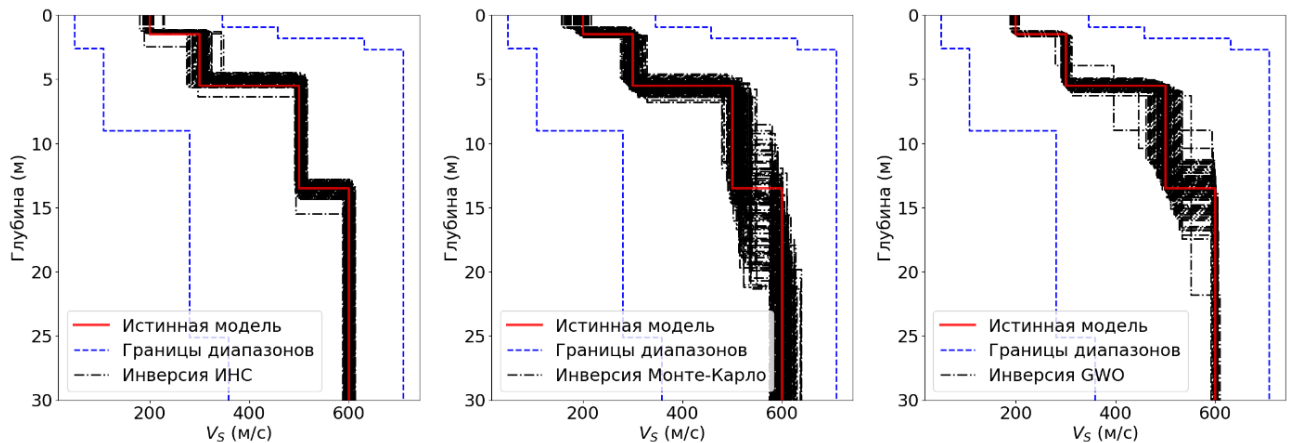


Рисунок 49 – Зависимость скорости поперечной волны от глубины по результатам 100 независимых обращений синтетической дисперсионной кривой фазовой скорости для модели А с использованием различных алгоритмов: с применением ИНС (слева), Монте-Карло (в центре) и GWO (справа).

Модель Б

Результаты обращения синтетических данных для скоростной модели с низкоскоростным слоем представлены на Рисунке 50а. Средние абсолютные ошибки (MAE) между восстановленными и истинными значениями параметров скоростных моделей (V_S^{MAE} и h^{MAE}) и дисперсионными кривыми (V_R^{MAE}) для модели Б представлены в Таблице 11.

Инверсия на основе ИНС предоставляет решение, лучше согласованное с истинными параметрами скоростной модели, чем методы глобального поиска. Однако инверсия на основе ИНС также предоставляет бóльшие невязки между дисперсионными кривыми в отличие от остальных рассмотренных алгоритмов (Рисунок 50б). Результат обращения зашумлённых дисперсионных кривых представлен на Рисунках 50в и 50г. В случае обращения зашумлённых данных инверсия на основе ИНС также обеспечивает лучшее совпадение истинных и восстановленных параметров скоростной модели и бóльшее значение невязки между дисперсионными кривыми.

Численные эксперименты определения области неоднозначности инверсии для модели Б выполняются по аналогии с предыдущими. Результаты представлены на Рисунке 51. Из результатов следует, что пространство неоднозначности решения при использовании алгоритма с применением ИНС также значительно меньше, чем при использовании остальных рассмотренных алгоритмов для данной скоростной модели.

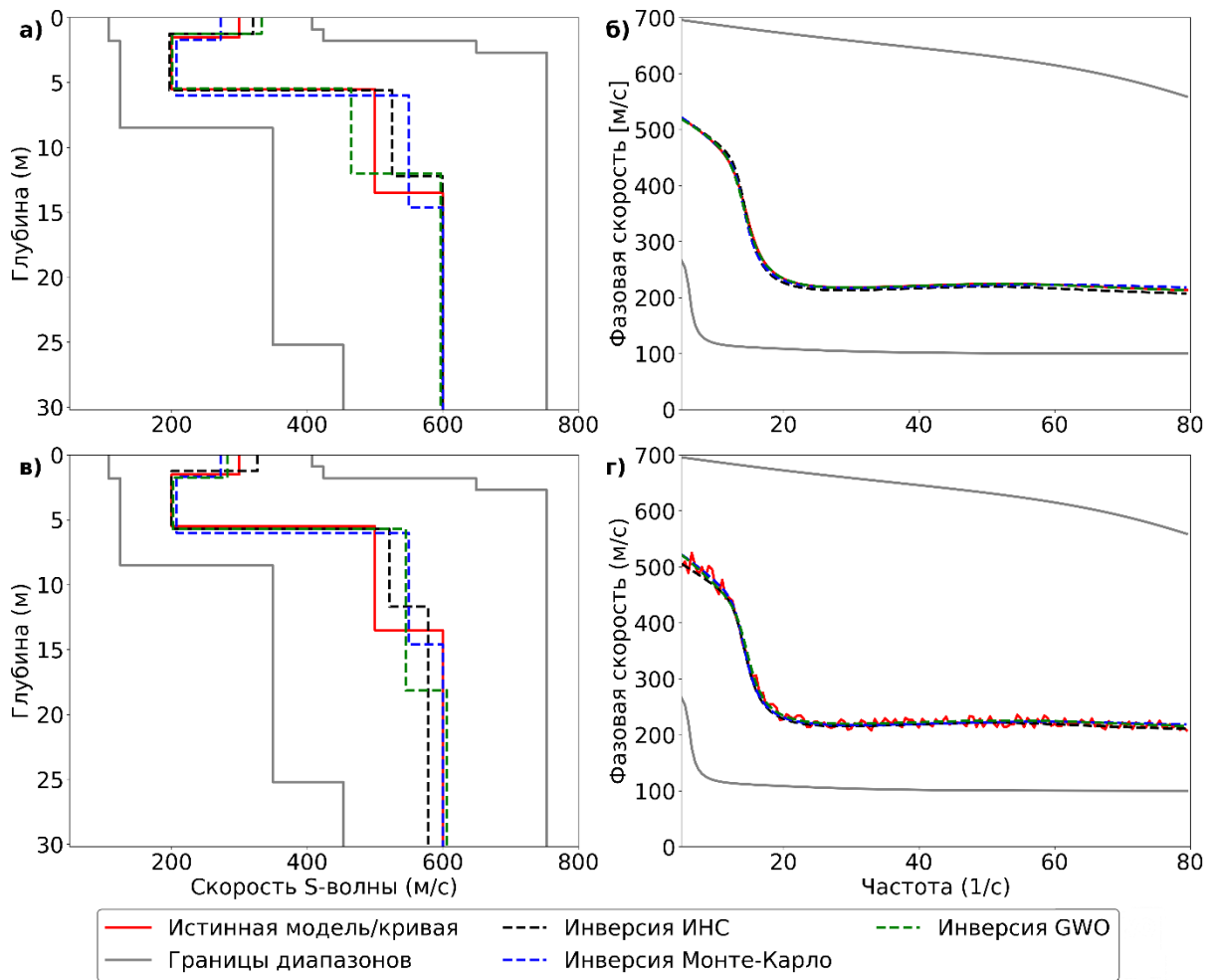


Рисунок 50 – Результаты решения обратной задачи по синтетическим данным модели Б: зависимость восстановленной скорости поперечной волны от глубины обращением дисперсионной кривой фазовой скорости без шума (а) и с шумом (в), зависимость истинной и расчётных дисперсионных кривых фазовой скорости от частоты без шума (б) и с шумом (г).

Таблица 11 – Средние абсолютные ошибки восстановления скорости поперечной волны V_S^{MAE} , мощности h^{MAE} и фазовой скорости V_R^{MAE} обращением дисперсионной кривой фазовой скорости модели Б с использованием различных алгоритмов: с применением ИНС, Монте-Карло и GWO.

Дисперсионная кривая без шума			
Алгоритм	V_S^{MAE} (м/с)	h^{MAE} (м)	V_R^{MAE} (м/с)
ИНС	7	0.6	10
Монте-Карло	23	0.9	3
GWO	18	0.8	0.54
Дисперсионная кривая с шумом			
ИНС	4	0.6	11
Монте-Карло	42	3	7
GWO	18	2.4	7

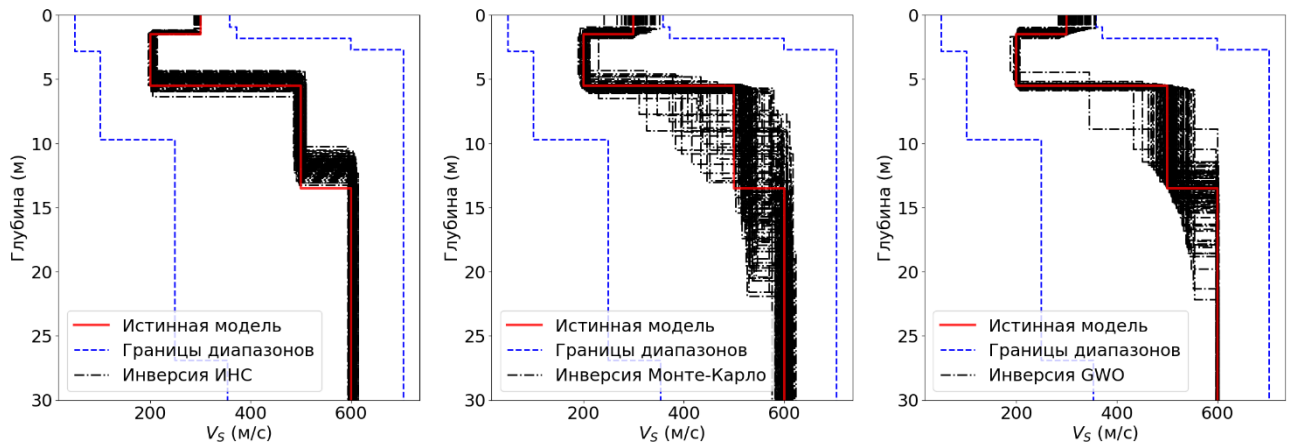


Рисунок 51 – Зависимость скорости поперечной волны от глубины по результатам 100 независимых обращений синтетической дисперсионной кривой фазовой скорости для модели В с использованием различных алгоритмов: с применением ИНС (слева), Монте-Карло (в центре) и GWO (справа).

Модель В

Результаты обращения синтетических данных для скоростной модели с высокоскоростным слоем представлены на Рисунке 52а, 52б. Средние абсолютные ошибки (MAE) между восстановленными и истинными значениями параметров скоростных моделей (V_S^{MAE} и h^{MAE}) и дисперсионными кривыми (V_R^{MAE}) для модели В представлены в Таблице 12.

Как и в предыдущем случае, алгоритм с применением ИНС обеспечивает лучшее согласие восстановленных параметров модели с истинными, чем алгоритмы, основанные на методах глобального поиска, однако приводит к относительно большим невязкам между дисперсионными кривыми. При обращении зашумлённых дисперсионных кривых алгоритм с использованием ИНС также показывает надёжные результаты (Рисунок 52в, г), но приводит к большим значениям невязки между дисперсионными кривыми, чем алгоритмы Монте-Карло и GWO.

Определение области неоднозначности решения для модели В выполнялось по аналогии с моделями А и Б. Результаты представлены на Рисунке 53. В данном случае также, как и в предыдущих, область неоднозначности инверсии на основе ИНС значительно меньше, чем при использовании других алгоритмов инверсии данных метода MASW.

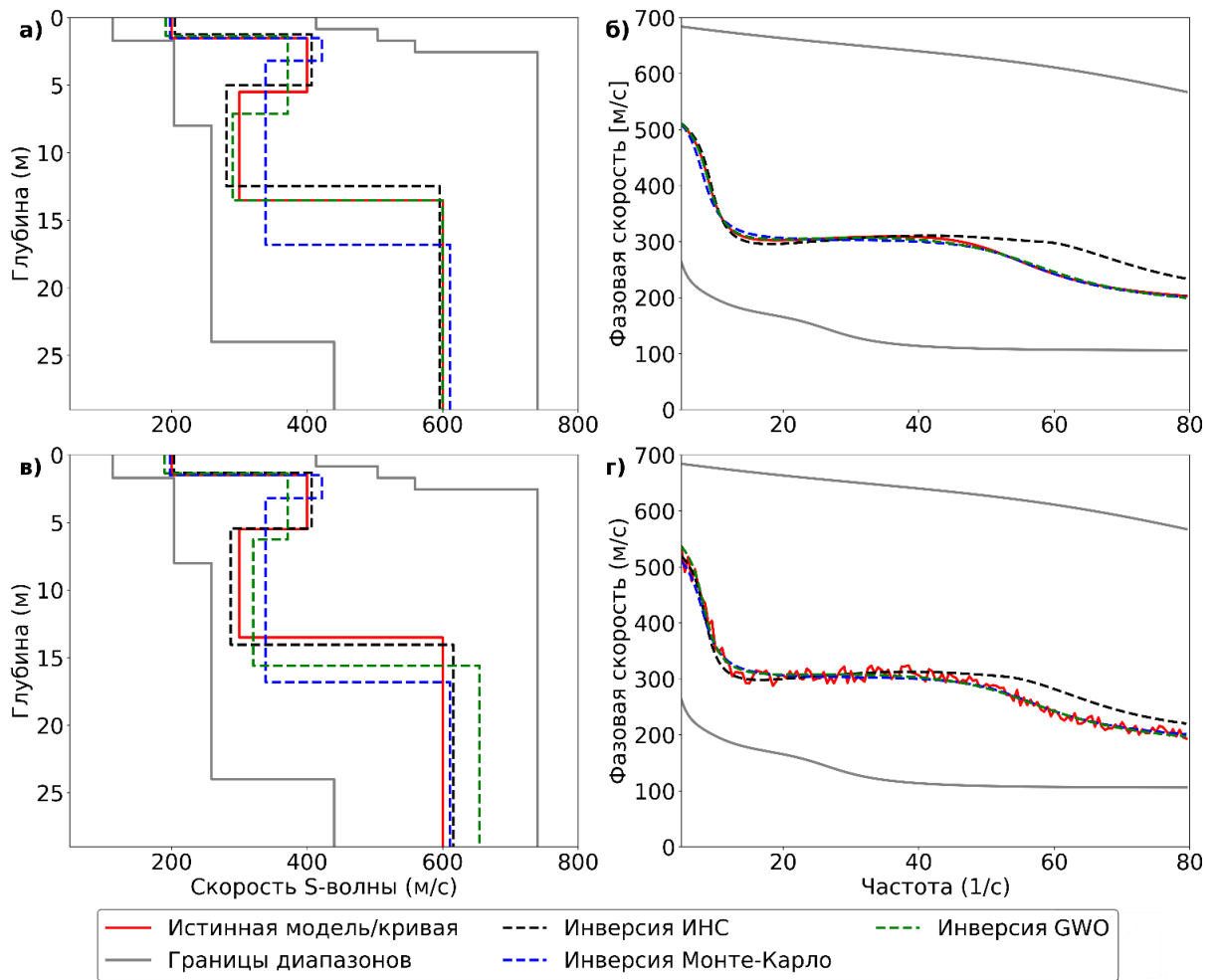


Рисунок 52 – Результаты решения обратной задачи по синтетическим данным модели В: зависимость восстановленной скорости поперечной волны от глубины обращением дисперсионной кривой фазовой скорости без шума (а) и с шумом (в), зависимость истинной и расчётных дисперсионных кривых фазовой скорости от частоты без шума (б) и с шумом (г).

Таблица 12 – Средние абсолютные ошибки восстановления скорости поперечной волны V_S^{MAE} , мощности h^{MAE} и фазовой скорости V_R^{MAE} обращением дисперсионной кривой фазовой скорости модели В с использованием различных алгоритмов: с применением ИНС, Монте-Карло и GWO.

Дисперсионная кривая без шума			
Алгоритм	V_S^{MAE} (м/с)	h^{MAE} (м)	V_R^{MAE} (м/с)
ИНС	9	0.7	20
Монте-Карло	18	2.2	4
GWO	12	0.5	2
Дисперсионная кривая с шумом			
ИНС	10	0.3	19
Монте-Карло	18	2.2	8
GWO	28	1.3	8

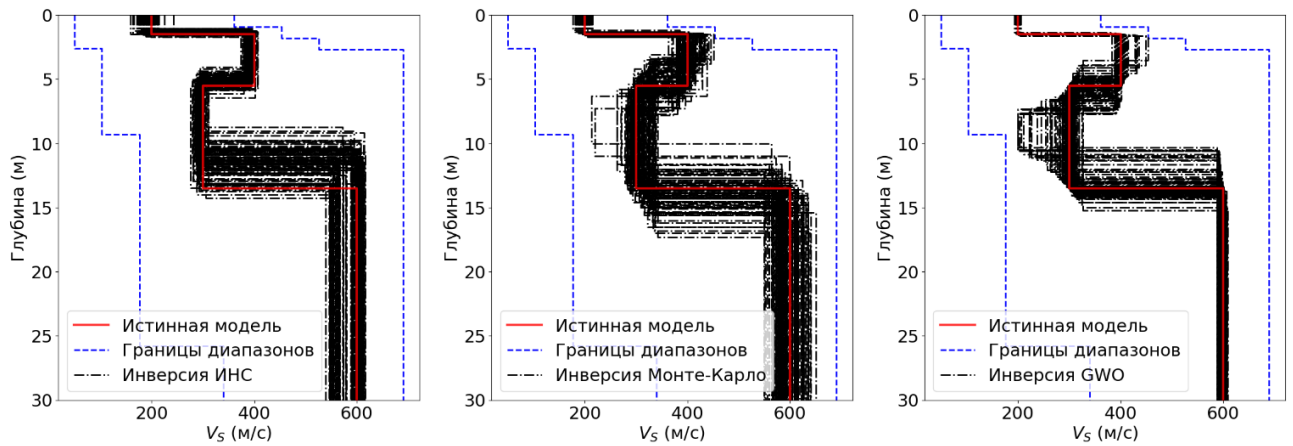


Рисунок 53 – Зависимость скорости поперечной волны от глубины по результатам 100 независимых обращений синтетической дисперсионной кривой фазовой скорости для модели В с использованием различных алгоритмов: с применением ИНС (слева), Монте-Карло (в центре) и GWO (справа).

3.7. Сопоставление времени обращения дисперсионных кривых с использованием различных алгоритмов

Сравнивается время вычисления различных алгоритмов обращения дисперсионных кривых фазовых скоростей поверхностных волн при различном количестве дисперсионных кривых: 1, 100 (типичный объем данных инженерной сейсморазведки), 50 000 (типичный объем данных 2D сейсмической разведки на месторождениях, см. параграф 4.5) и 1 000 000 (объем данных 4D мониторинга; аналогичный объем данных используется в параграфе 3.5).

Предполагается, что все дисперсионные кривые построены по сейсмическим данным одной площади исследования и геологическая среда изменяется плавно, что даёт схожие дисперсионные кривые и позволяет использовать разработанный способ оценки диапазонов возможных параметров скоростной модели для формирования репрезентативного набора тренировочных данных, единожды подбирать веса ИНС и использовать их для обращения дисперсионных кривых всей площади исследования. В масштабе сейсморазведочных работ (площадь исследования около 1000 км²) или при резком изменении геологической среды набор зарегистрированных данных можно классифицировать на несколько типичных классов таким образом, чтобы все построенные дисперсионные кривые лежали внутри области, ограниченной границами возможных значений фазовой скорости, полученной по референтной дисперсионной кривой. Тогда для каждого такого набора данных возможно подготовить набор тренировочных данных и подбирать веса ИНС только один раз.

Оценка времени вычисления работы алгоритмов осуществляется при обращении истинных дисперсионных кривых для четырёхслойных скоростных моделей, равномерно распределённых в заданных диапазонах (используются ранее полученные диапазоны для модели А из предыдущего параграфа). Набор тренировочных данных сформирован 50000 примерами

скоростных моделей (также полученных в заданных диапазонах) и дисперсионных кривых. Частоты заданы в диапазоне от 5 Гц до 80 Гц с шагом 1 Гц. Этот набор данных используется для подбора весов ИНС и как ядро Монте-Карло. Границы диапазонов используются для ограничения пространства решений в алгоритме GWO.

Результаты численных экспериментов по определению времени вычислений для алгоритмов GWO, Монте-Карло и с применением ИНС представлены в Таблице 13. Общее время вычисления с использованием ИНС является суммой трёх слагаемых: «расчёт» – время, затраченное на вычисление дисперсионных кривых для формирования тренировочного набора данных, «обучение» – время, затраченное на подбор весов ИНС и «применение» – время, затраченное на использование подобранных весов ИНС для обращения фазовых скоростей. От числа построенных дисперсионных кривых зависит только время «применения». Это время пренебрежимо мало по сравнению с этапами «расчёта» и «обучения». Поэтому общее время вычисления инверсии на основе ИНС почти не изменяется для разного количества построенных дисперсионных кривых.

Время вычисления с использованием алгоритма Монте-Карло является суммой этапа «расчёт» и времени, необходимого для поиска минимума невязки между построенной кривой и каждой кривой из ядра (тренировочный набор данных). Алгоритм GWO включает повторение обращения дисперсионной кривой 20 раз и выбор результата, обеспечивающего минимальную невязку между дисперсионными кривыми в процессе одного эксперимента.

Таблица 13 – Сопоставление времени обращения различного количества дисперсионных кривых фазовых скоростей с использованием различных алгоритмов (в секундах).

Количество дисперсионных кривых	Инверсия GWO	Инверсия Монте-Карло	Инверсия на основе ИНС			
			Общее время	Расчёт	Обучение	Применение
1	117.64	77.47	100.77	77.46	23.21	0.09
100	10 560.09	82.16	100.79	77.46	23.21	0.12
50 000	5 273 976.81	238.46	101.30	77.46	23.21	0.63
1 000 000	105 479 305.09	3 177.90	112.15	77.46	23.21	11.48

Для используемого набора данных из 50000 кривых поиск минимума в инверсии Монте-Карло для одной кривой занимает около 0.0071 с, для 100 кривых около 4.7 с. Для небольшого количества данных (1-100 кривых) поиск минимума занимает незначительную часть в общем времени вычисления инверсии Монте-Карло, тогда как для большого числа кривых на поиск минимума затрачивается большая часть от общего времени вычисления: 161 с для 50 000 кривых и 3 100.44 с для 1 000 000 кривых.

Время вычисления инверсии GWO для одной дисперсионной кривой эквивалентно времени вычисления алгоритмом с применением ИНС для одной кривой. Но время GWO

линейно растёт с увеличением числа дисперсионных кривых (значения времени вычисления для 50 000 и 1 000 000 дисперсионных кривых являются результатом линейной экстраполяции) и для 1 000 000 кривых оно в 940 519 раз больше, чем время вычисления алгоритмом с применением ИНС.

Таким образом, для небольшого количества данных (1-100 кривых) наиболее вычислительно эффективной является алгоритм Монте-Карло. Инверсия ИНС занимает при этом незначительно большее время (100.79 с против 82.16 с при обращении 100 дисперсионных кривых). Для обращения 100 дисперсионных кривых методом GWO потребуется значительное время – 10 560.09 с (около 2.9 часа), что в 105 раз менее эффективно, чем при инверсии на основе ИНС.

При обращении большого объёма (50000 кривых и более), например, при обработке 2D сейморазведочных работ на месторождениях углеводородов, инверсия GWO не может быть применима, в виду своей вычислительной неэффективности. При этом инверсия на основе ИНС является наиболее вычислительно эффективной: в 2.4 и 28.4 раза эффективнее, чем инверсия Монте-Карло при обращении 50 000 и 1 000 000 кривых, соответственно.

Полученные результаты

1. По результатам численных исследований разработан алгоритм определения скорости поперечной волны и мощности слоёв одномерной скоростной модели верхней части геологического разреза с использованием подобранной архитектуры искусственной нейронной сети (ИНС), описывающий точный порядок действий исполнителя:

- построение референтной дисперсионной кривой зависимости фазовой скорости поверхностной волны от частоты осреднением значений фазовой скорости по каждой частоте дисперсионных кривых, построенных по имеющимся сейсмическим данным для исследуемой площади;

- определение диапазонов возможных значений скорости поперечной волны и мощности слоёв по построенной референтной дисперсионной кривой зависимости фазовой скорости поверхностной волны от частоты с использованием разработанного способа оптимизации выбора параметризации скоростной модели, т.е. числа слоёв, диапазонов возможных значений скорости поперечной волны и мощности слоёв.

- построение тренировочного набора данных: выбор параметров скоростных моделей (скорости поперечной волны и мощности слоёв) в пределах оценённых диапазонов в соответствии с равномерным распределением и численный расчёт дисперсионных кривых зависимостей фазовых скоростей поверхностных волн от частоты с использованием выбранных параметров скоростных моделей и адаптированной (распараллеленной на ядрах центрального процессора) реализации алгоритма на основе метода матричных пропагаторов;

– подбор весов ИНС с использованием построенного тренировочного набора данных, подобранной архитектуры и алгоритма оптимизации Nadam;

– определение скорости поперечной волны и мощности слоёв применением подобранных весов ИНС к дисперсионным кривым зависимостей фазовых скоростей поверхностной волны от частоты, построенных по имеющимся сейсмическим данным для исследуемой площади.

Использование ИНС при разработке алгоритма определения скорости поперечной волны и мощности слоёв одномерной скоростной модели верхней части геологического разреза обращением дисперсионных кривых фазовых скоростей поверхностных волн позволяет значительно ускорить и повысить точность решения обратной задачи. Использование подобранных весов ИНС для инверсии данных метода MASW не требует значительных вычислительных ресурсов и дополнительной настройки её параметров, в отличие от алгоритмов глобальной оптимизации.

По результатам численных исследований разработан способ настройки архитектуры и гиперпараметров полносвязной многослойной ИНС для аппроксимации нелинейной зависимости фазовой скорости поверхностной волны от скорости поперечной волны и мощности слоёв с использованием статистического анализа распределений ошибок определения параметров скоростной модели.

Важный результат – разработка способа оптимизации выбора параметризации скоростной модели, т.е. числа слоёв, диапазонов возможных значений скорости поперечной волны и мощности слоёв, по построенной дисперсионной кривой зависимости фазовой скорости поверхностной волны от частоты для ограничения пространства определяемых параметров. Применение разработанного способа позволяет избежать известных трудностей, связанных с необходимостью задания диапазонов возможных значений определяемых параметров для ограничения пространства решений при использовании алгоритмов глобальной оптимизации. Разработанный способ ограничения диапазонов возможных значений определяемых параметров позволяет определять число слоёв искомой скоростной модели и формировать репрезентативный набор тренировочных данных для подбора весов ИНС по значениям построенной референтной дисперсионной кривой фазовой скорости. Из результатов апробации алгоритма при обработке синтетических и реальных данных следует, что оценка диапазонов возможных моделей позволяет рассматривать широкие диапазоны изменения значений фазовых скоростей поверхностной волны, поэтому обученная на одной извлечённой дисперсионной кривой ИНС может применяться для обращения близких по значению фазовых скоростей (с отличием не более 50%), например, полученных в рамках площадной сейсмической разведки.

Ограничением разработанного алгоритма определения скоростного строения верхней части геологической среды является общее для метода MASW предположение о горизонтально-

слоистом строении среды в пределах используемой длины линии наблюдения. Кроме того, скорость вычисления обращения малого количества дисперсионных кривых (от 1 до 100 кривых) с использованием разработанного программно-алгоритмического средства ниже, чем при использовании алгоритма Монте-Карло. Не устранена общая для геофизических методов проблема не единственности решения обратной задачи – возможен ошибочный подбор параметризации скоростной модели, так как выбранным критерием оптимальности служит минимальная невязка между дисперсионными кривыми: рассчитанной и построенной при обработке зарегистрированных данных.

2. Разработанный алгоритм реализован в виде научно-исследовательской версии программного обеспечения на языке программирования Python. Для реализации использовались следующие библиотеки Python с открытой лицензией: json, matplotlib, numpy, pickle, scipy, sklearn и tensorflow (keras); адаптированный программный код расчёта фазовых скоростей поверхностных волн в горизонтально-слоистых упругих геологических средах, входящий в пакет программ для обработки сейсмологических данных «Computer Program Seismology» и написанный на языке программирования Fortran. Адаптация программного кода выполнялась распараллеливанием вычислений на ядрах центрального процессора с использованием библиотеки OpenMPI языка программирования Fortran с открытой лицензией, реализацией обёртки для языка программирования Python.

Программная реализация протестирована при обращении 1250000 синтетических дисперсионных кривых фазовых скоростей, рассчитанных для скоростных моделей с различным числом слоёв (от двух до шести), а также для четырёхслойной синтетической скоростной модели в трёх различных случаях: с положительным градиентом скорости по глубине, при наличии низкоскоростного слоя и при наличии высокоскоростного слоя.

Из результатов тестирования программной реализации на синтетических данных следует, что вычислительная сложность применения подобранных весов ИНС растёт незначительно с увеличением числа построенных дисперсионных кривых, в отличие от алгоритмов глобальной оптимизации. В частности, инверсия данных MASW с использованием ИНС в 28 раз быстрее при обращении 1 000 000 дисперсионных кривых фазовых скоростей, в 2 и 1.6 раз точнее при определении мощностей и скоростей поперечной волны соответственно, чем алгоритм Монте-Карло. Результаты многократного повторения инверсии синтетических данных для различных одномерных скоростных моделей геологических сред (скоростные модели в случае градиентного увеличения скорости, с низкоскоростным слоем, с высокоскоростным слоем) показывают, что, пространство неоднозначности решения при использовании алгоритма на основе ИНС значительно меньше, чем при использовании рассмотренных алгоритмов глобальной оптимизации (алгоритмы Монте-Карло и GWO). Из результатов обращения зашумлённых

дисперсионных кривых фазовых скоростей с использованием различных алгоритмов следует, что использование разработанного алгоритма с применением ИНС позволяет получать более устойчивое решение при наличии случайного Гауссовского шума в данных, чем при использовании алгоритмов Монте-Карло и GWO.

Глава 4. АПРОБАЦИЯ РАЗРАБОТАННЫХ ПРОГРАММНО-АЛГОРИТМИЧЕСКИХ СРЕДСТВ

Апробация разработанных программно-алгоритмических средств выполняется для их верификации, определения ограничений применимости и решения прикладных задач. Обработка синтетических и полевых сейсмических данных выполняется с использованием разработанных программно-алгоритмических средств по методу MASW [Курленя и др., 2016; Serdyukov et al., 2017].

Для корректной верификации реализованных алгоритмов выполняется построение одномерной скоростной модели по данным синтетической сейсмограммы в рамках слепого тестирования и двумерных скоростных моделей со сложной формой границы по синтетическим данным профилирования с использованием фланговой системы наблюдения. При построении одномерной скоростной модели по синтетическим данным в рамках слепого тестирования определяется точность разработанных алгоритмов и их программной реализации. При построении двумерных скоростных моделей по синтетическим данным определяются ограничения и рамки применимости разработанных алгоритмов. Как известно, на горизонтальное разрешение метода MASW оказывают основное влияние два параметра системы наблюдений: длина линии (базы) наблюдения и интервал наблюдений (шаг между ПВ). Длина базы наблюдения определяет нижний теоретический предел латерального размера неоднородности, которая может быть восстановлена без искажений. Скоростные аномалии с латеральным размером меньше длины базы наблюдения размываются вдоль пространственной координаты. Однако на практике этот предел больше, т.к. на латеральную разрешённость также влияет точность определения 1D скоростных моделей. Уменьшение интервала наблюдений улучшает латеральное разрешение за счёт избыточности измерений и повышает репрезентативность набора 1D скоростных моделей. Для количественной оценки минимальной длины базы наблюдения и максимального интервала рассматриваются два примера обработки синтетических данных, рассчитанных для скоростных моделей со сложной формой границы. Данные синтетических сейсмограмм рассчитываются с использованием адаптированного программного пакета «Sofi2D» численного решения системы уравнений Ламе для упругой двумерной модели геологической среды на основе метода конечных разностей.

Для демонстрации применимости разработанных программно-алгоритмических средств при решении прикладных задач выполняется два примера апробации на реальных сейсмических данных: 1 – данные, полученные полевым отрядом лаборатории динамических проблем сеймики ИНГГ СО РАН около с. Бурмистрово с использованием профильной системы наблюдения МПВ, 2 – сейсморазведочные данные, полученные в результате работ с

использованием двумерной системы наблюдения на месторождении углеводородов в Западной Сибири (источник данных и точные координаты исследуемого объекта не распространяется).

4.1. Обработка синтетической сейсмограммы в рамках слепого тестирования

Анализ одиночной синтетической сейсмограммы выполняется в рамках слепого тестирования для определения точности построения скоростной модели верхней части геологического разреза при использовании разработанных алгоритмов. Сейсмограмма получена в. н. с ИНГГ СО РАН, к.т.н. С.Б. Горшкалевым численным решением системы уравнений Ламе для горизонтально-слоистой упругой модели геологической среды. Сейсмическое волновое поле рассчитывается с использованием источника типа центра расширения. Время записи сейсмического сигнала – 1.5 с, шаг дискретизации 1 мс. Длина линии наблюдения 250 м. Шаг между ПП – 1 м. Сейсмограмма рассчитанных данных представлена на Рисунке 54, слева. Изображение V - f спектра синтетических данных, рассчитанного с использованием разработанного алгоритма (см. параграф 2.3) на основе помехоустойчивого спектрального анализа, представлено на Рисунке 54, справа. Построенная дисперсионная кривая зависимости фазовой скорости от частоты представлена красной линией на Рисунке 55, справа.

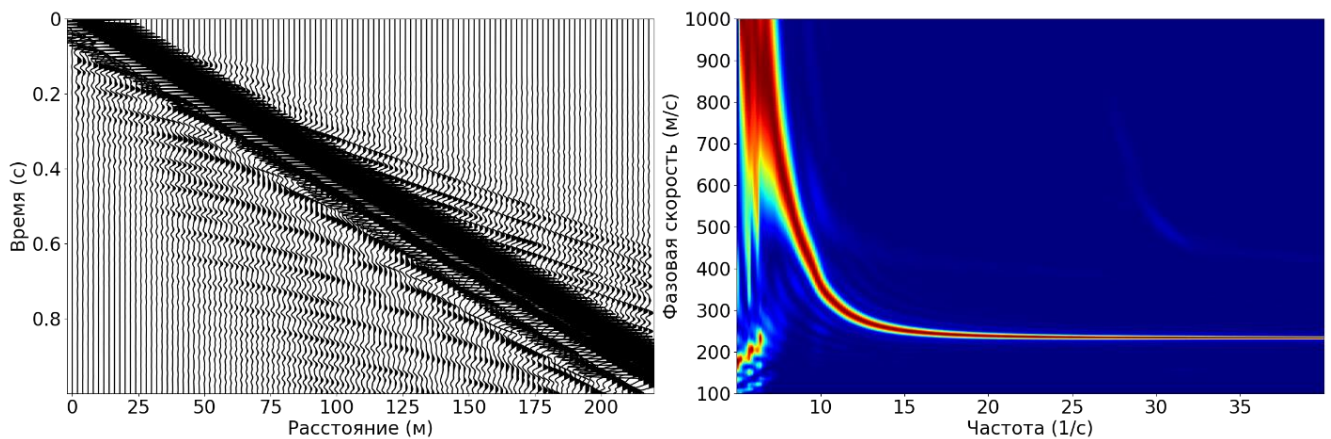


Рисунок 54 – Сейсмограмма зарегистрированной вертикальной компоненты смещений синтетического волнового поля по результатам численного расчёта системы уравнений упругости методом конечных разностей (слева) и изображение её амплитудного спектра в пространстве фазовой скорости и частоты (справа).

В результате применения разработанного алгоритма построения скоростной модели определяется значение коэффициента слоистости ($\varepsilon = 3.0$), строятся диапазоны возможных значений параметров скоростной модели (обозначаются серой линией на Рисунке 55, слева), строятся набор тренировочных данных и подбираются веса ИНС. Результатом применения подобранных весов ИНС для обращения построенной дисперсионной кривой фазовой скорости является одномерная трёхслойная скоростная модель S-волны (обозначается чёрной линией на Рисунке 55, слева). Переданные истинные значения параметров скоростной модели

(обозначается красной линией на Рисунке 55, слева) используются для расчёта невязки с результатами инверсии. Средняя абсолютная ошибка (MAE) между истинными и восстановленными $V_S^{MAE} = 23$ м/с, $h^{MAE} = 2$ м, средняя относительная ошибка в процентах (MAPE) $V_S^{MAPE} = 2.5\%$, $h^{MAPE} = 10\%$. Оцененные в процентах погрешности количественно определяют точность разработанного комплекса алгоритмов [Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2019618979].

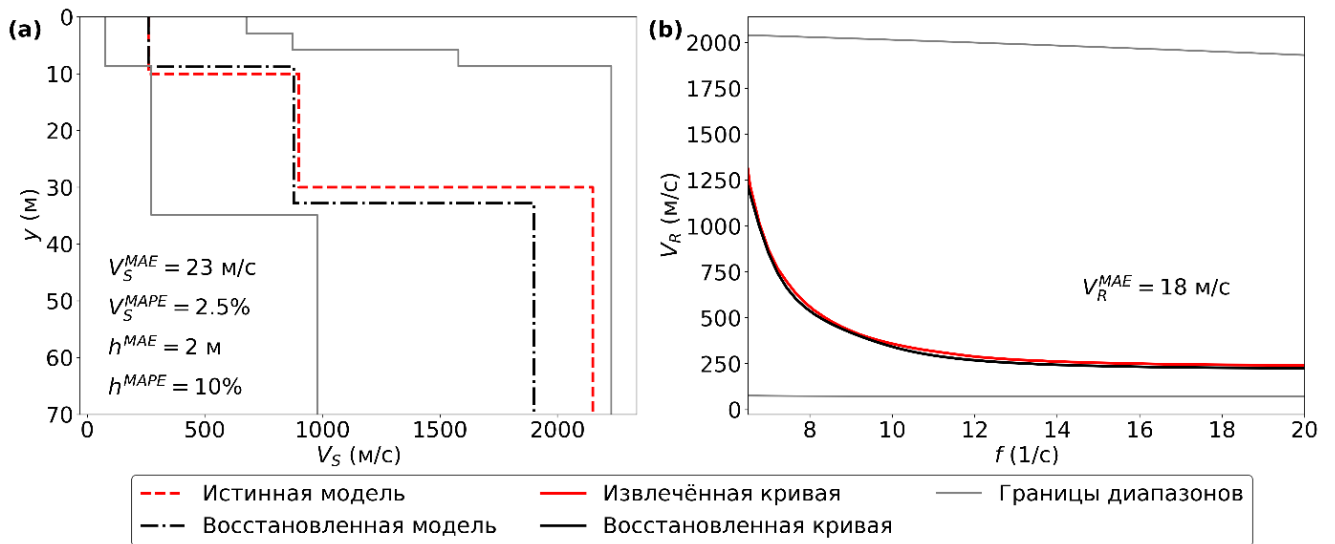


Рисунок 55 – Результат решения обратной задачи: зависимость истинных и восстановленных значений скорости поперечной волны от глубины (слева), зависимость построенных и рассчитанных дисперсионных кривых фазовых скоростей (справа).

4.2. Обработка синтетических данных для построения двумерной скоростной модели с волнообразной формой границы

Рассматривается упругая модель с волнообразной формой границы, которая разделяет два слоя с постоянными значениями упругих параметров: $V_P^1 = 350$ м/с, $V_P^2 = 700$ м/с, $V_S^1 = 200$ м/с, $V_S^2 = 400$ м/с, $\rho^1 = 1750$ кг/м³, $\rho^2 = 1983$ кг/м³ (Рисунок 56). Ширина гребней волнообразной границы уменьшается от 150 м в начале профиля до 28 м в конце профиля.

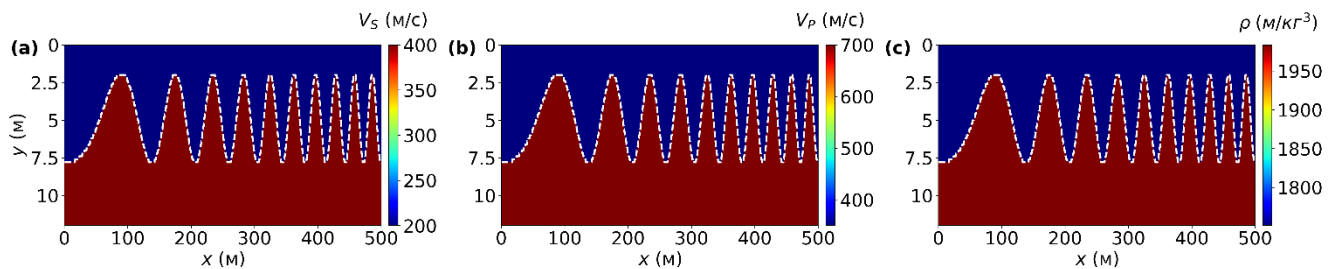


Рисунок 56 – Распределения параметров синтетической упругой модели геологической среды с волнообразной формой границы: скорости поперечной волны V_S (a), скорости продольной волны V_P (b) и плотности ρ (c).

Синтетические данные сейсмограмм рассчитываются численным решением системы уравнений Ламе методом конечных разностей, реализованного в программном пакете «Sofi2D» [Bohlen et al., 2016]. Шаг дискретизации сейсмической записи – 1 мс. Тип источника – вертикальная сила. Импульс в источнике – импульс Рикера. Шаг между пунктами приёма (ПП) 1 м. На Рисунке 57 представлены сейсмограммы для пунктов возбуждения (ПВ) с координатами 0, 250 и 500 м. Рассматриваются изображения V - f спектров синтетических данных при различной длине базы наблюдения: 20, 40 и 60 м (Рисунок 58). При меньшей длине линии наблюдения структурные неоднородности среды оказывают наименьшее влияние и амплитудный спектр менее искажён. В рассматриваемом случае для корректного восстановления неоднородностей геологической среды целесообразно использовать базу наблюдения длиной более 40 м.

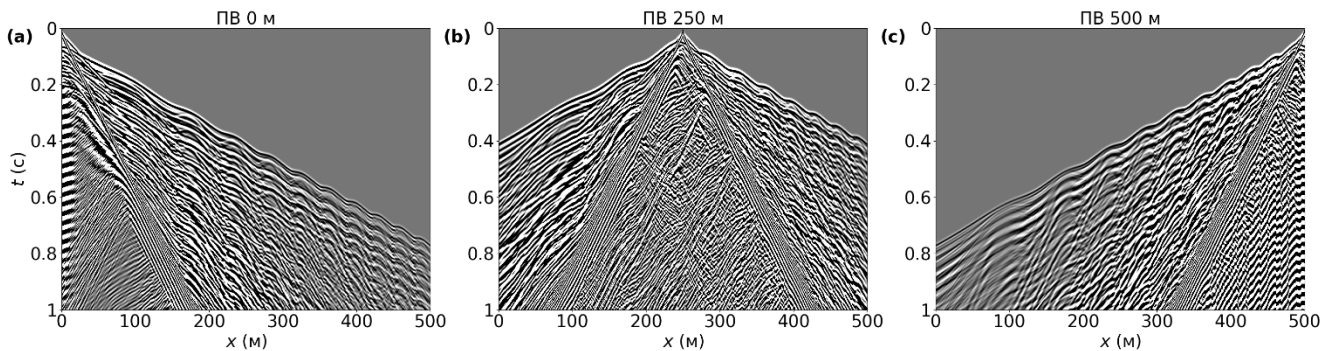


Рисунок 57 – Сейсмограммы зарегистрированной вертикальной компоненты смещений синтетического волнового поля по результатам численного расчёта системы уравнений упругости методом конечных разностей для пунктов возбуждения (ПВ) с координатами: 0 (a), 250 (b) и 500 м (c).

Рассматриваются результаты обработки синтетических данных с использованием комплекса разработанных алгоритмов баз наблюдения: 20 м и 40 м. К сейсмической записи (сейсмограмме) применяется прямоугольное окно с длиной равной длине используемой базы наблюдений вдоль пространственной координаты. Все дисперсионные кривые (обозначаются красными точками на Рисунке 59) строятся автоматически с использованием разработанного алгоритма. Для каждого набора построенных дисперсионных кривых вычисляется референтная кривая (обозначается чёрной пунктирной линией на Рисунке 59), по которой определяются оптимальные диапазоны возможных значений V_S и h . Тренировочные скоростные модели выбираются в пределах следующих, автоматически подобранных, оптимальных диапазонов: $V_S^1 = [100, 300]$, $V_S^2 = [200, 500]$, $h = [1.3, 10]$. По граничным значениям диапазонов скоростных моделей вычисляются граничные значения фазовых скоростей (обозначаются синей пунктирной линией на Рисунке 59). Для каждой базы наблюдения формируется свой набор тренировочных данных и подбираются веса ИНС.

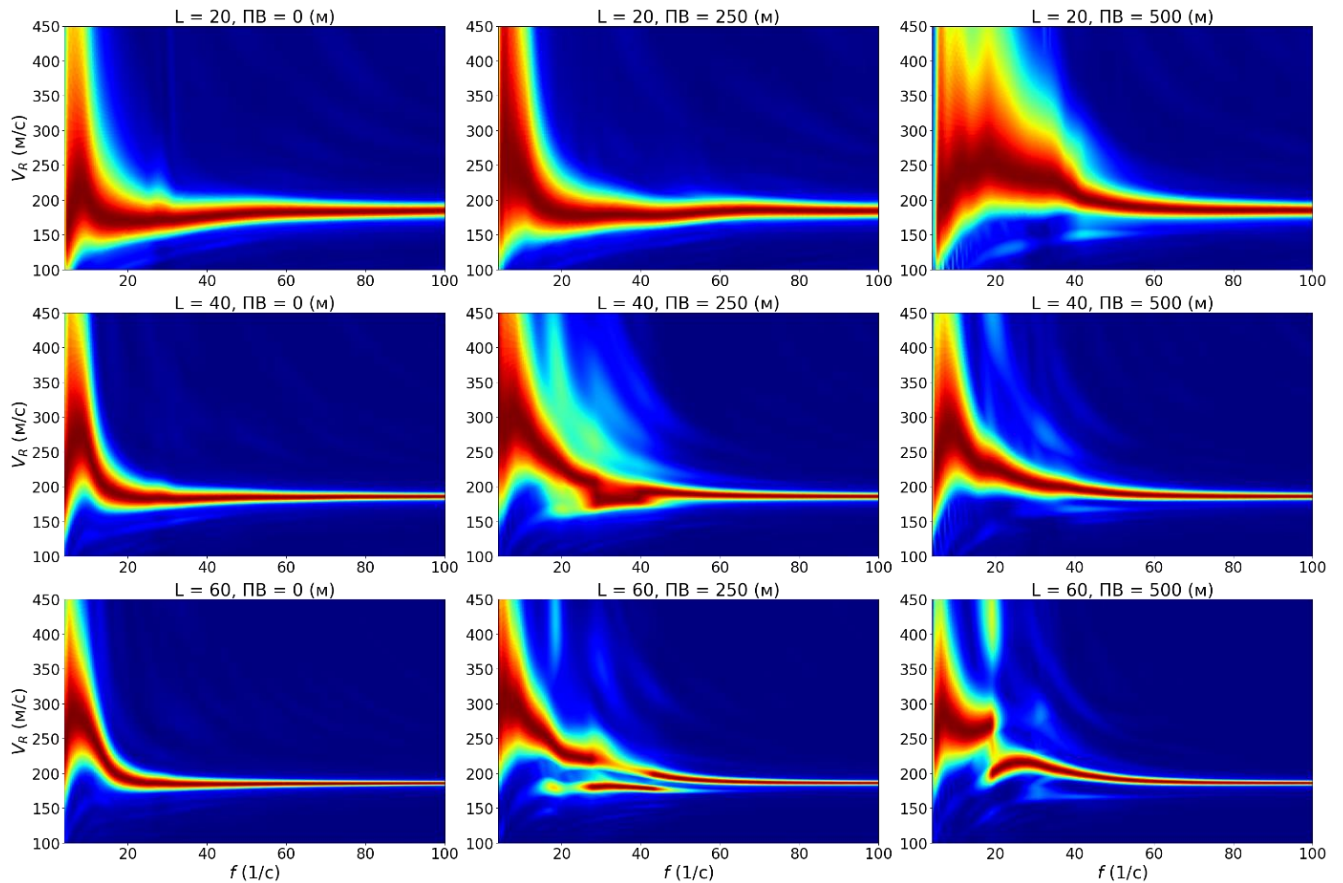


Рисунок 58 – Распределения двумерных амплитудных спектров синтетических сейсмических данных в пространстве фазовой скорости и частоты по результатам расчёта разработанным SFK-преобразованием при различной длине базы наблюдения L (20, 40 и 60 м) и различных координат пункта возбуждения PB (0, 250 и 500 м).

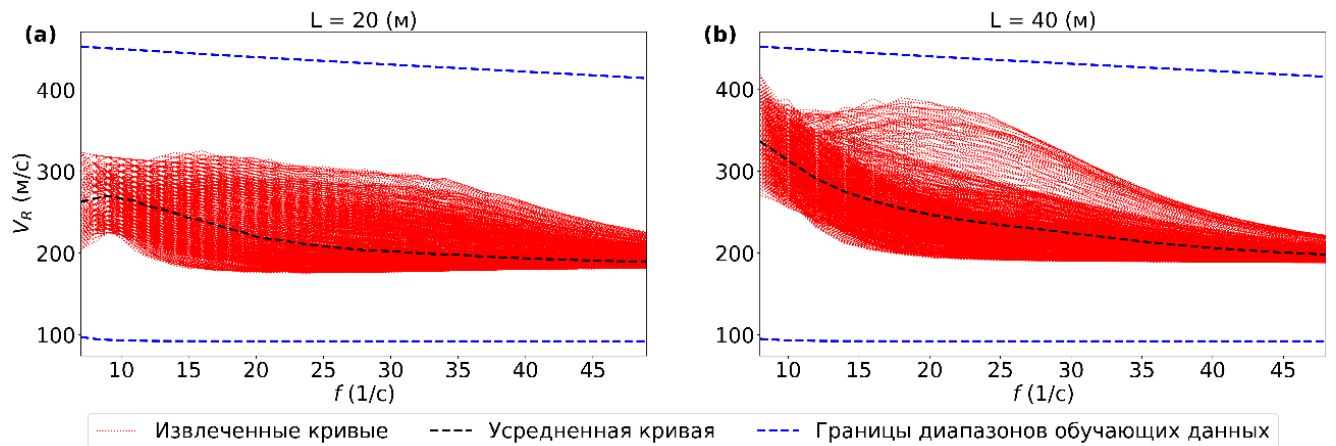


Рисунок 59 – Зависимость построенных дисперсионных кривых фазовой скорости поверхностной волны от частоты по результатам расчёта разработанным алгоритмом SFK-преобразования синтетических данных для различной базы наблюдения L : 20 (a) и 40 м (b).

Результаты применения подобранных весов ИНС для обращения построенных при различной базе наблюдения 20 и 40 м и различном шаге между PB дисперсионных кривых представлены Рисунок 60. Общая средняя абсолютная ошибка восстановления h и V_S при $L=20$ м: 9.8% и 10.9%; при $L=40$ м: 9.1% и 7.4%, соответственно. Наилучший результат восстановления глубин границ наблюдается для первых 3-х гребней при $L = 20$ и $dS = [1,10]$.

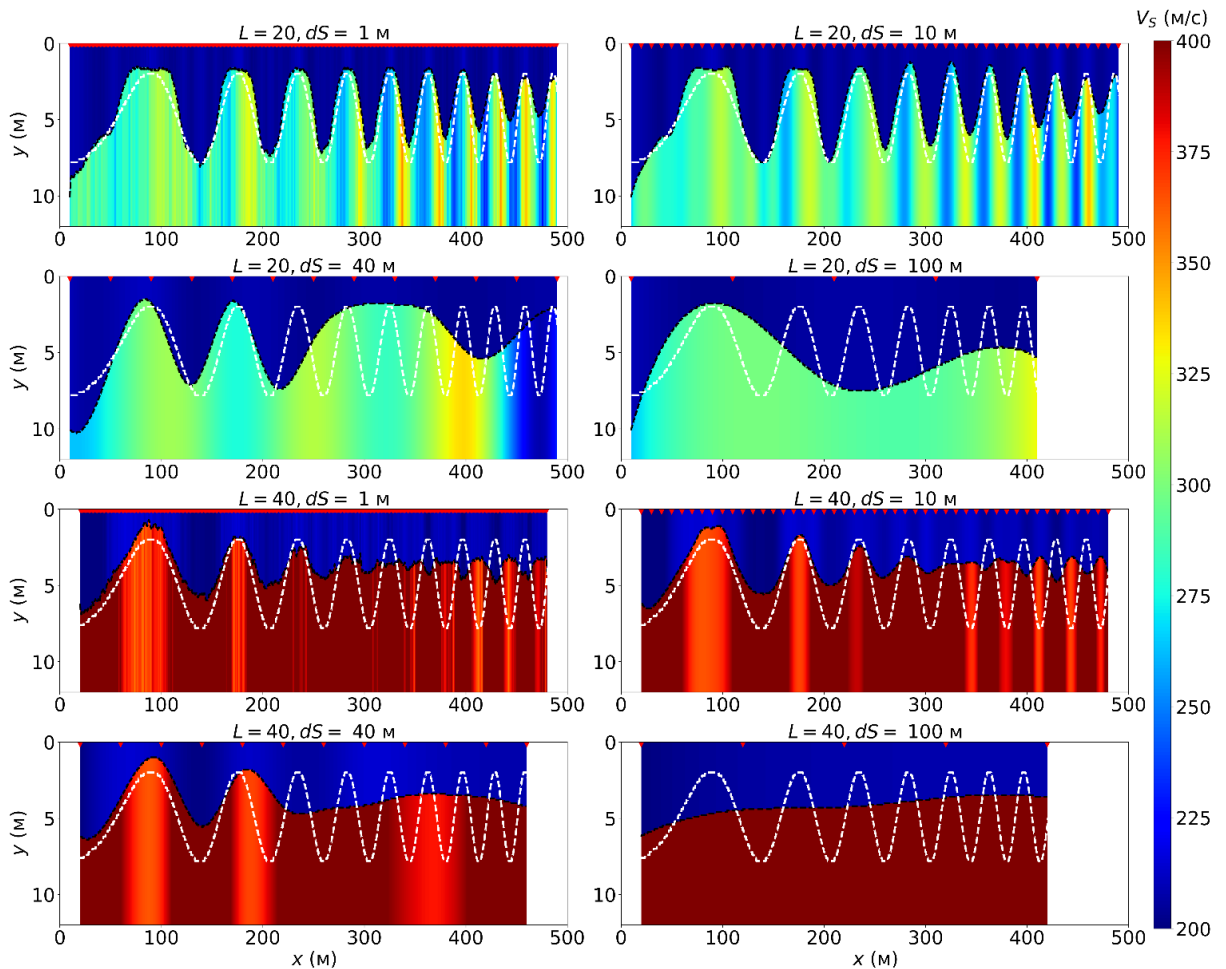


Рисунок 60 – Карты распределения скорости поперечной волны по глубине и расстоянию вдоль профиля по результатам инверсии синтетических сейсмических данных разработанным алгоритмом с использованием ИНС при различной длине линии наблюдения L (20 и 40 м) и различном шаге между пунктами возбуждения dS (1, 10, 40 и 100 м). Красные треугольники – срединные точки линии наблюдения (точки привязки построенных одномерных скоростных моделей).

С увеличением частоты гребней границы (начиная с координаты около 300 м) и уменьшением их ширины уменьшается точность восстановления границы, что проявляется в виде промежуточных значений положения восстановленной границы. Использование короткой длины линии наблюдения L (около 20 м) недостаточно для точного определения скорости во втором слое: наблюдается недостаток низких частот и, как следствие, заниженные значения V_S во втором слое. Результаты повторяются при увеличении L , но с ухудшением точности восстановления всех структур. При увеличении L уменьшается пространственная протяжённость восстанавливаемой скоростной модели, т.к. полученные 1D модели относятся к срединной точке L (для $L = 20$ м срединная точка равна 10 м, для $L = 40$ м срединная точка равна 20 м). При увеличении шага между наблюдениями dS проявляются большие искажения, связанные с недостаточной выборкой восстановленных 1D скоростных моделей, которые неспособны обеспечить корректную интерполяцию. При этом почти незаметны различия результатов для $dS = 1$ м и $dS = 10$ м.

4.3. Обработка синтетических данных для построения двумерной скоростной модели со ступенчатой формой границы

Рассматривается упругая модель, которая состоит из двух слоёв с постоянными значениями упругих параметров: $V_p^1 = 350$ м/с, $V_p^2 = 700$ м/с, $V_s^1 = 200$ м/с, $V_s^2 = 400$ м/с, $\rho^1 = 1750$ кг/м³, $\rho^2 = 1983$ кг/м³, разделённых границей со ступенчатой формой на координате $x = 100$ м (Рисунок 61). Для расчёта синтетических данных используется численное моделирование распространения сейсмических волн. Длина записи 1 с, шаг дискретизации 1 мс. Тип источника – вертикальная сила. Импульс в источнике – импульс Рикера. Шаг между ПП 1 м. На Рисунке 62 представлены сейсмограммы для ПВ с координатами 0, 100 и 200 м.

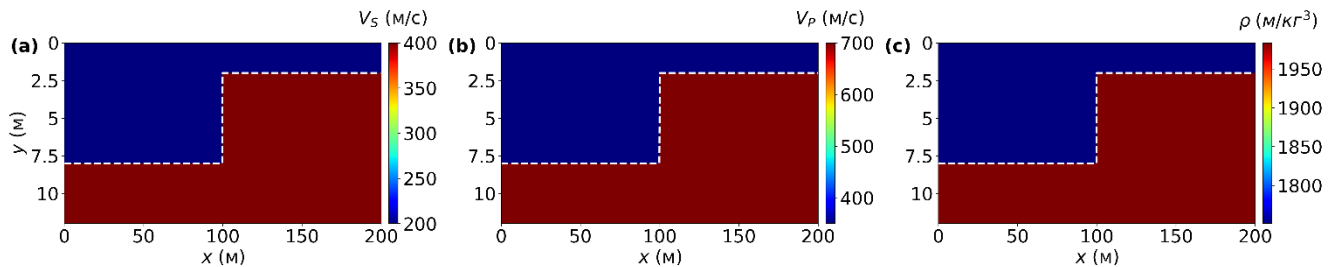


Рисунок 61 – Распределения параметров синтетической упругой модели геологической среды со ступенчатой формой границы: скорости поперечной волны V_s (a), скорости продольной волны V_p (b) и плотности ρ (c).

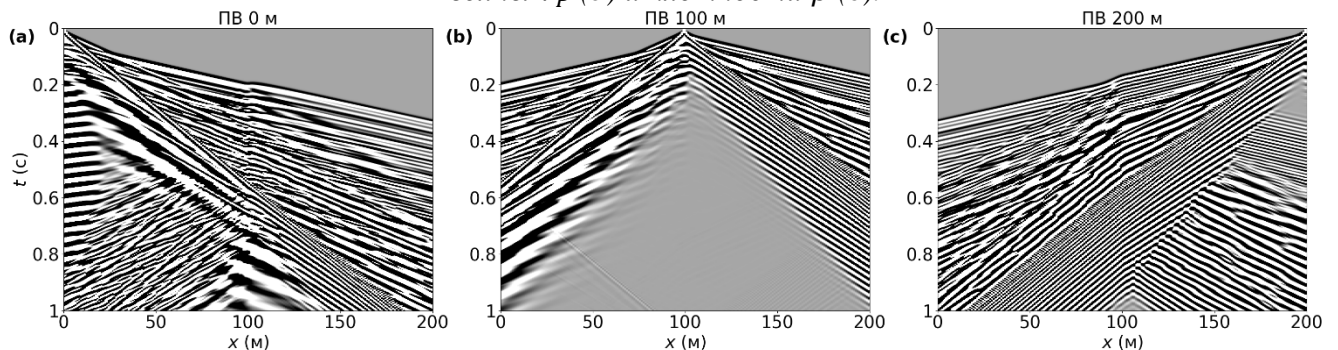


Рисунок 62 – Сейсмограммы зарегистрированной вертикальной компоненты смещений синтетического волнового поля по результатам численного расчёта системы уравнений упругости методом конечных разностей для пунктов возбуждения (ПВ) с координатами: 0 (a), 100 (b) и 200 м (c).

Рассматриваются изображения V - f спектров (Рисунок 63) при различной длине базы наблюдения: 30 м, 60 м и 100 м для ПВ 0 м, 200 м и ПВ, для которых срединная точка соответствующей базы наблюдения находится в точке разрыва границы (ПВ 85 м для $L = 30$ м, ПВ 70 м для $L = 60$ м и ПВ 50 м для $L = 100$ м). Изображения V - f спектров выбранных источников (Рисунок 63) наглядно характеризуют изменения фазовых скоростей при изменении упругих свойств геологической среды. При переходе через точку разрыва границы ($x = 100$ м) и резком

латеральном изменении свойств геологической среды происходит «расщепление» поверхностной волны на две, распространяющихся с различными фазовыми скоростями.

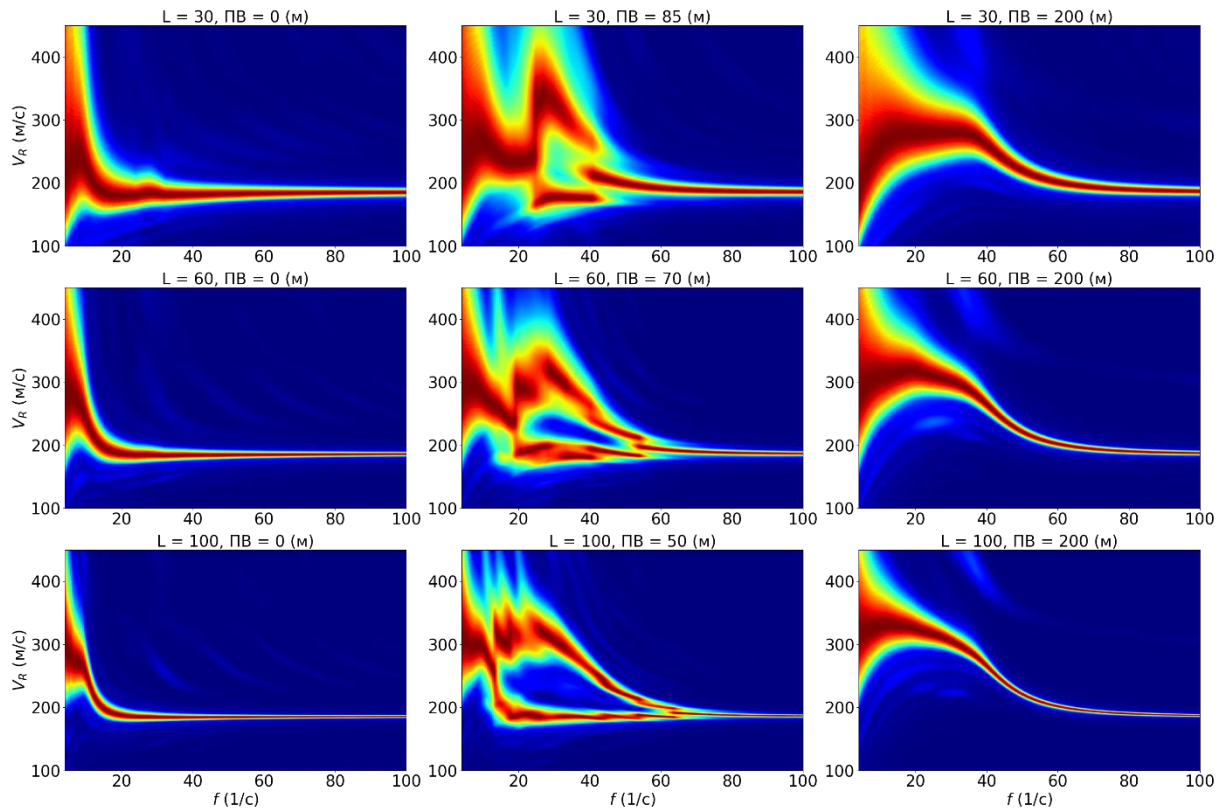


Рисунок 63 – Распределения двумерных амплитудных спектров синтетических сейсмических данных в пространстве фазовой скорости и частоты по результатам расчёта разработанным SFK-преобразованием при различной длине базы наблюдения L (30, 60 и 100 м) и различных координат пункта возбуждения P_B (0, 50, 70, 85 и 200 м.).

Аналогично с предыдущим численным экспериментом рассматривается изменение результатов определения скоростного строения в зависимости от длины используемой базы наблюдения и шага между ПВ. Дисперсионные кривые фазовых скоростей строятся для трёх различных длин базы наблюдения: 30 м, 60 м и 100 м (обозначены красными точками на Рисунке 64). Результаты определения скоростного строения с использованием комплекса разработанных алгоритмов для данных, полученных при различной длине базы наблюдения и различном шаге между ПВ представлены на Рисунке 65.

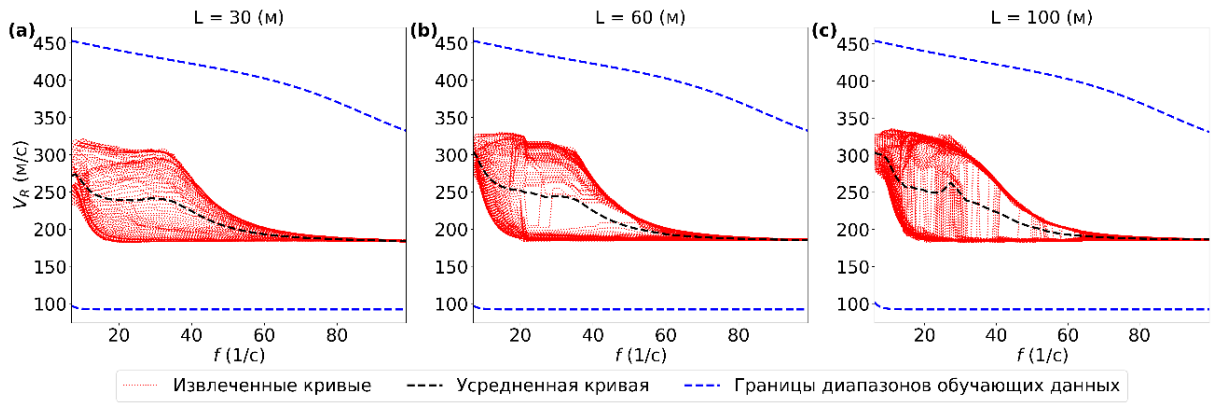


Рисунок 64 – Зависимость построенных дисперсионных кривых фазовой скорости поверхностной волны от частоты разработанным алгоритмом SFK-преобразования синтетических данных при различной базе наблюдения L : 30 (а), 60 (б) и 100 м (с).

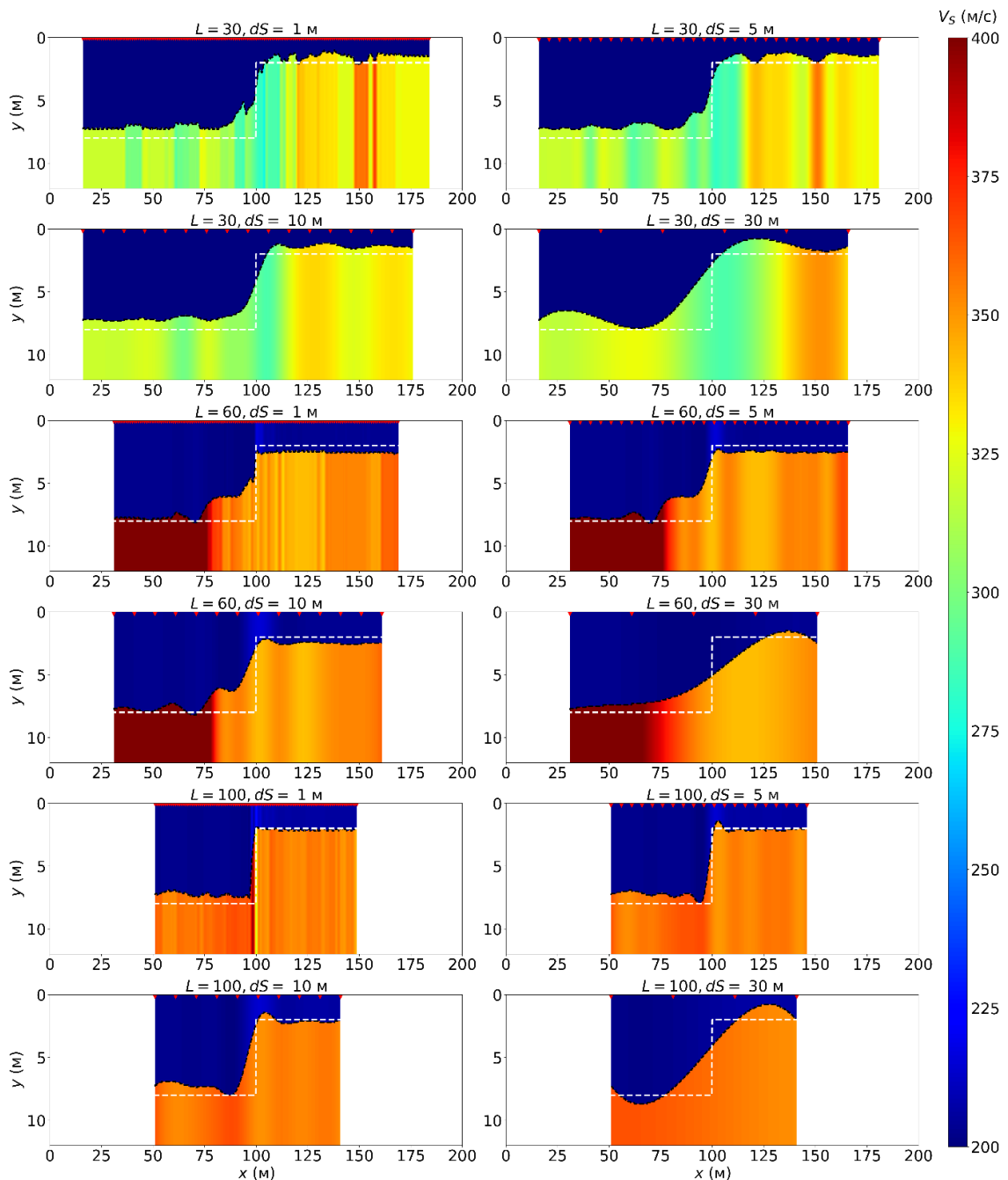


Рисунок 65 – Карты распределения скорости поперечной волны по глубине и расстоянию вдоль профиля по результатам инверсии синтетических сейсмических данных разработанным алгоритмом с использованием ИНС при различной длине линии наблюдения L (30, 60 и 100 м) и различном шаге между пунктами возбуждения dS (1, 5, 10 и 30 м). Красные треугольники – срединные точки линии наблюдения (точки привязки построенных одномерных скоростных моделей).

Средняя абсолютная ошибка восстановления h и V_S при $L=30$ м: 13.2% и 10.8%; при $L=60$ м: 13.1% и 9.4%; при $L=100$ м: 12.1% и 6.6%, соответственно. Точность восстановления ступенчатой формы границы увеличивается при увеличении базы наблюдения. Однако при этом уменьшается пространственная протяжённость 2D модели. При увеличении шага между ПВ проявляется большее сглаживание разрыва ступенчатой границы. Наибольшие искажения в восстановленной скоростной модели проявляются при шаге между ПВ превышающем половину L . Точность восстановления V_S также выше при большей L за счёт корректной регистрации низких частот.

4.4. Определение скоростного строения верхней части геологического разреза по данным инженерной сейсморазведки (на примере профиля в районе д. Бурмистрово)

Сейсмические работы выполнялись с использованием системы наблюдений метода МПВ вдоль линейного профиля около д. Бурмистрово. Для регистрации использовались вертикальные сейсмоприёмники с собственной частотой колебаний 10 Гц. Для генерации колебаний использовался падающий груз массой около 100 кг. Система наблюдений МПВ представлена на обобщённой плоскости (Рисунок 66а). Шаг между ПП – 5м. Шаг между ПВ непостоянный (см. систему наблюдений, Рисунок 66а). Для построения двумерного скоростного разреза методом MASW используется фланговая система наблюдений. Построенные скоростные разрезы для левофланговой (Рисунок 66б) и правофланговой (Рисунок 66в) систем наблюдений усредняются.

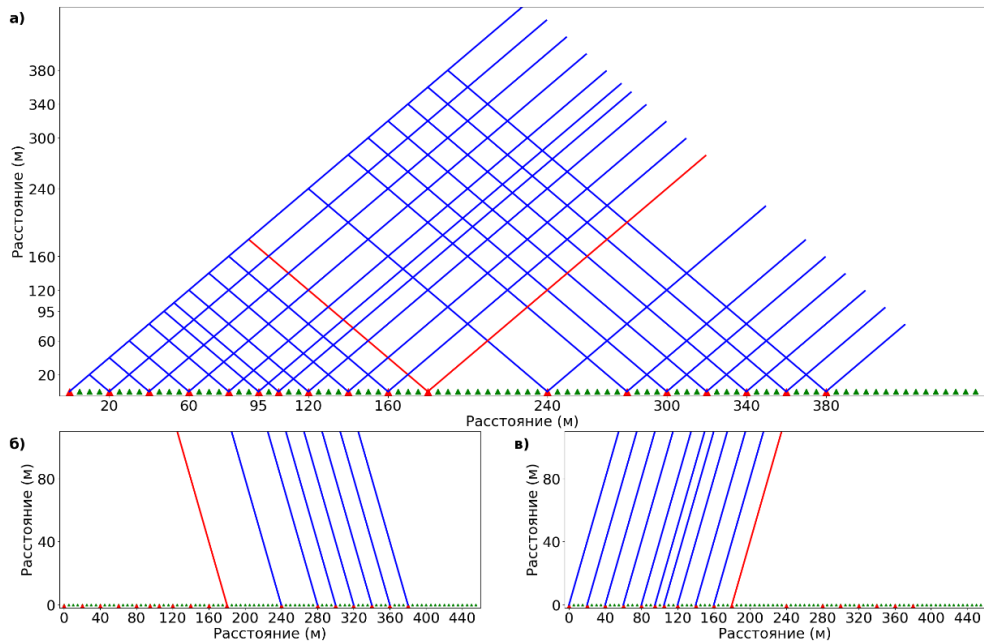


Рисунок 6б – Схемы системы наблюдений для сбора данных на профиле около д. Бурмистрово: схема системы наблюдений для обработки методом преломлённых волн (а), левофланговая система наблюдений для обработки методом MASW (б) и правофланговая система наблюдений для обработки методом MASW (в).

Для формирования фланговой системы наблюдения к данным применяется прямоугольное пространственное окно. Длина окна вдоль временной оси равняется времени регистрации сейсмограммы – 3 с. Частота дискретизации 1000 Гц. Длина окна вдоль линии наблюдения (базы наблюдения) – 175 м, что соответствует 36-ти сейсмоприёмникам. Начало координат применяемого окна совпадает с координатами источника. После предварительной подготовки данных имеется 8 сейсмограмм для левофланговой системы наблюдений и 11 сейсмограмм для правофланговой системы наблюдений.

Построение $V-f$ спектров и дисперсионных кривых выполняется с использованием разработанного алгоритма на основе помехоустойчивого спектрального анализа. Рассматриваются сейсмические данные для источника ПВ180 (Рисунок 67а) и данные после применения пространственного окна слева от источника (Рисунок 67б) и справа от источника (Рисунок 67в). Соответствующие им расстановки сейсмоприёмников выделяется красным цветом на схеме системы наблюдений (Рисунок 6ба-в). Для полученных сейсмограмм рассчитываются $V-f$ спектры с использованием разработанного алгоритма (Рисунок 67г-д).

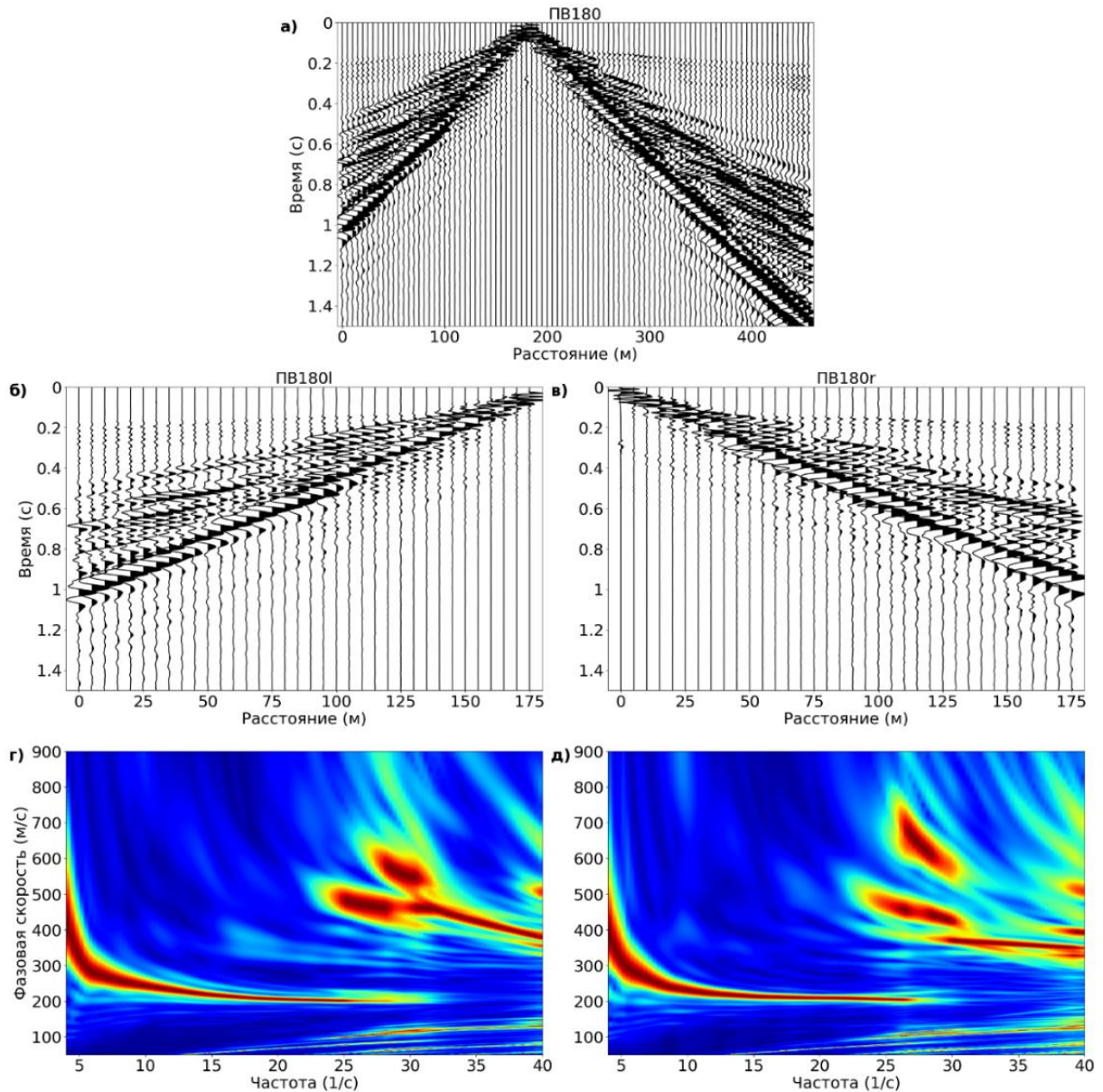


Рисунок 67 – Пример полевых данных и их спектральный анализ: сейсмограмма общей точки возбуждения для пункта взрыва с координатой 180 м (а), сейсмограмма после применения пространственного окна слева от источника (б), сейсмограмма после применения пространственного окна справа от источника (в) и соответствующие спектральные изображения в пространстве фазовая скорость-частота (г) и (д).

Всего для используемых данных строится 19 дисперсионных кривых фазовых скоростей (Рисунок 68, справа). Частотный диапазон, при котором строится неискажённая дисперсионная кривая фундаментальной моды поверхностной волны: 4.3 – 24.6 Гц, шаг по частоте 0.3 Гц. Следующий этап – инверсия, первый шаг которой – усреднение извлечённых дисперсионных кривых для построения референтной кривой. Референтная кривая изображена на графике (Рисунок 68) чёрной пунктирной линией. Диапазоны возможных значений V_S и мощности обозначаются на графике синей пунктирной линией (Рисунок 68, слева). Средняя и максимальная невязка между референтной и построенными дисперсионными кривыми равняются 2 и 47 м/с

соответственно. Малое изменение фазовых скоростей вдоль профиля свидетельствует об субгоризонтальном залегании однородных слоёв.

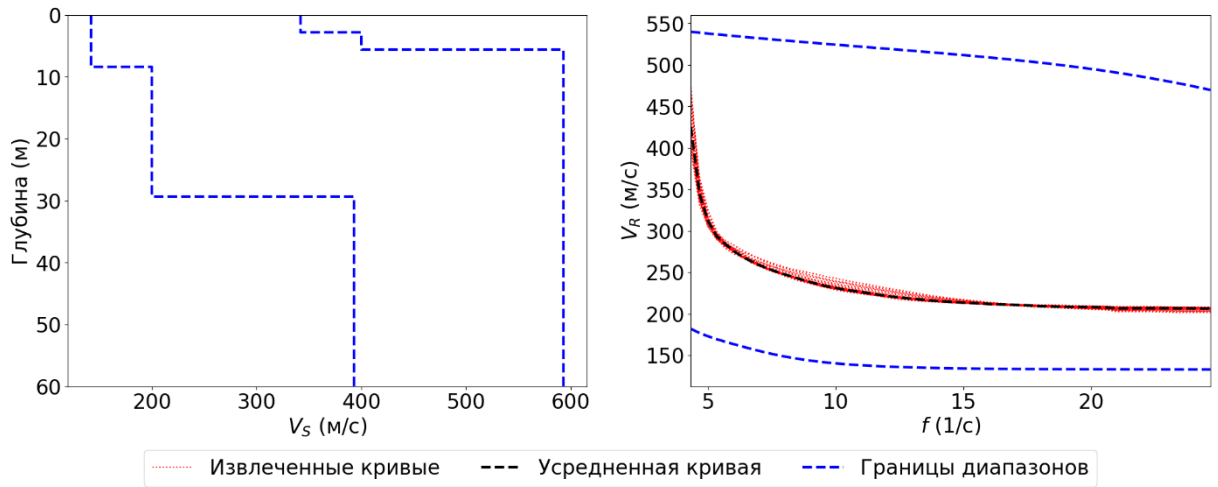


Рисунок 68 – Результат спектрального анализа и выбора параметризации скоростной модели: зависимость скорости поперечной волны от глубины по результатам применения разработанного способа оптимизации выбора параметризации восстанавливаемой скоростной модели (слева) и зависимость фазовой скорости от частоты по результатам разработанного SFK-преобразования (справа). Чёрная пунктирная линия – референтная дисперсионная кривая.

В соответствии с разработанным способом оптимизации выбора параметризации скоростной модели 100 раз обращается референтная дисперсионная кривая алгоритмом Монте-Карло для каждого значения коэффициента слоистости Ξ (Рисунок 69). Для каждой восстановленной 1D скоростной модели рассчитывается дисперсионная кривая и вычисляется среднеквадратическая невязка с референтной дисперсионной кривой (Рисунок 70). Минимум кривой, составленной из медианных значений среднеквадратичных невязок, достигается при $\Xi = 2.5$. Таким образом, наиболее оптимальной параметризацией является трёхслойная модель. Набор тренировочных скоростных моделей выбирался в соответствии с равномерным распределением в пределах построенных диапазонов. После расчёта тренировочных дисперсионных кривых подбираются веса ИНС.

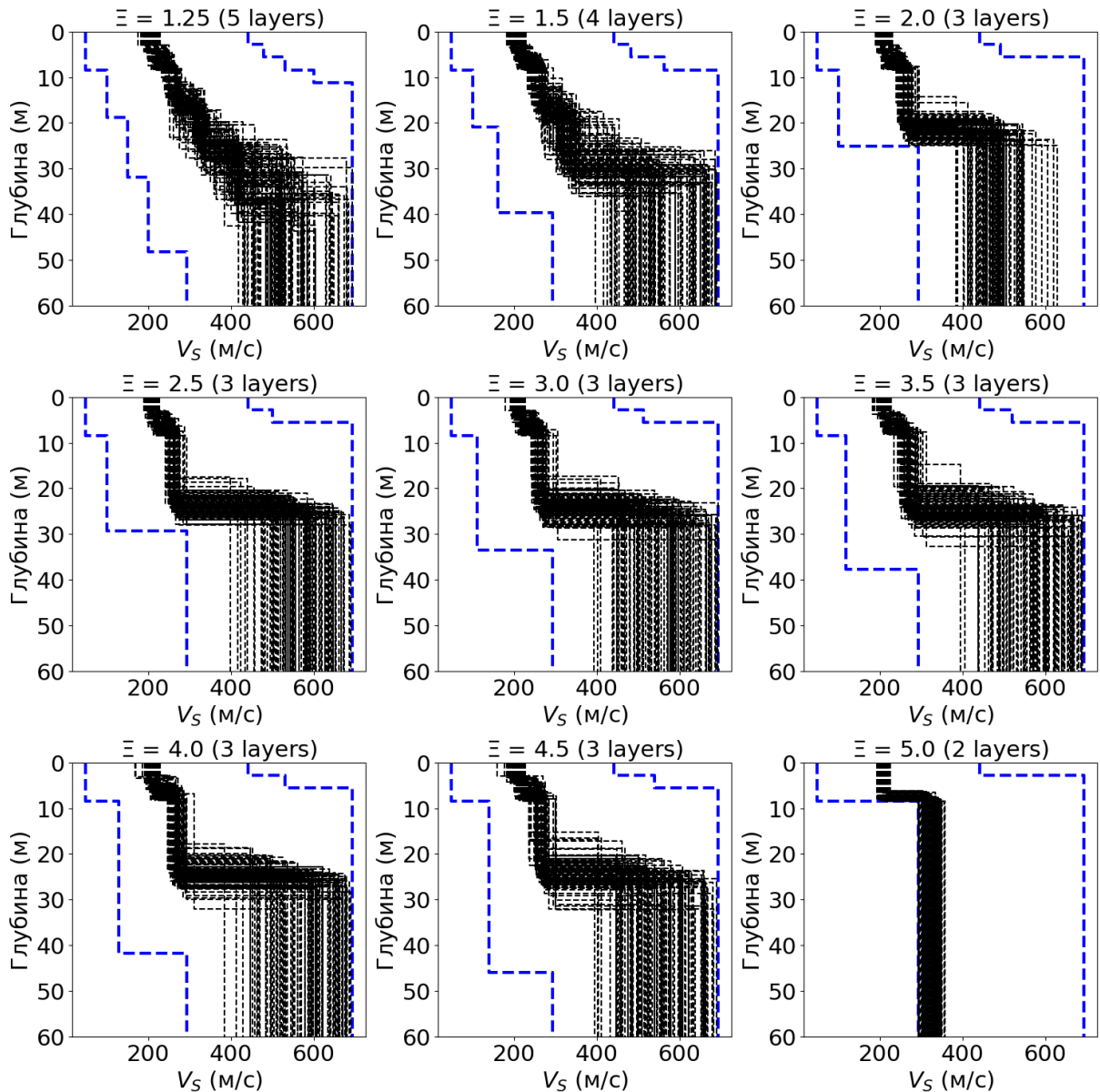


Рисунок 69 – Зависимость восстановленных значений скорости поперечной волны от глубины – результат многократного решения обратной задачи с использованием алгоритма Монте-Карло на редкой сетке скоростных моделей при различных значениях коэффициента слоистости Ξ . Синие кривые – границы диапазонов поиска решения обратной задачи.

Параметры 1D скоростной модели – значения V_S и h слоёв – определяются применением подобранных весов ИНС для обращения построенных дисперсионных кривых фазовых скоростей по максимумам V - f спектра данных для правофланговой и левофланговой систем наблюдений. Построенные скоростные 1D модели относятся к срединной точке базы наблюдения, для которой была построена дисперсионная кривая. Срединные точки баз наблюдения (обозначаются жёлтыми треугольниками на Рисунке 71) вычисляются прибавлением (для правофланговой системы наблюдения) или вычитанием (для левофланговой системы наблюдения) $1/2$ значения длины базы наблюдения к координате ПВ. Скоростные 1D модели интерполируются вдоль пространственной координаты для преобразования в 2D скоростную модель. Построены 2D скоростные модели для правофланговой (Рисунок 71а) и

левофланговой (Рисунок 71б) систем наблюдений, а также результат их усреднения (Рисунок 71в).

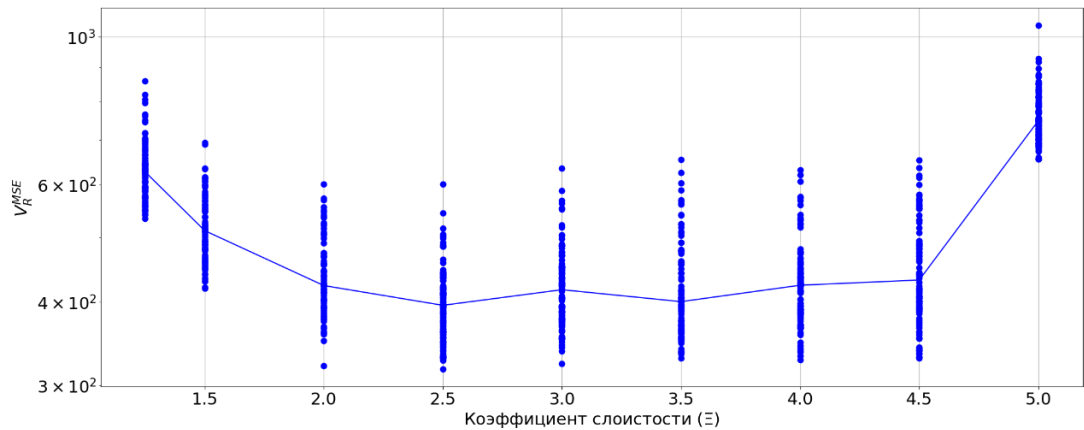


Рисунок 70 – Зависимость среднеквадратичной невязки между референтной и расчётной дисперсионными кривыми фазовых скоростей V_R^{MSE} от значений коэффициента слоистости Ξ по результатам применения разработанного способа оптимизации подбора параметризации восстанавливаемой скоростной модели.

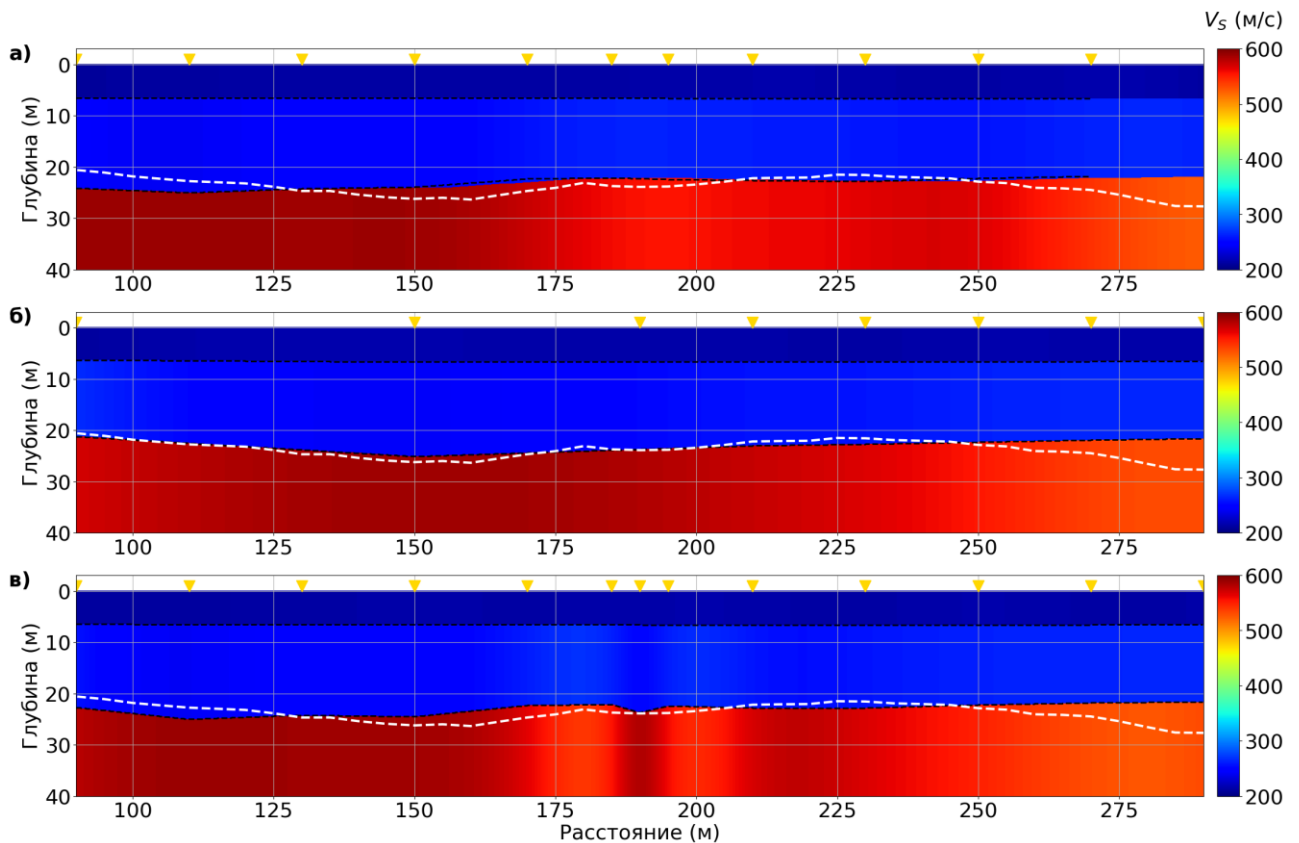


Рисунок 71 – Карты распределения скорости поперечной волны по глубине и расстоянию вдоль профиля по результатам инверсии данных для правофланговой (а) и левофланговой (б) систем наблюдения разработанным алгоритмом с использованием ИНС, осреднение построенных скоростных разрезов (в). Жёлтые треугольники – срединные точки линии наблюдения (точки привязки построенных одномерных скоростных моделей).

Значения V_S и глубин границ лежат в диапазонах: 1) $V_S^1 \approx [211 - 216]$ м/с, $d^1 \approx [6.7 - 6.8]$ м; 2) $V_S^2 \approx [242 - 266]$, м/с $d^2 \approx [22 - 25]$ м; 3) $V_S^3 \approx [531 - 590]$ м/с. С использованием метода t'_0 определена граница в диапазоне $[20.5 - 27.6]$ м (обозначается белой пунктирной

линией на Рисунке 71 а-в). Оценённая по скорости прямой волны вдоль рассматриваемого участка профиля (90-290 м) $V_p^1 \approx [394 - 501]$ м/с. Граничная скорость $V_p^2 \approx 2130$ м/с.

Априорной информацией является описание слоёв вдоль ствола скважины, расположенной в трёх км к северу от профиля. Описание слоёв приведено в Таблице 14. Удалённость скважины не позволяет сопоставить глубины полученных границ, но позволяет судить о возможном количестве и литологическом составе слоёв. По данным скважины выделяется приповерхностный слой суглинок небольшой глубины.

Таблица 14 – Описание слоёв горных пород вдоль ствола скважины №10-913 в трёх км к северу от д. Бурмистрово, Новосибирская область.

№ слоя	Описание пород	Глубина подошвы слоя, м
1	Суглинок жёлтый	1,5
2	Глина серая: на интервале 19-20 песок мелкозернистый. Ниже глина плотная, вязкая	25
3	Сланцы глинистые, черные, трещиноватые	34
4	Сланцы глинистые, серые, окварцованные (местами окремнённые), слабо-трещиноватые	114

По результатам обработки сейсморазведочных данных с использованием комплекса разработанных алгоритмов и их программных реализаций восстанавливается субгоризонтальная трёхслойная скоростная модель верхней части геологического разреза. Положение второй границы (средняя глубина 23.1 м) согласуется с положением первой границы, построенной независимо по методу t'_0 (средняя глубина 23.7). Это говорит о надёжности полученных результатов. Первый приповерхностный слой, полученный с использованием разработанных программно-алгоритмических средств (средняя глубина 6.7 м), не обнаруживается при обработке волн первых вступлений, т.к. мощность слоя примерно равна шагу между приёмниками. Однако этот слой обнаруживается по результатам вертикального электрического зондирования (Рисунок 72) и имеет среднюю глубину 6.4 м на рассматриваемом участке профиля. Приповерхностный слой интерпретируется как слой жёлтых суглинок.

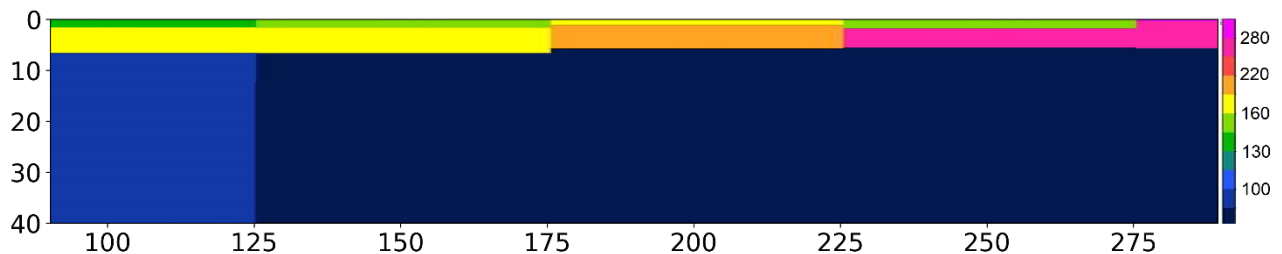


Рисунок 72 – Карта распределения эклектрического сопротивления ρ по глубине и расстоянию вдоль профиля по результатам обработки электроразведочных данных методом ВЭЗ (из отчёта по учебной геофизической практике ГГФ НГУ 2018 г.).

4.5. Определение скоростного строения верхней части геологического разреза по данным разведочной сейсмоки (на примере месторождения Западной Сибири)

Данные разведочной сейсмоки собраны с использованием системы наблюдений ОГТ (Рисунок 73а). Работы выполнялись для детального изучения геологического строения нефтеперспективного объекта Западной Сибири. Площадь исследования по контуру профилей составляет около 995 км². Объём работ – 900 п. км, 17902 физических наблюдений. Основные технико-методические показатели и параметры съёмки сейсмических данных представлены в Таблице 15.

Таблица 15 – Основные технико-методические показатели и параметры съёмки.

Тип расстановки	2D центральная, симметричная
Шаг ПП	25
Шаг ПВ	50
Номинальная кратность наблюдений	60
Шаг дискретизации по времени, мс	2
Длина регистрации, с	6
Минимальный вынос ПВ-ПП, м	12.5
Максимальный вынос ПВ-ПП, м	2987.5
Условия возбуждения	Скважинные взрывы
Глубина погружения заряда, м	16.5
Вес заряда, кг	0.5
Тип сейсмоприёмников	8-Гц вертикальные геофоны

Район исследования расположен в пределах Среднеобской низменности на заболоченной и обводнённой равнине. Вдоль средней части участка с юга на север протекает р. Конда (приток р. Иртыш). Грунты на территории участка песчаные, супесчаные, торфяные, вдоль реки – песчаные и суглинистые. Рельеф на площади работ относительно плоский – максимальный перепад – 12 м на протяжении 15 км (Рисунок 78а). Сейсмические профили обозначаются черными и красными линиями на карте рельефа (Рисунок 78).

Для обработки данных методом MASW каждый профиль центральной системы наблюдений форматируется во фланговую систему наблюдений применением пространственного окна к каждой сейсмограмме. После серии тестирования $V-f$ спектров выбирается длина базы наблюдений, равная 600 м, также равная длина окна вдоль пространственной координаты. Длина линии наблюдения выбиралась достижением компромисса между спектральным и латеральным разрешением. Схемы левофланговой и правофланговой систем наблюдений, которые использовались для обработки методом MASW, представлены на Рисунках 73б и 73в, соответственно. Пример наблюденных данных (сейсмограммы ОТВ) и рассчитанных по ним изображений $V-f$ спектров для левой и правой части от ПВ представлены на Рисунке 74.

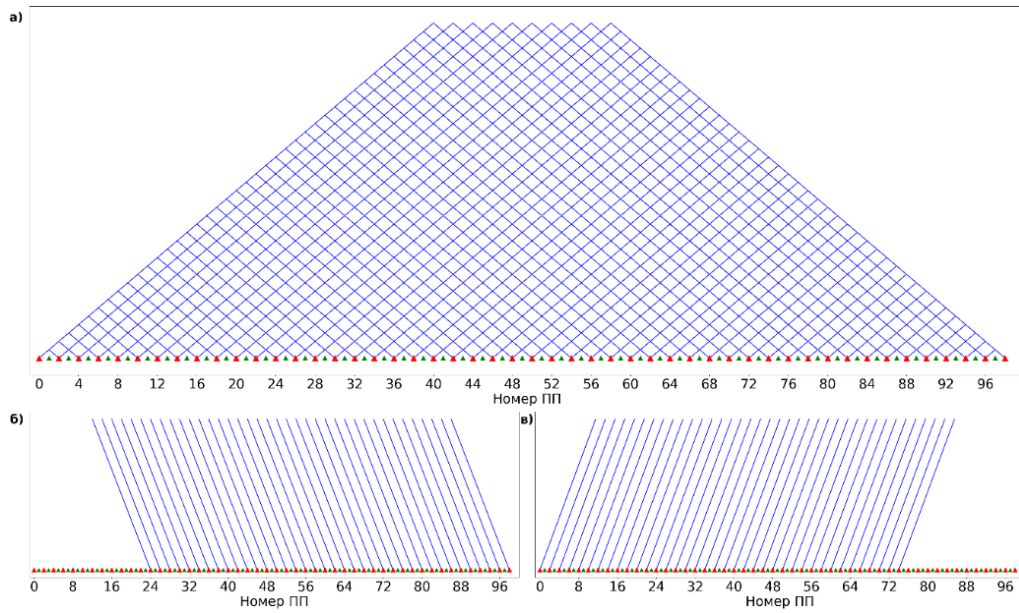


Рисунок 73. Схемы системы наблюдений для сбора данных на площадке в Западной Сибири: схема системы наблюдений для обработки методом общей глубинной площадки (а), левофланговая система наблюдений для обработки методом MASW (б) и правофланговая система наблюдений для обработки методом MASW (в).

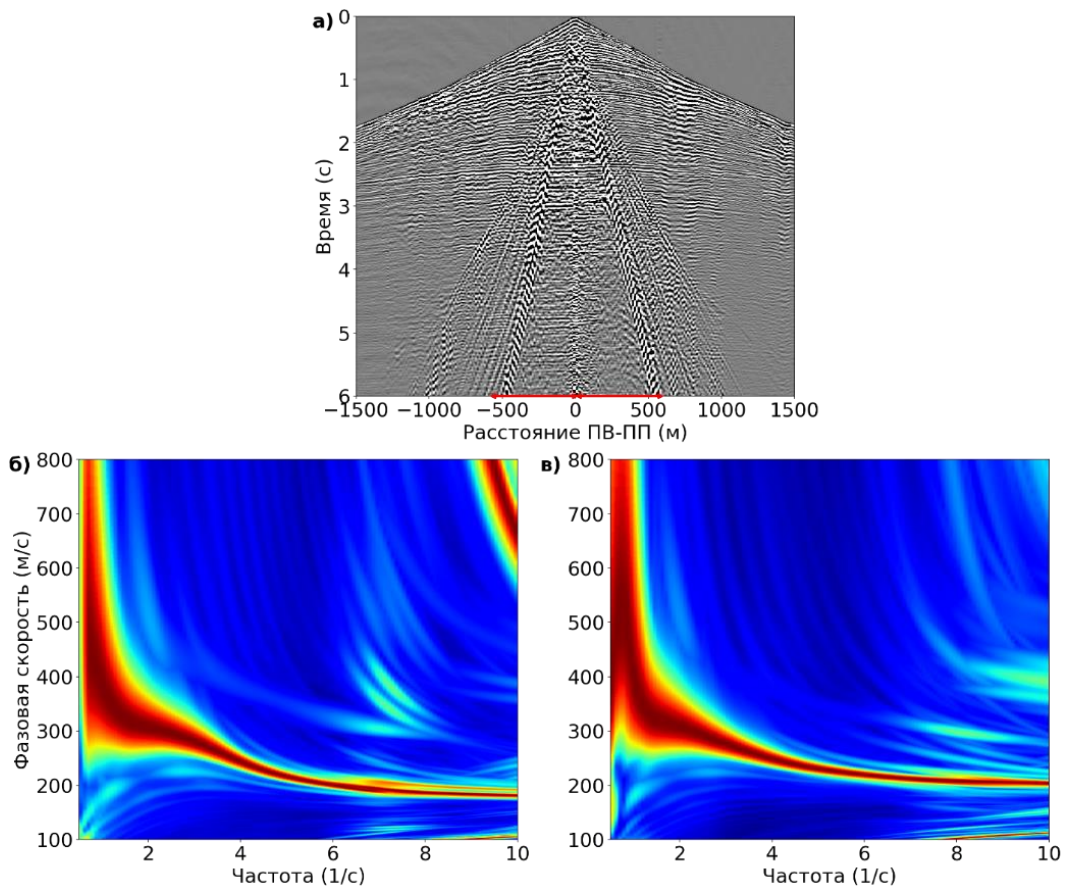


Рисунок 74 – Пример полевых данных и их спектральный анализ: сейсмограмма общей точки возбуждения для пункта взрыва (а), спектральное изображение в пространстве фазовая скорость-частота левой (б) и правой (в) части сейсмограммы. Красные стрелки – используемая база наблюдения для обработки данных методом MASW.

Устойчивое построение всех дисперсионных кривых (фундаментальной моды) осуществляется в диапазоне от 1.5 до 6 Гц. Дополнительно проводится оценка отношения сигнал/помеха для рассматриваемого диапазона частот.

Для оценки отношения сигнал/помеха полевых данных в рассматриваемом частотном диапазоне [1.5, 6] Гц ко всем наблюдаемым сейсмограммам применяется полосовой фильтр Баттерворта четвертого порядка (Рисунок 75б). Пример исходной сейсмограммы и сейсмограммы после фильтрации представлены на Рисунках 75а и 75в, соответственно.

После фильтрации ко всем сейсмограммам применяются окна с фиксированным размером в пространстве времени и расстояния, где преобладает «шум» и «сигнал» (обозначены красными прямоугольниками на Рисунках 76а и 76б). В диссертации окном «сигнала» является область преобладания энергии поверхностной волны. Окно «шум» содержит все остальные типы волн: прямую, отражённую, преломленную и микросейсмы.

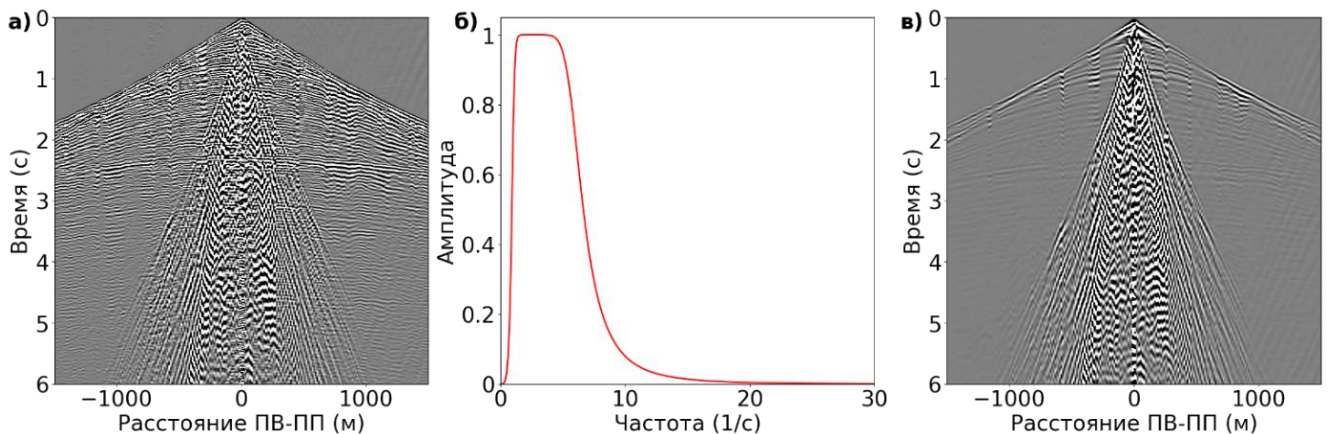


Рисунок 75 – Сейсмограмма общей точки возбуждения по исходным полевым данным (а), зависимость амплитудного спектра полосового фильтра Баттерворта четвёртого порядка от частоты (б) и сейсмограмма по данным после применения полосового фильтра к каждой трассе (в).

Для определения отношения сигнал/шум в соответствующих окнах вычисляется среднеквадратическая амплитуда (RMS) по формуле:

$$A_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{n \cdot m} \sum_{i=1}^n \sum_{j=1}^m a_{i,j}^2}, \quad (20)$$

где n – число трасс в пределах окна, m – число временных отсчётов в пределах окна и a_{ij} – значение амплитуды j -го отсчёта на i -ой трассе. Отношение сигнал/помеха рассчитывается как отношение среднеквадратических амплитуд в соответствующих окнах: $A_{RMS}^{\text{сигнал}} / A_{RMS}^{\text{шум}}$. Строится карта распределения значения отношения сигнал/помеха в данных исследуемой площади представлена (Рисунок 76в). Гистограмма распределения отношения сигнал/помеха (Рисунок 76г) показывает, что наибольшая часть данных (около 95%) имеет высокое значение сигнал/помеха (больше 10-ти). На Рисунках 76а и 76б представлены сейсмограммы после

фильтрации с наибольшим (57.7) и с наименьшим (3.9) значением сигнал/помеха, соответственно.

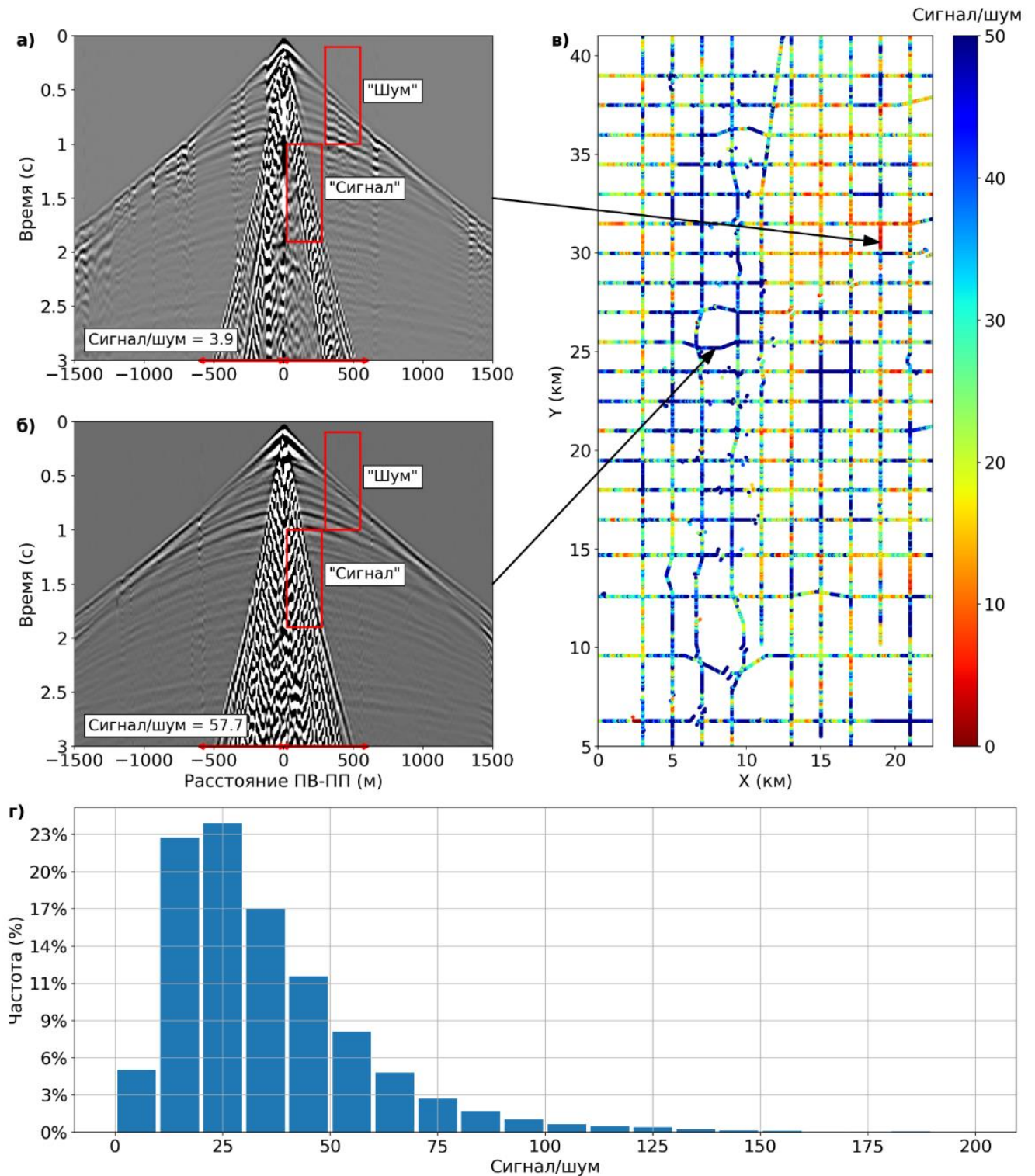


Рисунок 76 – Сейсмограмма по отфильтрованным данным с наибольшим отношением сигнал/помеха = 57.7 (а), сейсмограмма по отфильтрованным данным с наименьшим отношением сигнал/помеха = 3.9 (б), карта распределения значений сигнал/помеха вдоль сейсмических профилей по всей площади наблюдений (в) и гистограмма распределения отношения сигнал/помеха на всей площади наблюдений (г).

Всего для исследуемой площади строятся 35010 (17505 для левофланговой и 17505 для правофланговой системы наблюдений) дисперсионных кривых (обозначаются звёздами разных цветов на Рисунке 77а) с использованием разработанного алгоритма SFK-преобразования. Согласно разработанному алгоритму обращения дисперсионных кривых референтная кривая (обозначается синей пунктирной линией на Рисунке 77а) используется для построения диапазонов возможных скоростных моделей (обозначаются чёрной пунктирной кривой на Рисунке 77б), набор тренировочных данных (фазовые скорости и соответствующие им скорости поперечной волны и мощности слоёв) выбираются с использованием равномерного распределения в пределах построенных диапазонов. Отмечается, что все построенные дисперсионные кривые лежат в пределах диапазонов фазовых скоростей (обозначаются чёрной пунктирной кривой на Рисунке 77а), рассчитанных для граничных значений диапазонов. Подобранные веса ИНС применяются для обращения всех 35010 построенных дисперсионных кривых фазовых скоростей.

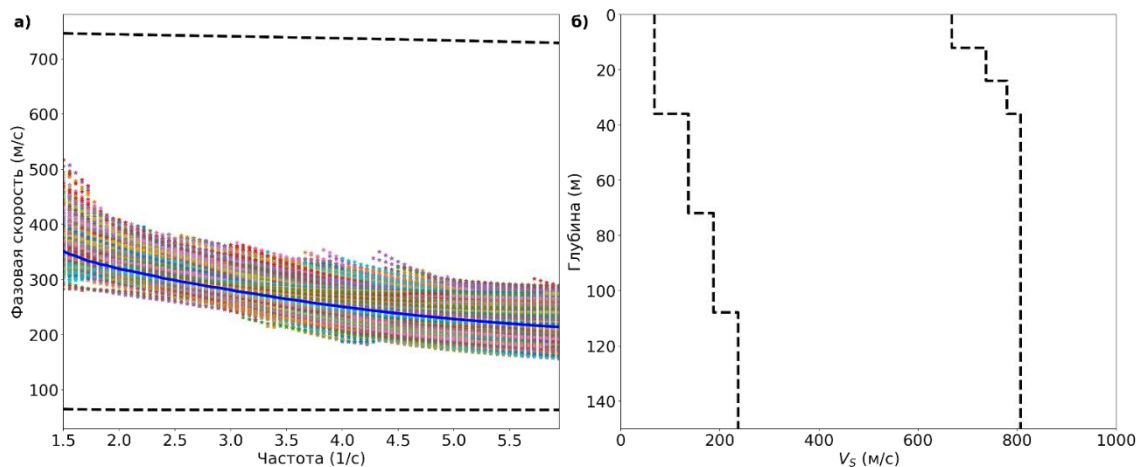


Рисунок 77 – Результат спектрального анализа и выбора параметризации скоростной модели: зависимость фазовой скорости от частоты по результатам разработанного SFK-преобразования (а) и зависимость скорости поперечной волны от глубины по результатам применения разработанного способа оптимизации выбора параметризации восстанавливаемой скоростной модели (б). Синяя линия – референтная дисперсионная кривая.

После построения 1D моделей интерполяцией вычисляются 2D скоростные модели. Площадная система наблюдений позволяет строить не только скоростные разрезы (Рисунки 78в и 78г), но и карты распределения глубин восстановленных границ слоёв (Рисунки 78а) и восстановленных V_S (Рисунок 78б). Восстановленные скоростные модели характеризуются спокойным горизонтально-слоистым строением и содержат четыре слоя. Средние значения глубин границ составляют 18, 44 и 69 м. Диапазон изменения V_S для исследуемой площади до глубины порядка 70 м составляет 160-730 м/с. Район исследования входит в зону распространения многолетнемерзлых пород. По результатам обработки данных методом MASW сделан вывод, что вечная мерзлота имеет кусочно-прерывный характер. На построенных 2D

скоростных моделях (Рисунки 78в и 78г) мерзлотой могут являться участки повышения сейсмических скоростей с последующим понижением скорости по глубине. В частности, диапазон глубин 20-40 м на расстоянии 5000-10000 м (Рисунок 78г).

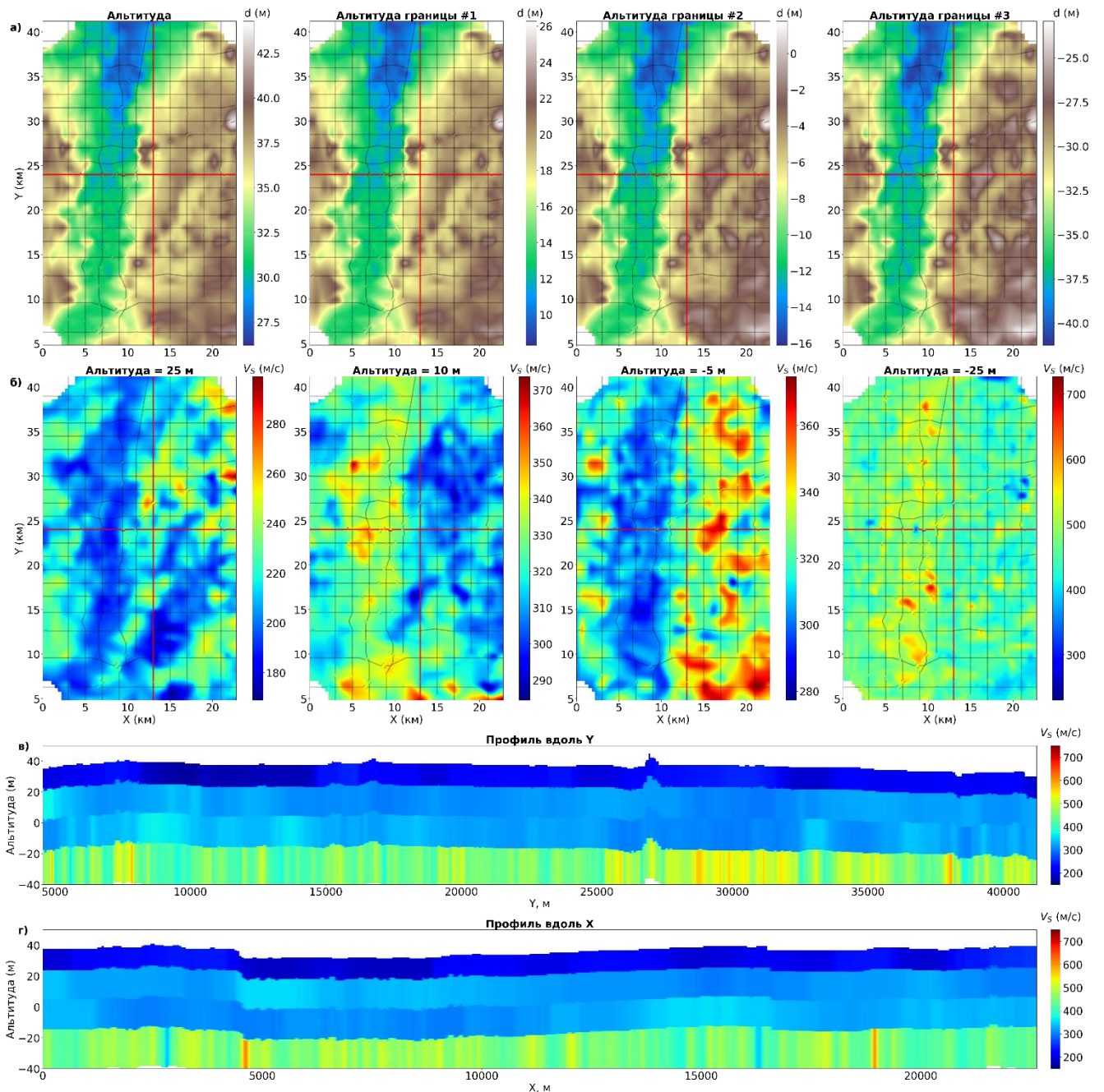


Рисунок 78 – Карты распределения альтитуды и глубин восстановленных границ (а), карты распределения восстановленных значений скорости поперечной волны V_S на альтитуде 15, 40, 60 и 80 м (б), скоростные разрезы поперечной волны для профиля вдоль Y (в) и X (г) по результатам инверсии данных разработанными алгоритмами. Красные линии – выбранные профиля для изображения восстановленных скоростных разрезов.

С использованием восстановленных значений V_S и мощностей слоёв, значений коэффициента Пуассона равного 0.35 и постоянной плотности равной 1900 кг/м^3 численно рассчитываются фазовые скорости. Расчётные фазовые скорости и построенные дисперсионные кривые использовались для вычисления средней абсолютной ошибки (V_R^{MAE}). Гистограмма

распределения V_R^{MAE} представлена на Рисунке 79. Среднее значение V_R^{MAE} составляет 8.6 м/с. Такая ошибка близка к ошибке, полученной при обращении дисперсионных кривых в синтетических тестах. Поэтому следует ожидать аналогичной точности результатов восстановления параметров скоростных моделей.

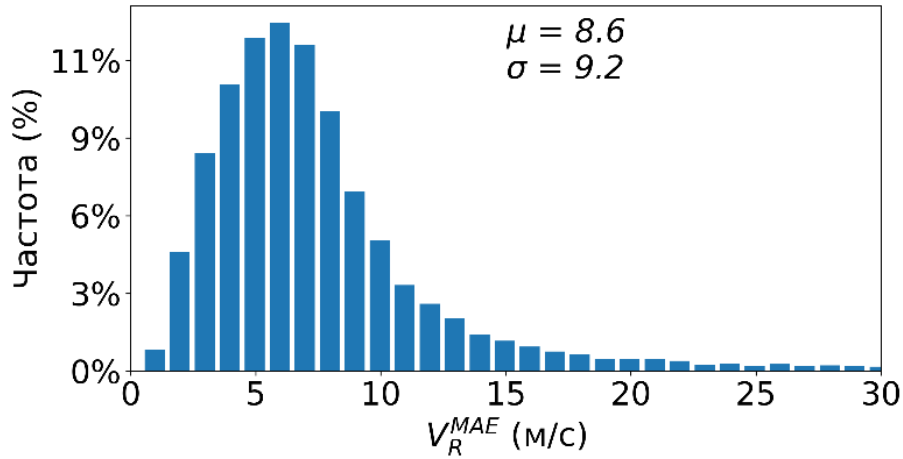


Рисунок 79 – Гистограмма распределения средней абсолютной ошибки (MAE) между построенными дисперсионными кривыми фазовых скоростей по результатам применения разработанного алгоритма SFK-преобразования и дисперсионными кривыми фазовых скоростей по результатам расчёта с использованием восстановленных параметров скоростных моделей.

Полученные результаты

При апробации разработанных программно-алгоритмических средств на синтетических и реальных данных получены следующие результаты:

1. Средняя относительная ошибка построения одномерных скоростных моделей составляет 11.5% для мощности и 9% для скорости поперечной волны.
2. Определена зависимость точности определения значений мощности и скорости в слоях находится от параметров системы наблюдения: длина базы наблюдения должна быть по меньшей мере в два раза меньше латеральной протяжённости скоростных аномалий, интервал наблюдений должен быть меньше или равен половине длины базы наблюдения.
3. Определено скоростное строение верхней части геологического разреза (построена двумерная субгоризонтальная трёхслойная модель скорости поперечной волны) вдоль профиля около д. Бурмистрово. Положение второй границы согласуется с положением первой границы, полученной методом t'_0 (разница средней глубины около 0.6 м при глубине границы около 23.4 м), что свидетельствует о достоверности полученных результатов. Построенная модель скорости поперечной волны дополняет известную модель скорости продольной волны приповерхностным слоем жёлтых суглинок со средней глубиной около 6.75 м, который не обнаруживается методом t'_0 , но обнаруживается методом ВЭЗ.

4. Определено скоростное строение верхней части геологического разреза (построены серии двумерных субгоризонтальных четырёхслойных моделей скорости поперечной волны) в районе месторождения Западной Сибири на площади около 995 км². С использованием большого объёма обработанных данных (35010 дисперсионных кривых, построенных по 30 профилям со средней протяжённостью 30 км) были построены площадные карты распределения скорости поперечной волны на различной глубине. Показана возможность использования одновременно обученной ИНС для обращения всех дисперсионных кривых, построенных в результате обработки имеющихся данных с использованием разработанного алгоритма и его программной реализации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результат исследования – новый эффективный двухмодульный алгоритм определения скоростного строения верхней части геологического разреза, состоящий из помехоустойчивого алгоритма (модуля) построения дисперсионных кривых зависимостей фазовых скоростей сейсмических поверхностных волн по многоканальным данным линейной системы наблюдений и алгоритма (модуля) построения скоростной модели поперечной волны обращением дисперсионных кривых с применением искусственных нейронных сетей (ИНС). Разработанные алгоритмы теоретически и экспериментально обоснованы и реализованы в виде научно-исследовательской версии программного обеспечения.

Использование преобразования Стоквелла при разработке алгоритма построения дисперсионных кривых фазовых скоростей позволяет получать высокоразрешающее распределение энергии волн в пространстве времени, частоты и расстояния за счёт переменного по частоте нормализующего множителя. С использованием последующей фильтрации сейсмограммы расчётом спектра амплитуд сейсмических волн вдоль множества прямых линий с различными наклонами на фиксированных частотах выделяется пакет поверхностной волны и подавляются волны-помехи. Несомненное преимущество предложенного алгоритма построения дисперсионных кривых фазовых скоростей – возможность исключить субъективизм пикирования максимумов двумерного амплитудного спектра сейсмических данных при наличии регулярных и случайных помех за счёт использования лично разработанного программного обеспечения алгоритма. Более того, за счёт реализованной в разработанном алгоритме фильтрации регулярных и случайных помех значения дисперсионных кривых фазовых скоростей определяются точнее, чем при использовании f - k преобразования.

Использование ИНС при разработке алгоритма определения скорости поперечной волны и мощности слоёв одномерной скоростной модели верхней части геологического разреза обращением дисперсионных кривых фазовых скоростей поверхностных волн позволяет значительно ускорить и повысить точность решения обратной задачи. Использование подобранных весов ИНС для инверсии данных метода MASW не требует значительных вычислительных ресурсов и дополнительной настройки её параметров, в отличие от алгоритмов глобальной оптимизации. Разработанный способ настройки архитектуры полносвязной многослойной ИНС является универсальным, так как основан на общепринятых принципах статистического анализа распределений ошибок решения обратной задачи, и может применяться для решения схожих задач. Применение разработанного способа оптимизации выбора параметризации скоростной модели позволяет: избежать известных трудностей задания диапазонов возможных значений определяемых параметров для ограничения пространства

решений в отсутствие априорной информации, определять число слоёв определяемой скоростной модели и формировать репрезентативный набор данных для подбора весов ИНС по значениям построенной по максимумам двумерного амплитудного спектра сейсмических данных референтной дисперсионной кривой фазовой скорости, рассматривать широкие диапазоны изменения значений фазовых скоростей поверхностной волны. Последнее позволяет применять единожды подобранные веса ИНС для обращения разных дисперсионных кривых (с максимальным отличием не более 50%), построенных при обработке данных с одной площади исследования.

Выгодное отличие разработанных программно-алгоритмических средств от используемых в настоящее время заключается в возможности автоматизации построения двумерных скоростных моделей поперечной волны при наличии случайных и регулярных помех в данных, в значительном ускорении решения обратной задачи при инверсии большого объёма данных метода MASW (от 50 000 дисперсионных кривых), повышенная точность определяемого скоростного строения верхней части геологического разреза.

Областью применимости разработанных программно-алгоритмических средств является определение скоростного строения верхней части геологического разреза при решении прикладных задач инженерно-геологических изысканий в режиме реального времени, 4D экспресс-мониторинга физико-механических параметров грунтов и нефтегазовой сейсморазведки при расчёте статических поправок обменных волн.

Приоритетным направлением дальнейшего развития программно-алгоритмического обеспечения метода MASW для определения скоростного строения верхней части геологического разреза является разработка алгоритма обращения полного двумерного амплитудного спектра сейсмических данных, что позволит снизить неоднозначность, повысить точность и устойчивость решения обратной задачи за счёт исключения процедуры построения дисперсионных кривых и использования мод высших порядков. Для решения такой задачи целесообразно использовать свёрточные ИНС глубокого обучения, хорошо зарекомендовавшие себя при анализе изображений, для аппроксимации связи между изображением двумерного амплитудного спектра и скоростной модели. Другим перспективным направлением дальнейшего изучения является разработка алгоритма определения области неоднозначности решения обратной задачи за счёт проекции на пространство скоростных моделей шума, связанного с наличием случайных и регулярных волн-помех и перераспределением энергии между модами поверхностной волны, и ошибок инверсии данных метода MASW, вводимых обратным оператором. Известные способы определения неоднозначности решения обратной задачи требуют её многократного решения. В связи с этим, также целесообразно использовать ИНС за счёт быстрейшего применения подобранных весов.

СПИСОК СОКРАЩЕНИЙ И УСЛОВНЫХ ОБОЗНАЧЕНИЙ

ВЭЗ –	вертикальное электрическое зондирование
ИНС –	искусственная нейронная сеть
МОВ –	метод отражённых волн
МПВ –	метод преломлённых волн
ОГТ –	общая глубинная точка
ОТВ –	общая точная возбуждения
ОСТ –	общая средняя точка
ПВ –	пункт возбуждения
ПП –	пункт приёма
СМРСС –	кросскорреляционный анализ трасс общей средней точки
CNN –	свёрточные нейронные сети
CWT –	непрерывные вейвлет-преобразование
GRM –	обобщённый метод взаимных точек
GWO –	алгоритм оптимизации «Серых волков»
MAE –	средняя абсолютная ошибка
MASW –	многоканальный анализ поверхностных волн
MDN –	нейронные сети смешанной плотности
MSE –	средняя квадратичная ошибка
MSLE –	среднеквадратичная логарифмическая ошибка
PML –	идеально согласованные слои
SASW –	спектральный анализ поверхностных волны
TFR –	временно-частотное представление
WAPE –	средняя относительная процентная ошибка

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Азаров А.В. Способ автоматического пикирования дисперсионных кривых фазовых скоростей поверхностных волн / А.В. Азаров, А.В. Яблоков, А.С. Сердюков // Проблемы геологии и освоения недр: труды XX Международного симпозиума студентов и молодых учёных им. акад. М.А. Усова (Томск, Россия, 2-7 апреля 2018 г.). – Томск, 2018. – Т. 1. – С. 371-373.
2. Викторов, И.А. Физические основы применения ультразвуковых волн Релея и Лэмба в технике / И.А. Викторов. – М.: Наука. – 1966. – 169 с.
3. Загорский Л.С. Метод определения вертикального сейсмического разреза массива горных пород с использованием волны типа Рэлея / Л.С. Загорский, В.Л. Шкуратник // Акустический журнал. – 2013. – Т. 59. – №. 2. – С. 222.
4. Использование сейсморазведки методом MASW в сеймотектонических исследованиях на примере Дальнего Востока России / А.Н. Овсяченко [и др.] // Инженерные изыскания. – 2013. – №. 2. – С. 38-48.
5. Исследование строения и свойств приповерхностных слоев связных грунтов на основе сейсмических данных / А.С. Сердюков [и др.] // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2016. XII Междунар. науч. конгр.: Междунар. науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Геоэкология": Сборник материалов в 4 т. (Новосибирск, 18-22 апреля 2016 г.). – 2016а. – Т. 2. – С. 8-12.
6. Калинина А.В. Изучение скоростных характеристик грунтов методом MASW для задач сейсмического микрорайонирования / А.В. Калинина, С.М. Аммосов // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2014. – Т. 41. – №. 4. – С. 67-77.
7. Левшин А.Л. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле / А.Л. Левшин [и др.] – М.: Наука, 1987 – 280 с.
8. Метод сейсмических исследований водонасыщенности грунтов и горных пород с использованием поверхностных волн / А.С. Сердюков [и др.] // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. – 2016. – Т. 1. – № 3. – С. 185-190.
9. Методика и результаты исследования физико-механических свойств связных грунтов сейсмическим методом / М.В. Курленя [и др.] // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. – 2016. – № 3. – С. 3-10. Переводная версия: Procedure and evidence of seismic research into physical properties of cohesive soils / M.V. Kurlenya [et al.] // Journal of Mining Science. – 2016. – V. 52. – № 3. – P. 417-423.
10. Объекты строительные повышенной ответственности. Правила сейсмического микрорайонирования: СП 283. 1325800.2016: утв. приказом М-ва строительства и жилищно-коммунального хозяйства Рос. Федерации 16.12.2016 г. N 981/пр: введ. в действие с 17.06.17 г.

11. Пластовые льды в голоценовых отложениях севера Западной Сибири / Ю.К. Васильчук [и др.] // Криосфера Земли. – 2016. – Т. 20. – №. 1. – С. 36-50.
12. Развитие методов инженерной сейсморазведки на основе данных поверхностных волн [Электронный ресурс] / А.В. Яблоков [и др.] // Инженерная геофизика 2016: тез. докл. 12-й научно-практической конференции и выставки (Анапа, Россия, 25-29 апреля 2016 г.). – Анапа, 2016. URL: <https://www.earthdoc.org/content/papers/10.3997/2214-4609.201600343> (дата обращения: 07.06.21).
13. Решение обратной задачи метода многоканального анализа поверхностных волн на основе искусственной нейронной сети / А.В. Яблоков [и др.] // Интерэкспо ГЕО-Сибирь. XV Междунар. науч. конгр. (Новосибирск, 24-26 апреля 2019 г.). – 2019. – Т. 2. – № 3. – С. 191-200.
14. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ №2019618979. nSeisLab / Г.С. Чернышов, А.В. Яблоков – Заявка № 2019617513. Дата поступления 21.06.2019 г. Зарегистрировано в Реестре программ для ЭВМ 08.07.2019 г. Дата опубликования 08.07.2019 г.
15. Сердюков А.С. Восстановление сейсмических сигналов по пикам спектрограмм, полученных с помощью S-преобразования / А.С. Сердюков, А.В. Азаров, А.В. Яблоков // Интерэкспо ГЕО-Сибирь: XV Междунар. науч. конгр.: Междунар. науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология": Сборник материалов в 9 т. (Новосибирск, 24-26 апреля 2019 г.). – 2019. – Т. 2. – № 3. – С. 168-173.
16. Сердюков А.С. Исследование и эффективная реализация метода многоканального анализа поверхностных волн / А.С. Сердюков, А.В. Яблоков, А.П. Дергач // Проблемы геологии и освоения недр: труды XX Международного симпозиума студентов и молодых учёных им. акад. М.А. Усова (Томск, Россия, 4-8 апреля 2016 г.). – Томск, 2016. – Т. 1. – С. 495-497.
17. Сердюков А.С. Исследования физико-механических свойств грунтов методом сейсморазведки / А.С. Сердюков, Г.С. Чернышов, А.В. Яблоков // Проблемы геологии и освоения недр: труды XX Международного симпозиума студентов и молодых учёных им. акад. М.А. Усова (Томск, Россия, 4-8 апреля 2016 г.). – Томск, 2016. – Т. 1. – С. 497-498.
18. Сердюков А.С. Многоканальный анализ поверхностных волн с фокусированием пространственно-временных спектров / А.С. Сердюков, А.В. Яблоков // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. XIII Междунар. науч. конгр.: Междунар. науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология": Сборник материалов в 4 т. (Новосибирск, 17-21 апреля 2017). – 2017. – Т. 4. – С. 53-57.
19. Сердюков А.С. Многоканальная фильтрация поверхностных сейсмических волн на основе применения метода главных компонент к частотно-временным представлениям данных /

А.С. Сердюков, А.В. Яблоков // Интерэкспо ГЕО-Сибирь - "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология": Материалы XVI международной научной конференции (Новосибирск, 20-24 апреля 2020 г.). – 2020. – С. 596-603.

20. Сердюков А.С. Новые методы цифровой обработки сигналов для определения параметров моделей распространения сейсмических волн / А.С. Сердюков, А.В. Яблоков, Г.С. Чернышов // Фундаментальные и прикладные вопросы горных наук. – 2019. – Т. 6. – № 1. – С. 233-237.

21. Яблоков А.В. Автоматизация определения фазовых скоростей поверхностных волн на основе фильтрации сейсмограмм во временно-частотной области // Материалы 57-й Международной научной студенческой конференции МНСК-2019: Геология (Новосибирск, 14-19 апреля 2019 г.). – 2019. – С. 58-58.

22. Яблоков А.В. Автоматизация спектрального анализа данных поверхностных волн / А.В. Яблоков, А.С. Сердюков // Интерэкспо ГЕО-Сибирь: XIV Международный научный конгресс: Междунар. науч. конф. "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология": Сборник материалов в 6 т. (Новосибирск, 23-27 апреля 2018 г.). – 2018а. – Т. 3. – С. 11-16.

23. Яблоков А.В. Алгоритм обучения искусственной нейронной сети с целью инверсии фазовых скоростей поверхностной волны // Геодинамика. Геомеханика и геофизика: Материалы девятнадцатой Всероссийской конференции (стационар "Денисова пещера", Россия, Алтайский край, п. Солонешное, 22-28 июля 2019 г.). – 2019. – С. 156-157.

24. Яблоков А.В. Восстановление верхней части геологического разреза на основе данных поверхностных волн // Материалы 53-й Международной научной студенческой конференции МНСК-2015: Геология (Новосибирск, 11-17 апреля 2015 г.). – 2015. – С. 58-58.

25. Яблоков А.В. Метод автоматизированного извлечения дисперсионных кривых на основе временно-частотного распределения сейсмических данных [Электронный ресурс] / А.В. Яблоков, А.С. Сердюков // Геофизические технологии. – 2018б. – № 3. – С. 48-58. URL: <https://www.rjgt.ru/jour/article/view/35> (дата обращения: 07.06.21).

26. Яблоков А.В. Развитие методов инженерной сейсморазведки на основе данных поверхностных волн // Материалы 54-й международной научной студенческой конференции МНСК-2016: Геология (Новосибирск, 16-20 апреля 2016 г.). – 2016. – С. 65-65.

27. Яблоков А.В. Разработка методов малоглубинной сейсморазведки на основе обработки многокомпонентных данных поверхностных волн // Материалы 55-й Международной научной студенческой конференции МНСК-2017: Геология (г. Новосибирск, 16-20 апреля 2017 г.). – 2017. – С. 70-70.

28. Яблоков А.В. Разработка методов малоглубинной сейсморазведки на основе обработки многокомпонентных данных поверхностных волн / А.В. Яблоков, А.С. Сердюков // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXI Международного симпозиума студентов и молодых учёных им. акад. М.А. Усова (Томск, Россия, 3-7 апреля 2017 г.). – Томск, 2017. – Т. 1. – С. 429-430.
29. Яблоков А.В. Сравнение результатов инверсии дисперсионных кривых поверхностных волн на основе искусственных нейронных сетей с подходами локальной и глобальной минимизации / А.В. Яблоков, А.С. Сердюков, Г.Н. Логинов // Интерэкспо ГЕО-Сибирь - "Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология": Материалы XVI международной научной конференции (г. Новосибирск, 20-24 апреля 2020 г.). – 2020. – С. 742-750.
30. Яблоков А.В. Спектральный анализ поверхностных волн на основе временно-частотных представлений / А.В. Яблоков, А.С. Сердюков // Науки о Земле. Современное состояние: Материалы V Всероссийской молодежной научно-практической школы-конференции (Геологический полигон "Шира", Республика Хакасия, Россия, 30 июля - 5 августа 2018 г.). – 2018. – С. 72-74.
31. Ясницкий А.А. Сравнение эффективности применения метода MASW с традиционными методами сейсморазведки для целей инженерных изысканий / А.А. Ясницкий, А.А. Колодий, В.Н. Шабарин // 8th EAGE International Scientific and Practical Conference and Exhibition on Engineering and Mining Geophysics 2012. – European Association of Geoscientists & Engineers, 2012. – С. ср-284.
32. A new misfit function for multimodal inversion of surface waves / M. Maraschini [et al.] // Geophysics. – 2010. – V. 75. – №. 4. – P. G31-G43.
33. Al-Hunaidi M.O. Difficulties with phase spectrum unwrapping in spectral analysis of surface waves nondestructive testing of pavements // Canadian Geotechnical Journal. – 1992. – V. 29. – №. 3. – P. 506-511.
34. An artificial neural network approach for the inversion of surface wave dispersion curves / A.V. Yablokov [et al.] // Geophysical Prospecting. – 2021. – V. 69. – №. 7. – P. 1405-1432.
35. Askari R. Dispersion and the dissipative characteristics of surface waves in the generalized S-transform domain / R. Askari, R.J. Ferguson // Geophysics. – 2012. – V. 77. – №. 1. – P. V11-V20.
36. Askari R. Estimation of surface-wave group velocity using slant stack in the generalized S-transform domain / R. Askari, S.H. Hejazi // Geophysics. – 2015. – V. 80. – №. 4. – P. EN83-EN92.

37. Beaty K.S. Simulated annealing inversion of multimode Rayleigh wave dispersion curves for geological structure / K.S. Beaty, D.R. Schmitt, M. Sacchi // *Geophysical Journal International*. – 2002. – V. 151. – №. 2. – P. 622-631.
38. Bergamo P. Retrieving 2D structures from surface-wave data by means of space-varying spatial windowing / P. Bergamo, D. Boiero, L.V. Socco // *Geophysics*. – 2012. – V. 77. – №. 4. – P. EN39-EN51.
39. Boiero D. Retrieving lateral variations from surface wave dispersion curves / D. Boiero, L.V. Socco // *Geophysical prospecting*. – 2010. – V. 58. – №. 6. – P. 977-996.
40. Brown R.A. A fast discrete S-transform for biomedical signal processing / R.A. Brown, R. Frayne // 2008 30th Annual International Conference of the IEEE Engineering in Medicine and Biology Society. – IEEE, 2008. – P. 2586-2589.
41. Buttkus B. Spectral analysis and filter theory in applied geophysics. – Springer Science & Business Media, 2012.
42. Çaylak Ç. Determination of near-surface structures from multi-channel surface wave data using multi-layer perceptron neural network (MLPNN) algorithm / Ç. Çaylak, İ. Kaftan // *Acta Geophysica*. – 2014. – V. 62. – №. 6. – P. 1310-1327.
43. Near-real-time near-surface 3D seismic velocity and uncertainty models by wavefield gradiometry and neural network inversion of ambient seismic noise / R. Cao [et al.] // *Geophysics*. – 2020. – V. 85. – №. 1. – P. KS13-KS27.
44. Cercato M. Addressing non-uniqueness in linearized multichannel surface wave inversion // *Geophysical Prospecting*. – 2009. – V. 57. – №. 1. – P. 27-47.
45. Characterization of geotechnical sites by SASW method / K.H. Stokoe [et al.] // *Geophysical characterization of sites*. – 1994. – P. 15-25.
46. Cox B.R. Layering ratios: a systematic approach to the inversion of surface wave data in the absence of a priori information / B.R. Cox, D.P. Teague // *Geophysical Journal International*. – 2016. – V. 207. – №. 1. – P. 422-438.
47. Cybenko G. Approximation by superpositions of a sigmoidal function // *Mathematics of Control, Signals and Systems (MCSS)*. – 1989. – V.2. – №. 4. – P. 303-314.
48. Dal Moro G. Determination of Rayleigh wave dispersion curves for near surface applications in unconsolidated sediments / G.D. Moro [et al.] // 2003 SEG Annual Meeting. – Society of Exploration Geophysicists, 2003.
49. Dal Moro G. Rayleigh wave dispersion curve inversion via genetic algorithms and marginal posterior probability density estimation / G.D. Moro, M. Pipan, P. Gabrielli // *Journal of Applied Geophysics*. – 2007. – V. 61. – №. 1. – P. 39-55.

50. Dou S. Full-wavefield inversion of surface waves for mapping embedded low-velocity zones in permafrost / S. Dou, J.B. Ajo-Franklin // *Geophysics*. – 2014. – V. 79. – №. 6. – P. EN107-EN124.
51. Dozat T. Incorporating nesterov momentum into adam [Электронный ресурс] // *OpenReview.net*. – 2016. URL: <https://openreview.net/forum?id=OM0jvwB8jIp57ZJjtNEZ> (дата обращения 09.06.21).
52. Exploring the model space and ranking a best class of models in surface-wave dispersion inversion: Application at European strong-motion sites Exploring model space, ranking best models / G.D. Giulio [et al.] // *Geophysics*. – 2012. – V. 77. – №. 3. – P. B147-B166.
53. Forbriger T. Inversion of shallow-seismic wavefields: I. Wavefield transformation // *Geophysical Journal International*. – 2003. – V. 153. – №. 3. – P. 719-734.
54. Forbriger T. Inversion of shallow-seismic wavefields: II. Inferring subsurface properties from wavefield transforms // *Geophysical Journal International*. – 2003. – V. 153. – №. 3. – P. 735-752.
55. Gabriels P. In situ measurements of shear-wave velocity in sediments with higher-mode Rayleigh waves / P. Gabriels, R. Snieder, G. Nolet // *Geophysical prospecting*. – 1987. – V. 35. – №. 2. – P. 187-196.
56. Gao L. Characteristics of high-frequency surface waves in a multi-layer earth model / L. Gao, Y. Pan, J. Xia // *Near-Surface Asia Pacific Conference, Waikoloa, Hawaii, 7-10 July 2015*. – Society of Exploration Geophysicists, Australian Society of Exploration Geophysicists, Chinese Geophysical Society, Korean Society of Earth and Exploration Geophysicists, and Society of Exploration Geophysicists of Japan, 2015. – P. 265-268.
57. Grey wolf optimizer for parameter estimation in surface waves / X. Song [et al.] // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. – 2015. – V. 75. – P. 147-157.
58. Haskell N.A. The dispersion of surface waves on multilayered media // *Bulletin of the seismological Society of America*. – 1953. – V. 43. – №. 1. – P. 17-34.
59. Hayashi K. CMP cross-correlation analysis of multi-channel surface-wave data / K. Hayashi, H. Suzuki // *Exploration Geophysics*. – 2004. – V. 35. – №. 1. – P. 7-13.
60. Using deep learning to derive shear-wave velocity models from surface-wave dispersion data / J. Hu [et al.] // *Seismological Research Letters*. – 2020. – V. 91. – №. 3. – P. 1738-1751.
61. Ikeda T. Window-controlled CMP crosscorrelation analysis for surface waves in laterally heterogeneous media / T. Ikeda, T. Tsuji, T. Matsuoka // *Geophysics*. – 2013. – V. 78. – №. 6. – P. EN95-EN105.
62. Integration of the Electrical Resistivity Tomography and Seismic Refraction Survey Data to Identify the Structure of Oxidized Waterlogged Zones of the Mine Tailings (Western Siberia, Russia) / S. Grakhova [et al.] // *AIJR Abstracts*. – 2020. – P. 125-126.

63. InterPACIFIC project: Comparison of invasive and non-invasive methods for seismic site characterization. Part I: Intra-comparison of surface wave methods / F. Garofalo [et al.] // *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*. – 2016. – V. 82. – P. 222-240.
64. Johnson D.H. Array signal processing: concepts and techniques / D.H. Johnson, D.E. Dudgeon // – Englewood Cliffs : PTR Prentice Hall, 1993. – P. 1-523.
65. Jones R. In-situ measurement of the dynamic properties of soil by vibration methods // *Geotechnique*. – 1958. – V. 8. – №. 1. – P. 1-21.
66. Lai C.G. Surface waves in dissipative media: Forward and inverse modelling // *Surface waves in geomechanics: direct and inverse modelling for soils and rocks*. – Springer, Vienna, 2005. – P. 73-163.
67. Laterally constrained inversion of ground roll from seismic reflection records / L.V. Socco [et al.] // *Geophysics*. – 2009. – V. 74. – №. 6. – P. G35-G45.
68. Mahdavi M. Multi-channel analysis of surface waves using Common Midpoint Cross Correlation method / M. Mahdavi, H.R. Siahkoochi // *Journal of Science (University of Tehran) (JSUT)*. – 2010. – V. 3. – P. 1-6.
69. MASW Survey with Fixed Receiver Geometry and CMP Cross-Correlation Technique for Data Processing: A Case Study of Wadi Fatima, Western Saudi Arabia / F. Rehman [et al.] // *Open Journal of Geology*. – 2018. – V. 8. – №. 5. – P. 463-473.
70. McMechan G.A. Analysis of dispersive waves by wave field transformation / G.A. McMechan, M.J. Yedlin // *Geophysics*. – 1981. – V. 46. – №. 6. – P. 869-874.
71. Mirjalili S. Grey wolf optimizer / S. Mirjalili, S.M. Mirjalili, A. Lewis // *Advances in engineering software*. – 2014. – V. 69. – P. 46-61.
72. Mode misidentification in Rayleigh waves: Ellipticity as a cause and a cure / J. Boaga [et al.] // *Geophysics*. – 2013. – V. 78. – №. 4. – P. EN17-EN28.
73. Modeling of wave dispersion using continuous wavelet transforms II: wavelet-based frequency-velocity analysis / M. Kulesh [et al.] // *Pure and Applied Geophysics*. – 2008. – V. 165. – №. 2. – P. 255-270.
74. Multichannel analysis of surface waves (MASW) for seismic site characterization using 2D genetic algorithm at Bahrah area, Wadi Fatima, Saudi Arabia / F. Rehman [et al.] // *Arabian Journal of Geosciences*. – 2016. – V. 9. – №. 8. – P. 1-13.
75. Multimodal approach to seismic pavement testing / N. Ryden [et al.] // *Journal of geotechnical and geoenvironmental engineering*. – 2004. – V. 130. – №. 6. – P. 636-645.
76. Nasser-Moghaddam A. A new quantitative procedure to determine the location and embedment depth of a void using surface waves / A. Nasser-Moghaddam, G. Cascante, J. Hutchinson // *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*. – 2005. – V. 10. – №. 1. – P. 51-64.

77. Nazarian S. In situ determination of elastic moduli of soil deposits and pavement systems by spectral-analysis-of-surface-waves method: PhD. / Stokoe Nazarian. – University of Texas at Austin, 1984.
78. Park C B. Multichannel analysis of surface waves / C.B. Park, R.D. Miller, J. Xia // *Geophysics*. – 1999. – V. 64. – №. 3. – P. 800-808.
79. Park C.B. MASW horizontal resolution in 2D shear-velocity (V_s) mapping // Open-File Report, Lawrence: Kansas Geologic Survey. – 2005.
80. Park C.B. Offset and resolution of dispersion curve in multichannel analysis of surface waves (MASW) / C.B. Park, R.D. Miller, J. Xia // 14th EEGS Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems. – European Association of Geoscientists & Engineers, 2001. – P. cp-192-00113.
81. Park C.B. Optimum field parameters of an MASW survey / C.B. Park, R.D. Miller, H. Miura // *Proceedings of the Society of Exploration Geophysicists*. – 2002. – P. 22-23.
82. Pei D. Application of simulated annealing inversion on high-frequency fundamental-mode Rayleigh wave dispersion curves / D. Pei, J.N. Louie, S.K. Pullammanappallil // *Geophysics*. – 2007. – V. 72. – №. 5. – P. R77-R85.
83. Pinnegar C.R. The S-transform with windows of arbitrary and varying shape / C.R. Pinnegar, L. Mansinha // *Geophysics*. – 2003. – V. 68. – №. 1. – P. 381-385.
84. Prayitna Y. Landslide Analysis Using Seismic Refraction Tomography And MASW: a Case Study in Ponorogo, East Java, Indonesia / Y. Prayitna, W. Utama, D.D. Warnana // *IPTEK The Journal of Engineering*. – 2019. – V. 5. – №. 2. – P. 43-47.
85. Resolution equivalence of dispersion-imaging methods for noise-free high-frequency surface-wave data / C. Shen [et al.] // *Journal of Applied Geophysics*. – 2015. – V. 122. – P. 167-171.
86. Richart F.E. *Vibrations of Soils and Foundations* / F.E. Richart, J.R. Hall, R.D. Woods. – New Jersey: Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, 1970. – 437 p.
87. Rix G.J. Accuracy and resolutions of surface wave inversion/ G.J. Rix, E.A. Leipski // – *Geotechnical Special Publication*. –1991. – V. 29. – P. 17-32.
88. Roohollah A. Surface wave analysis and its application to the calculation of converted wave static corrections: PhD. / Askari Roohollah. – University of Calgary, Calgary, AB., 2013.
89. Rubaiyn A. Joint Inversion of Rayleigh-wave Dispersion Curve for Near-Surface S-Wave Velocity Estimation / A. Rubaiyn, J. Safani, A. Priyono // *EAGE-HAGI 1st Asia Pacific Meeting on Near Surface Geoscience and Engineering*. – European Association of Geoscientists & Engineers, 2018. – V. 2018. – №. 1. – P. 1-5.
90. Ryden N. Fast simulated annealing inversion of surface waves on pavement using phase-velocity spectra / N. Ryden, C.B. Park // *Geophysics*. – 2006. – V. 71. – №. 4. – P. R49-R58.

91. Sensitivity analysis of dispersion curves of Rayleigh waves with fundamental and higher modes / L. Pan [et al.] // *Geophysical Journal International*. – 2019. – V. 216. – №. 2. – P. 1276-1303.
92. Reconstruction of seismic signals by the S-transform ridges [Электронный ресурс] / A.S. Serdyukov [et al.] // *Society of Exploration Geophysicists International Exposition and Annual Meeting 2019, SEG 2019 (San Antonio, Texas, 15-20 September 2019)*. – 2020. – С. 4680-4684.
93. Reconstruction of seismic signals using S-transform ridges / A.S. Serdyukov [et al.] // *Geophysical Prospecting*. – 2021. – V. 69. – №. 4. – P. 891-900.
94. Slant f-k transform of multichannel seismic surface wave data / A.S. Serdyukov [et al.] // *Geophysics*. – 2019. – V. 84. – № 1. – P. A19-A24.
95. The surface waves-based seismic exploration of soil and ground water / A.S. Serdyukov [et al.] // *IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. All-Russian Conference on Challenges for Development in Mining Science and Mining Industry devoted to the 85th anniversary of Academician Mikhail Kurlenya (Novosibirsk, Russia, 3-6 October 2016)*. – 2017. – V. 53. – № 1. – P. 012010-1 - 012010-5
96. Singh N. Hybrid algorithm of particle swarm optimization and grey wolf optimizer for improving convergence performance [Электронный ресурс] / N. Singh, S.B. Singh // *Journal of Applied Mathematics*. – 2017. – V. 2017. URL: <https://www.hindawi.com/journals/jam/2017/2030489/> (дата обращения: 07.06.2021).
97. Socco L.V. Improved Monte Carlo inversion of surface wave data / L.V. Socco, D. Boiero // *Geophysical Prospecting*. – 2008. – V. 56. – №. 3. – P. 357-371.
98. Socco L.V. Surface-wave analysis for building near-surface velocity models—Established approaches and new perspectives / L.V. Socco, S. Foti, D. Boiero // *Geophysics*. – 2010. – V. 75. – №. 5. – P. 75A83-75A102.
99. SOFI2D seismic modeling with finite differences: 2D—elastic and viscoelastic version / T. Bohlen [et al.] // *Karlsruhe Institute of Technology, used under GNU General Public License, Free Software Foundation*. – 2016.
100. Solano C.A.P. Two-dimensional near-surface seismic imaging with surface waves: alternative methodology for waveform inversion: PhD. / Carlos Andrés Pérez Solano – *Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris*, 2013.
101. Stockwell R.G. Localization of the complex spectrum: the S transform / R.G. Stockwell, L. Mansinha, R.P. Lowe // *IEEE transactions on signal processing*. – 1996. – V. 44. – №. 4. – P. 998-1001.
102. Surface wave methods for near-surface site characterization. / S. Foti [et al.] // – *CRC press*, 2014.

103. Surface waves: use them then lose them. Surface-wave analysis, inversion and attenuation in land reflection seismic surveying / C. Strobbia [et al.] // *Near Surface Geophysics*. – 2011. – V. 9. – №. 6. – P. 503-513.
104. Taipodia J. Impact of strike energy on the resolution of dispersion image in active MASW survey / J. Taipodia, A. Dey // *GeoShanghai International Conference*. – Springer, Singapore, 2018. – P. 419-427.
105. Taipodia J. Influence of data acquisition and signal preprocessing parameters on the resolution of dispersion image from active MASW survey / J. Taipodia, A. Dey, D. Baglari // *Journal of Geophysics and Engineering*. – 2018. – V. 15. – №. 4. – P. 1310-1326.
106. The S-transform based Automated Picking of Surface Wave Phase Velocity Dispersion Curves / A. Yablokov [et al.] // *80th EAGE Conference and Exhibition 2018 (Copenhagen, Denmark, 11-14 June 2018)*. – Copenhagen, 2018. – P. 8-9.
107. Thomson W.T. Transmission of elastic waves through a stratified solid medium // *Journal of applied Physics*. – 1950. – V. 21. – №. 2. – P. 89-93.
108. Using MASW to map bedrock in Olathe, Kansas / R.D. Miller [et al.] // *Expanded Abstracts*. – Society of Exploration and Geophysics. – 1999. – P. 433-436.
109. Wathelet M. Surface-wave inversion using a direct search algorithm and its application to ambient vibration measurements / M. Wathelet, D. Jongmans, M. Ohrnberger // *Near surface geophysics*. – 2004. – V. 2. – №. 4. – P. 211-221.
110. Wittkamp F. Individual and joint 2-D elastic full-waveform inversion of Rayleigh and Love waves / F. Wittkamp, N. Athanasopoulos, T. Bohlen // *Geophysical Journal International*. – 2019. – V. 216. – №. 1. – P. 350-364.
111. Wu L. S-transform and Fourier transform frequency spectra of broadband seismic signals / L. Wu, J. Castagna // *Geophysics*. – 2017. – V. 82. – №. 5. – P. O71-O81.
112. Xia J. Estimation of near-surface shear-wave velocity by inversion of Rayleigh waves / J. Xia, R.D. Miller, C.B. Park // *Geophysics*. – 1999. – V. 64. – №. 3. – P. 691-700.
113. Yablokov A. Inversion of Surface Waves Dispersion Curves Using Artificial Neural Network [Электронный ресурс] / A. Yablokov, A. Serdyukov // *82nd EAGE Annual Conference and Exhibition. European Association of Geoscientists Engineers (Amsterdam, The Netherlands, 8-11 June 2020)*. – 2020. – V. 2020. – P. 1-5.
114. Yamanaka H. Application of genetic algorithms to an inversion of surface-wave dispersion data / H. Yamanaka, H. Ishida // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1996. – V. 86. – №. 2. – P. 436-444.
115. Yılmaz Ö. *Seismic data processing*. / Ö. Yılmaz. – Tulsa: Society of Exploration Geophysicists, 1987. – 2065 p.

116. Ze-an H. CMP Gather Multi-Channel Analysis of Surface Waves / H. Ze-an, Z. Ping-song
// Electronic Journal of Geotechnical Engineering. – 2016. – V. 21. – P. 9867-9879.

СПИСОК ИЛЛЮСТРАТИВНОГО МАТЕРИАЛА

Рисунок 1 – Схематичное представление развёртывания отрицательной части f - k спектра для сейсмограммы фланговой системы наблюдений.

Рисунок 2 – Изображения двумерного амплитудного спектра полевых сейсмических данных в пространстве частоты и волнового числа (f - k спектр): f - k спектр в диапазоне $[-k_{\text{Найквиста}}; k_{\text{Найквиста}}]$ после применения двумерного преобразования Фурье (а) и f - k спектр в диапазоне $[0; 2k_{\text{Найквиста}}]$ после дополнения спектра значениями из области отрицательных пространственных частот (б). Пунктирные линии со стрелкой показывают соотношение трендов максимумов f - k спектра с их продолжениями из отрицательной области волновых чисел.

Рисунок 3 – Схематичные графики зависимости амплитудного спектра от волнового числа: идеализированный спектр (а), спектр при длине приёмной линии 96 м (б) и спектр при длине приёмной линии 12 м (в).

Рисунок 4 – Блок-схема разработанного алгоритма построения дисперсионной кривой фазовой скорости поверхностной волны.

Рисунок 5 – Синтетическая сейсмограмма по результатам расчёта данных свёрткой дисперсионной кривой фазовой скорости фундаментальной моды волны Релея и образа импульса Рикера с центральной частотой 30 Гц.

Рисунок 6 – Распределение энергии поверхностной волны в трёх плоскостях: частота-расстояние, время-расстояние, частота-время.

Рисунок 7 – Карты распределения амплитудного спектра синтетических данных в пространстве времени и расстояния (псевдосейсмограммы) на фиксированных частотах. Черные линии – направления расчёта волнового числа одномерным преобразованием Фурье по пространству расстояния.

Рисунок 8 – Распределения амплитудного спектра синтетических данных в пространстве частоты и волнового числа по результатам расчёта: разработанным SFK-преобразованием (слева) и стандартным FK-преобразованием (справа). Чёрная пунктирная линия – теоретическая дисперсионная кривая.

Рисунок 9 – Сейсмограммы по синтетическим данным расчёта свёрткой дисперсионной кривой фазовой скорости фундаментальной моды волны Релея и образа импульса Рикера с центральной частотой 30 Гц для численного эксперимента: сейсмограмма без шума (слева) и сейсмограмма с добавлением аддитивного белого Гауссовского шума с SNR = -15 дБ (справа).

Рисунок 10 – Распределения амплитудного спектра зашумлённой синтетической сейсмограммы по результатам расчёта: разработанным SFK преобразованием (слева) и

известным FK-преобразованием (справа). Чёрная пунктирная линия – теоретическая дисперсионная кривая.

Рисунок 11 – Зависимость амплитудного спектра полосового фильтра Баттерворта пятого порядка от частоты (слева) и сейсмограмма после применения фильтра к зашумлённым синтетическим данным (справа).

Рисунок 12 – Распределения амплитудного спектра отфильтрованной зашумлённой синтетической сейсмограммы по результатам расчёта: разработанным SFK преобразованием (слева) и известным FK-преобразованием (справа). Чёрная пунктирная линия – теоретическая дисперсионная кривая.

Рисунок 13 – Зависимость фазовой скорости поверхностной волны Релея от частоты по результатам решения дисперсионного уравнения.

Рисунок 14 – Распределения параметров синтетической трёхслойной упругой модели геологической среды с неоднородными включениями в первом слое: скорости продольной волны (слева), скорости поперечной волны (в центре) и плотности (справа). Синие треугольники – сейсмоприёмники, красные треугольники – источники.

Рисунок 15 – Сейсмограмма зарегистрированной вертикальной компоненты смещений синтетического волнового сейсмического поля по результатам численного расчёта системы уравнений упругости методом конечных разностей по параметрам трёхслойной упругой модели геологической среды с неоднородными включениями в первом слое.

Рисунок 16 – Распределения амплитудных спектров синтетических данных в пространстве фазовой скорости и частоты по результатам расчёта: разработанным SFK-преобразованием (слева) и стандартным FK-преобразованием (справа). Чёрные пунктирные линии – теоретические дисперсионные кривые, чёрные звёзды – автоматически пропикированные спектральные максимумы.

Рисунок 17 – Зависимость дисперсионных кривых фазовых скоростей от частоты по результатам решения дисперсионного уравнения и спектрального анализа.

Рисунок 18 – Результат решения обратной задачи: зависимость глубины от истинных и восстановленных значений скорости поперечной волны (слева), зависимость дисперсионных кривых фазовых скоростей по результатам решения дисперсионного уравнения и спектрального анализа (справа).

Рисунок 19 – Спутниковый снимок местности в районе Урского отвала и юго-восточной части п. Урск. На снимке обозначаются крайние точки и длина сейсмических профилей.

Рисунок 20 – Сейсмограмма зарегистрированной вертикальной компоненты смещений волнового сейсмического поля для пункта возбуждения (ПВ) 0 м первого профиля.

Рисунок 21 – Распределения амплитудных спектров полевых сейсмических данных для пункта возбуждения (ПВ) 0 м первого профиля в пространстве фазовой скорости и частоты по результатам расчёта: разработанным SFK-преобразованием (слева) и стандартным FK-преобразованием (справа). Чёрные звёзды – автоматически пропикированные спектральные максимумы.

Рисунок 22 – Сейсмограммы по результатам расчёта обратным двумерным преобразованием Фурье двумерных спектров разработанного SFK-преобразования (слева) и стандартного FK-преобразования (справа).

Рисунок 23 – Автоматически пропикированные спектральные максимумы (построенные дисперсионные кривые фазовых скоростей).

Рисунок 24 – Сейсмограммы полевых сейсмических данных и изображения их V-f спектров по результатам расчёта SFK- и FK-преобразованиями при различной длине приёмной линии (90 м, 30 м и 15 м).

Рисунок 25 – Зависимость глубины от восстановленных значений скорости поперечной волны обращением построенных по максимумам двумерных амплитудных спектров дисперсионных кривых фазовых скоростей с использованием SFK- и FK-преобразований при различной длине приёмной линии L (90 м, 30 м и 15 м).

Рисунок 26 – Карта распределения скорости продольной волны V_p по глубине и расстоянию вдоль профиля по результатам обработки сейсморазведочных данных методом сейсмической томографии. Красные линии – положения границ по результатам обработки сейсморазведочных данных методом GRM.

Рисунок 27 – Схема системы наблюдений сейсморазведочных работ методом МПВ вдоль профиля около д. Бурмистрово.

Рисунок 28 – Встречные сейсмограммы полевых сейсмических данных: для ПВ 160 м (слева) и ПВ 360 м (справа).

Рисунок 29 – Распределения двумерных амплитудных спектров в пространстве фазовой скорости и частоты по результатам расчёта разработанного SFK-преобразования данных встречных сейсмограмм: для ПВ 160 м (слева) и ПВ 360 м (справа).

Рисунок 30 – Зависимость построенных по максимумам амплитудных спектров данных встречных сейсмограмм фазовых скоростей от частоты.

Рисунок 31 – Зависимость приращения фазовых скоростей волны Релея от частоты при изменении упругих параметров среды (скорости S-волны V_S , скорости P-волны V_P , мощности слоёв h и плотности ρ) на 10% от первоначального значения.

Рисунок 32 – Схема разработанного алгоритма инверсии на основе применения искусственных нейронных сетей.

Рисунок 33 – Зависимость фазовых скоростей поверхностной волны от частоты по результатам разработанного алгоритма SFK-преобразования сейсмических данных для различных регионов исследования. Зелёные пунктирные линии – референтные дисперсионные кривые.

Рисунок 34 – Зависимость фазовых скоростей поверхностной волны от частоты по результатам разработанного алгоритма SFK-преобразования сейсмических данных для различных регионов. Зелёные пунктирные линии – референтные дисперсионные кривые, синие пунктирные линии – границы диапазонов изменения дисперсионных кривых фазовых скоростей при решении обратной задачи.

Рисунок 35 – Входные данные для подбора архитектуры ИНС: зависимость скорости поперечной волны от глубины (слева) и зависимость фазовой скорости от частоты (справа). Цифры – порядок вычислений.

Рисунок 36 – Зависимость значений функционала невязки для тренировочного и тестового набора данных (а), математического ожидания и стандартного отклонения распределения V_S^{MAE} (б), математического ожидания и стандартного отклонения распределения h^{MAE} (в) и времени подбора весов (а-в) от объёма тренировочных данных.

Рисунок 37 – Схема используемой структуры ИНС с тремя скрытыми слоями.

Рисунок 38 – Зависимость относительной частоты попадания в интервал (огibaющей гистограммы) распределения ошибки определения: скорости поперечной волны V_S^{MAE} (слева) и мощности h^{MAE} (справа) по результатам использования различных функционалов невязки при подборе весов ИНС.

Рисунок 80 – Зависимость относительной частоты попадания в интервал (огibaющей гистограммы) распределения ошибки определения: скорости поперечной волны V_S^{MAE} (слева) и мощности h^{MAE} (справа) по результатам использования различных функций активации при подборе весов ИНС

Рисунок 40 – Зависимость относительной частоты попадания в интервал (огibaющей гистограммы) распределения ошибки определения: скорости поперечной волны V_S^{MAE} (слева) и мощности h^{MAE} (справа) по результатам использования различных алгоритмов оптимизации (с настроенными по умолчанию параметрами из библиотеки Keras) при подборе весов ИНС.

Рисунок 41 – Зависимость коэффициента скорости подбора весов ИНС от числа эпох.

Рисунок 42 – Зависимость относительной частоты попадания в интервал (огibaющей гистограммы) распределения ошибки определения: скорости поперечной волны V_S^{MAE} (слева) и мощности h^{MAE} (справа) по результатам использования различных алгоритмов оптимизации и линейной зависимости скорости подбора весов ИНС от числа эпох.

Рисунок 43 – Зависимость функционала невязки от числа эпох при использовании различных алгоритмов оптимизации со стандартными настройками параметров (слева) и при использовании линейной зависимости скорости подбора весов ИНС от числа эпох (справа).

Рисунок 44 – Гистограммы распределения средних абсолютных ошибок определения: скорости поперечной волны V_S^{MAE} (а) и мощности слоёв h^{MAE} (б) с использованием различных алгоритмов обращения дисперсионных кривых фазовых скоростей (алгоритм с использованием ИНС и алгоритм Монте-Карло).

Рисунок 45 – Сравнение результатов инверсии для модели А между алгоритмами ИНС, GWO и Монте-Карло при различных значениях коэффициента слоистости Ξ .

Рисунок 46 – Зависимость глубины от восстановленных значений скорости поперечной волны – результат многократного решения обратной задачи с использованием алгоритма Монте-Карло на редкой сетке скоростных моделей при различных значениях коэффициента слоистости. Красные кривые – истинные скоростные модели, синие кривые – границы диапазонов поиска решения обратной задачи.

Рисунок 47 – Зависимость среднеквадратичной невязки между референтной и расчётной дисперсионными кривыми фазовых скоростей V_R^{MAE} от значений коэффициента слоистости Ξ по результатам применения разработанного способа оптимизации подбора параметризации восстанавливаемой скоростной модели.

Рисунок 48 – Результаты решения обратной задачи по синтетическим данным модели А: зависимость восстановленной скорости поперечной волны от глубины обращением дисперсионной кривой фазовой скорости без шума (а) и с шумом (в), зависимость истинной и расчётных дисперсионных кривых фазовой скорости от частоты без шума (б) и с шумом (г).

Рисунок 49 – Зависимость глубины от скорости поперечной волны по результатам 100 независимых обращений синтетической дисперсионной кривой фазовой скорости для модели А с использованием различных алгоритмов: с применением ИНС (слева), Монте-Карло (в центре) и GWO (справа).

Рисунок 50 – Результаты решения обратной задачи по синтетическим данным модели Б: зависимость восстановленной скорости поперечной волны от глубины обращением дисперсионной кривой фазовой скорости без шума (а) и с шумом (в), зависимость истинной и расчётных дисперсионных кривых фазовой скорости от частоты без шума (б) и с шумом (г).

Рисунок 51 – Зависимость глубины от скорости поперечной волны по результатам 100 независимых обращений синтетической дисперсионной кривой фазовой скорости для модели Б с использованием различных алгоритмов: с применением ИНС (слева), Монте-Карло (в центре) и GWO (справа).

Рисунок 52 – Результаты решения обратной задачи по синтетическим данным модели В: зависимость восстановленной скорости поперечной волны от глубины обращением дисперсионной кривой фазовой скорости без шума (а) и с шумом (в), зависимость истинной и расчётных дисперсионных кривых фазовой скорости от частоты без шума (б) и с шумом (г).

Рисунок 53 – Зависимость глубины от скорости поперечной волны по результатам 100 независимых обращений синтетической дисперсионной кривой фазовой скорости для модели В с использованием различных алгоритмов: с применением ИНС (слева), Монте-Карло (в центре) и GWO (справа).

Рисунок 54 – Сейсмограмма зарегистрированной вертикальной компоненты смещений синтетического волнового поля по результатам численного расчёта системы уравнений упругости методом конечных разностей (слева) и изображение её амплитудного спектра в пространстве фазовой скорости и частоты (справа).

Рисунок 55 – Результат решения обратной задачи: зависимость глубины от истинных и восстановленных значений скорости поперечной волны (слева), зависимость построенных и рассчитанных дисперсионных кривых фазовых скоростей (справа).

Рисунок 56 – Распределения параметров синтетической упругой модели геологической среды с волнообразной формой границы: скорости поперечной волны V_S (а), скорости продольной волны V_P (б) и плотности ρ (с).

Рисунок 57 – Сейсмограммы зарегистрированной вертикальной компоненты смещений синтетического волнового поля по результатам численного расчёта системы уравнений упругости методом конечных разностей для пунктов возбуждения (ПВ) с координатами: 0 м (а), 250 м (б) и 500 м (с).

Рисунок 58 – Распределения двумерных амплитудных спектров синтетических сейсмических данных в пространстве фазовой скорости и частоты по результатам расчёта разработанным SFK-преобразованием при различной длине базы наблюдения L (20 м, 40 м и 60 м) и различных координат пункта возбуждения ПВ (0 м, 250 м и 500 м).

Рисунок 59 – Зависимость построенных дисперсионных кривых фазовой скорости поверхностной волны от частоты по результатам расчёта разработанным алгоритмом SFK-преобразования синтетических данных для различной базы наблюдения L : 20 м (а) и 40 м (б).

Рисунок 60 – Карты распределения скорости поперечной волны по глубине и расстоянию вдоль профиля по результатам инверсии синтетических сейсмических данных разработанным алгоритмом с использованием ИНС при различной длине линии наблюдения L (20 м и 40 м) и различном шаге между пунктами возбуждения dS (1 м, 10 м, 40 м и 100 м). Красные треугольники – срединные точки линии наблюдения (точки привязки построенных одномерных скоростных моделей).

Рисунок 61 – Распределения параметров синтетической упругой модели геологической среды со ступенчатой формой границы: скорости поперечной волны V_S (а), скорости продольной волны V_P (б) и плотности ρ (с).

Рисунок 62 – Сейсмограммы зарегистрированной вертикальной компоненты смещений синтетического волнового поля по результатам численного расчёта системы уравнений упругости методом конечных разностей для пунктов возбуждения (ПВ) с координатами: 0 м (а), 100 м (б) и 200 м (с).

Рисунок 63 – Распределения двумерных амплитудных спектров синтетических сейсмических данных в пространстве фазовой скорости и частоты по результатам расчёта разработанным SFK-преобразованием при различной длине базы наблюдения L (30 м, 60 м и 100 м) и различных координат пункта возбуждения ПВ (0 м, 50 м, 70 м, 85 м и 200 м.).

Рисунок 64 – Зависимость построенных дисперсионных кривых фазовой скорости поверхностной волны от частоты по результатам расчёта разработанным алгоритмом SFK-преобразования синтетических данных для различной базы наблюдения L : 30 м (а), 60 м (б) и 40 м (с).

Рисунок 65 – Карты распределения скорости поперечной волны по глубине и расстоянию вдоль профиля по результатам инверсии синтетических сейсмических данных разработанным алгоритмом с использованием ИНС при различной длине линии наблюдения L (30 м, 60 м и 100 м) и различном шаге между пунктами возбуждения dS (1 м, 5 м, 10 м и 30 м). Красные треугольники – срединные точки линии наблюдения (точки привязки построенных одномерных скоростных моделей).

Рисунок 66 – Схемы системы наблюдений для сбора данных на профиле около д. Бурмистрово: схема системы наблюдений для обработки методом преломлённых волн (а), левобланговая система наблюдений для обработки методом MASW (б) и правобланговая система наблюдений для обработки методом MASW (в).

Рисунок 67 – Пример полевых данных и их спектральный анализ: сейсмограмма общей точки возбуждения для пункта взрыва с координатой 180 м (а), сейсмограмма после применения пространственного окна слева от источника (б), сейсмограмма после применения пространственного окна справа от источника (в) и соответствующие спектральные изображения в пространстве фазовая скорость-частота (г) и (д).

Рисунок 68 – Результат спектрального анализа и выбора параметризации скоростной модели: зависимость глубины от скорости поперечной волны по результатам применения разработанного способа оптимизации выбора параметризации восстанавливаемой скоростной модели (слева) и зависимость фазовой скорости от частоты по результатам разработанного SFK-преобразования (справа). Чёрная пунктирная линия – референтная дисперсионная кривая.

Рисунок 69 – Зависимость глубины от восстановленных значений скорости поперечной волны – результат многократного решения обратной задачи с использованием алгоритма Монте-Карло на редкой сетке скоростных моделей при различных значениях коэффициента слоистости Ξ . Синие кривые – границы диапазонов поиска решения обратной задачи.

Рисунок 70 – Зависимость среднеквадратичной невязки между референтной и расчётной дисперсионными кривыми фазовых скоростей V_R^{MAE} от значений коэффициента слоистости Ξ по результатам применения разработанного способа оптимизации подбора параметризации восстанавливаемой скоростной модели.

Рисунок 71 – Карты распределения скорости поперечной волны по глубине и расстоянию вдоль профиля по результатам инверсии данных для правофланговой (а) и левофланговой (б) систем наблюдения разработанным алгоритмом с использованием ИНС, осреднение построенных скоростных разрезов (в). Жёлтые треугольники – срединные точки линии наблюдения (точки привязки построенных одномерных скоростных моделей).

Рисунок 72 – Карта распределения эклектического сопротивления ρ по глубине и расстоянию вдоль профиля по результатам обработки электроразведочных данных методом ВЭЗ (из отчёта по учебной геофизической практике ГГФ НГУ 2018 г.).

Рисунок 73. Схемы системы наблюдений для сбора данных на площади в Западной Сибири: схема системы наблюдений для обработки методом общей глубинной площадки (а), левофланговая система наблюдений для обработки методом MASW (б) и правофланговая система наблюдений для обработки методом MASW (в).

Рисунок 74 – Пример полевых данных и их спектральный анализ: сейсмограмма общей точки возбуждения для пункта взрыва (а), спектральное изображение в пространстве фазовая скорость-частота левой (б) и правой (в) части сейсмограммы. Красные стрелки – используемая база наблюдения для обработки данных методом MASW.

Рисунок 75 – Сейсмограмма общей точки возбуждения по исходным полевым данным (а), зависимость амплитудного спектра полосового фильтра Баттерворта четвёртого порядка от частоты (б) и сейсмограмма по данным после применения полосового фильтра к каждой трассе (в).

Рисунок 76 – Сейсмограмма по отфильтрованным данным с наибольшим отношением сигнал/помеха = 57.7 (а), сейсмограмма по отфильтрованным данным с наименьшим отношением сигнал/помеха = 3.9 (б), карта распределения значений сигнал/помеха вдоль сейсмических профилей по всей площади наблюдений (в) и гистограмма распределения отношения сигнал/помеха на всей площади наблюдений (г).

Рисунок 77 – Результат спектрального анализа и выбора параметризации скоростной модели: зависимость фазовой скорости от частоты по результатам разработанного SFK-

преобразования (а) и зависимость глубины от скорости поперечной волны по результатам применения разработанного способа оптимизации выбора параметризации восстанавливаемой скоростной модели (б). Синяя линия – референтная дисперсионная кривая.

Рисунок 78 – Карты распределения альтитуды и глубин восстановленных границ (а), карты распределения восстановленных значений скорости поперечной волны V_S на альтитуде 15 м, 40 м, 60 м и 80 м (б), скоростные разрезы поперечной волны для профиля вдоль Y (в) и X (г) по результатам инверсии данных разработанными алгоритмами. Красные линии – выбранные профили для изображения восстановленных скоростных разрезов.

Рисунок 79 – Гистограмма распределения средней абсолютной ошибки (MAE) между построенными дисперсионными кривыми фазовых скоростей по результатам применения разработанного алгоритма SFK-преобразования и дисперсионными кривыми фазовых скоростей по результатам расчёта с использованием восстановленных параметров скоростных моделей.