

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
ИНСТИТУТ ДИНАМИКИ ГЕОСФЕР
им. М.А. САДОВСКОГО

На правах рукописи

Гоев Андрей Георгиевич

**СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ
КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-
ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ**

Специальность 25.00.10 – «Геофизика,
геофизические методы поисков полезных ископаемых»

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата физико-математических наук

Научный руководитель:

доктор физико-математических наук

И.А. Санина

Научный консультант:

кандидат физико-математических наук

Г.Л. Косарев

Москва – 2020

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ОБЗОР СОВРЕМЕННЫХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ГЛУБИННОМ СТРОЕНИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ.....	10
<i>1.1. ОБЗОР РЕЗУЛЬТАТОВ РЕГИОНАЛЬНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ РАБОТ.....</i>	<i>10</i>
<i>1.2. ОБОБЩЕНИЕ ДАННЫХ ПО СКОРОСТНОМУ РАЗРЕЗУ «ЗЕМНАЯ КОРА – ВЕРХНЯЯ МАНТИЯ» ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЕП</i>	<i>17</i>
<i>1.3. СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ МОДЕЛЕЙ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ.....</i>	<i>22</i>
ГЛАВА 2. ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МЕТОДА ФУНКЦИИ ПРИЕМНИКА	27
<i>2.1 ОБОСНОВАНИЕ ВЫБОРА МЕТОДА ИССЛЕДОВАНИЯ.....</i>	<i>27</i>
<i>2.2 ОСНОВЫ МЕТОДА ФУНКЦИИ ПРИЕМНИКА</i>	<i>30</i>
<i>2.3 ПЕРЕХОД В ЛУЧЕВУЮ СИСТЕМУ КООРДИНАТ</i>	<i>34</i>
<i>2.4 СТАНДАРТИЗАЦИЯ ВОЛНОВЫХ ФОРМ.....</i>	<i>38</i>
<i>2.5 ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ОПОРНЫХ ГРАНИЦ ЗОНЫ ФАЗОВЫХ ПЕРЕХОДОВ И ПОСТРОЕНИЯ СТЕКА</i>	<i>42</i>
<i>2.6 АЛГОРИТМ РЕШЕНИЯ ПРЯМОЙ И ОБРАТНОЙ ЗАДАЧ ДЛЯ МЕТОДА ФУНКЦИИ ПРИЕМНИКА</i>	<i>45</i>
<i>2.7 ВЛИЯНИЕ ОСАДОЧНОГО СЛОЯ НА PRF</i>	<i>50</i>
ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЕП НА ОСНОВЕ ПРОФИЛЯ ШИРОКОПОЛОСНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ	55
<i>3.1 ХАРАКТЕРИСТИКИ ИСПОЛЬЗОВАННОГО ОБОРУДОВАНИЯ.....</i>	<i>55</i>
<i>3.2 МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ПОЛЕВЫХ ИЗМЕРЕНИЙ</i>	<i>59</i>

3.3 РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ФУНКЦИЙ ПРИЕМНИКА ДЛЯ ДАННЫХ СТАНЦИИ “ОБНИНСК”	64
3.4 РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ФУНКЦИЙ ПРИЕМНИКА ДЛЯ ДАННЫХ СТАНЦИИ “МИХНЕВО”	69
3.5 РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ МЕТОДА ФУНКЦИЙ ПРИЕМНИКА ДЛЯ ДАННЫХ ВРЕМЕННЫХ СТАНЦИИ “ВОСКРЕСЕНСК” И “ШАТУРА”	73
ГЛАВА 4. ОЦЕНКИ АЗИМУТАЛЬНОЙ УПРУГОЙ АНИЗОТРОПИИ, ОПРЕДЕЛЕННЫЕ ПО ДАННЫМ СТАНЦИЙ “ОБНИНСК” И “МИХНЕВО”	80
4.1 ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О СЕЙСМИЧЕСКОЙ АНИЗОТРОПИИ.....	80
4.2 ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЯВЛЕНИЯ РАСЩЕПЛЕНИЯ ПОПЕРЕЧНОЙ ВОЛНЫ В АНИЗОТРОПНОЙ СРЕДЕ	82
4.3 РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ АНИЗОТРОПИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ДЛЯ СТАНЦИИ “ОБНИНСК”	86
4.4 РЕЗУЛЬТАТЫ ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ АНИЗОТРОПИИ ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ДЛЯ СТАНЦИИ “МИХНЕВО”	93
4.5 СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОПРЕДЕЛЕНИЯ АЗИМУТАЛЬНОЙ АНИЗОТРОПИИ ПО ДАННЫМ СТАНЦИЙ “ОБНИНСК” И “МИХНЕВО”	95
ГЛАВА 5. ОБСУЖДЕНИЕ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ.....	98
5.1 ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОЦЕНОК И МОДЕЛИРОВАНИЯ СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЕП	98
5.2 ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОЦЕНОК СРЕДНИХ СКОРОСТЕЙ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ КОЛЛИЗИОННОЙ ЗОНЫ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ВЕП	103
5.2 ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ОЦЕНОК АЗИМУТАЛЬНОЙ УПРУГОЙ АНИЗОТРОПИИ, ОПРЕДЕЛЕННЫХ ПО ДАННЫМ СТАНЦИЙ “ОБНИНСК” И “МИХНЕВО”	106
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	113
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	115

Введение

Актуальность темы

В связи с бурным развитием методов исследования глубинного строения земной коры и мантии, а также расширением возможностей инструментальной базы, возрос интерес к исследованию глубинного строения древних докембрийских платформ. Делаются попытки использования комплекса геотермических, сейсмических и петролого-геохимических данных для определения структурной, температурной, вещественной и изотопной неоднородностей (вертикальной и латеральной) верхней мантии Земли. Существующие геохимические и геофизические модели неравнозначны по своей вертикальной и латеральной разрешающей способности, при этом приоритетное значение для всех последующих реконструкций имеют данные глубинных сейсмических исследований.

Центральная часть Русской платформы (коллизонная зона) или, в другой терминологии центральная часть Восточно-Европейской платформы (ВЕП), является местом соединения в единый континент трех архейских прото-кратонов (мегаблоков) – Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии. Ее глубинное строение представляет несомненный интерес для изучения процессов ранней геологической истории Земли. В то же время этот регион в настоящее время является наименее исследованной с точки зрения особенностей глубинного строения верхней мантии и процессов ее формирования. Из-за слабой сейсмической активности на территории ВЕП ранее не ставилась задача установки плотной сети сейсмических станций, что препятствовало использованию современных методов получения знаний о глубинном строении, в том числе наличии на этой территории возможных сейсмогенерирующих структур.

Актуальность работы обусловлена необходимостью получения надежных и детальных данных сведений о границах в литосфере, мантии и переходной зоне мантии под Русской плитой; распределении скоростей, движениях и деформациях, вызванных пластическими течениями в верхней мантии, поскольку именно эти данные дают возможность полнее и точнее описать структуру мантии, ее динамику и эволюцию Земли в целом.

Цели исследования.

Целью данного исследования является определение особенностей скоростных характеристик земной коры и верхней мантии коллизионной зоны тройного сочленения мегаблоков центральной части Восточно-Европейской платформы по данным телесеismicких событий. Для достижения поставленной цели в процессе работы над диссертацией необходимо было решить следующие **задачи:**

1. Обеспечить накопление представительного набора сейсмограмм удаленных землетрясений (эпицентральные расстояния 40° - 100°). С этой целью установить, дополнительные к уже существующим (“Обнинск” и “Михнево”), широкополосные сейсмические станции (“Воскресенск” и “Шатура”)
2. По записям телесеismicких событий, зарегистрированных на постоянно действующих и вновь установленных сейсмических станциях, провести расчет индивидуальных функций приемника объемных волн P и S.
3. По полученным индивидуальным функциям приемника оценить скоростные характеристики верхней мантии исследуемого региона.
4. На основе решения обратной задачи получить одномерные модели скоростного строения земной коры и верхней мантии до глубины 300 км для каждой из анализируемых станций.
5. Для постоянно действующих сейсмических станций провести оценки азимутальной анизотропии по данным SKS волн.
6. Сопоставить полученные сейсмические результаты с известными геофизическими и геологическими данными.

Научная новизна.

Впервые для коллизионной зоны тройного сочленения микроконтинентов Восточно-Европейской платформы построены локальные скоростные модели литосферы и верхней мантии до глубины 250-300 км по данным телесеismicких

событий, характеризующиеся рядом сейсмических границ - на всех разрезах выявлена граница верхняя-нижняя кора, кровля и подошва зоны Мохо, сейсмические границы в верхней мантии.

Впервые для данного региона надежно установлено наличие слоя пониженных скоростей в верхней мантии на глубинах 70-140 км.

Определены параметры азимутальной упругой анизотропии верхней мантии коллизионной зоны центральной части ВЕП и впервые осуществлена их привязка к, выявленным при моделировании, особенностям разреза - подкоровому слою и слою пониженной скорости в верхней мантии.

Основные научные положения, выносимые на защиту:

1. Для всех точек наблюдения выявлено, что скорость волн V_s в верхней части верхней мантии, в среднем на 3%, повышена относительно стандартной модели IASP91
2. Для всех точек наблюдения получены одномерные скоростные модели литосферы и верхней мантии до глубины 300 км. Определены глубины залегания границы между верхней и нижней корой, кровли и подошвы зоны Мохо и границ в верхней мантии
3. Показано присутствие слоя относительного понижения скоростей V_s на 1 – 2% в верхней части верхней мантии на глубинах 70 – 140 км
4. Определены параметры азимутальной анизотропии верхней мантии коллизионной зоны центральной части ВЕП. Выявлено наличие двух анизотропных слоев – подкорового и связанного со слоем пониженной скорости. Азимут оси симметрии первого составляет 160^0 , второго – 90^0

Достоверность полученных результатов

Достоверность полученных результатов обеспечена большим объемом используемых экспериментальных данных, обработанных с использованием многократно апробированных методик и внутренней непротиворечивостью

достигнутых результатов. А также их верификацией с независимо полученными геолого-геофизическими данными

Практическая значимость

Практическая значимость приведенных в работе результатов состоит в том, что впервые получены представления о строении коллизионной зоны тройственного сочленения мегаблоков центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Вместе с известными сведениями о строении Балтийского щита и Северных районов ВЕП они могут служить основой для понимания раннего геологического развития и эволюции платформы.

В процессе выполнения работы были установлены новые широкополосные сейсмические станции, что совместно с данными ГФО “Михнево” позволило существенно улучшить возможности локации слабых сейсмических событий на центральной части Восточно-Европейской платформы.

Полученные скоростные модели дают возможность внести поправки к региональному годографу для эпицентральных расстояний более 1^0 , что позволит увеличить точность локации региональных событий.

Исходный материал и методы исследования

В процессе работы были использованы данные постоянно действующих долговременных станций – ЦСО “Обнинск” (55.11^0 , 36.56^0) и ГФО “Михнево” (54.95^0 , 37.76^0); а также установлены временные широкополосные станции – “Воскресенск” (55.33^0 , 38.88^0) и “Шатура” (55.21^0 , 39.97^0). Станции формируют профиль, пересекающий коллизионную зону Восточно-Европейской платформы в субширотном направлении. В общей сложности обработано более 500 записей удаленных землетрясений. В качестве исходного каталога был использован СМТ (Global Centroid Moment Tensor Catalog).

Для получения глубинных сейсмических разрезов применялась методика функций приемника, основанная на выделении и анализе обменных волн

P_s и S_p , а также кратных волн P_{pps} , P_{pss} и S_{psp} , S_{spp} . Определение азимутальной упругой анизотропии верхней мантии осуществлялось на основе анализа расщепления поперечных (использовались SKS фазы) волн при их прохождении через анизотропный слой.

Личный вклад автора

В соответствии с поставленными в рамках исследования задачами, автором был произведен выбор точек расположения новых пунктов наблюдения, установка и поддержание функционирования двух временных станций “Воскресенск” и “Шатура”. Для вновь установленных и постоянных станций “Обнинск” и “Михнево” автором лично был проведен весь цикл работы от сбора и конвертации исходных данных, а также расчёта индивидуальных функций приемника до построения скоростных моделей и интерпретации результатов. Оценки параметров азимутальной упругой анизотропии также выполнены самостоятельно.

Апробация результатов и публикации по теме диссертации

Работа была представлена в виде тезисов и докладов на российских и международных конференциях: Воронеж 2016, XVIII Уральской молодежной школе по геофизике (Пермь, 2017); General Assembly EGU 2017, 2018 (Вена, 2017, 2018); General Assembly ESC 2016, 2018 (Trieste, 2016; Malta, 2018); XII и XIII Международные сейсмологические школы “Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных” (Алматы, 2017; Кишинев, 2019); XXI Научно-практическая Щукинская конференция “Результаты комплексного изучения сильнейшего Алтайского (Чуйского) землетрясения 2003 г., его место в ряду важнейших сейсмических событий XXI века на территории России” (Москва, 2018); Седьмая научно-техническая конференция “Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России” (Петропавловск-Камчатский, 2019); 18th International Multidisciplinary Scientific Conference

SGEM2018 (Albena, 2018); 19th International Multidisciplinary Scientific Conference
SGEM2019 (Albena, 2019)

По теме диссертации опубликовано 15 печатных работ, в том числе 2 статьи из журналов перечня ВАК.

Благодарности

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю д.ф.-м.н. И.А. Саниной и научному консультанту к.ф.-м.н. Г.Л. Косареву за постановку задачи и постоянное внимание к работе; С.Г. Волосову за помощь в работе и ценные указания при проведении натурного эксперимента; к.ф.-м.н. Г.Н.Иванченко, к.ф.-м.н. Э.М. Горбуновой и В.А. Ракитову за предоставленные геологические данные и помощь в их анализе и интерпретации; к.ф.-м.н. И.М. Алешину за предоставление программного пакета для решения обратной задачи и ценные замечания; академикам В.В. Адушкину и Ф.П. Митрофанову за внимание к работе, обсуждение результатов, рекомендации и замечания. Отдельно автор благодарит весь коллектив лаборатории “Сейсмологических методов исследования литосферы” ИДГ РАН за поддержку и замечания, высказанные в процессе диссертационного исследования.

Работа выполнена при поддержке РФФИ. Грант № 17-05-01099.

Глава 1. Обзор современных представлений о глубинном строении центральной части Восточно-Европейской платформы по комплексу геолого-геофизических данных

Изучение внутреннего строения Земли от земной коры до ядра уже на протяжении более 100 лет является основной задачей геофизики. Основная цель исследований, проводимых в мире, в настоящее время состоит преимущественно в анализе субдукционно-коллизионных процессов, определяющих границы литосферных плит по совокупности геолого-геофизических методов [Meer et al., 2018]. Особенности внутреннего строения плит не являются отдельным предметом изучения, поэтому количество предложенных моделей, разрабатываемых применительно к указанным областям, ограничено. В рамках данной главы приведено обобщение исследований, выполненных в центральной части Восточно-Европейской платформы (ВЕП) по изучению глубинного строения коры и верха верхней мантии. На исследуемой территории выполнен ряд сейсмических наблюдений, преимущественно методами ГСЗ и МОВЗ, построены сейсмотомографические и геоэлектрические модели.

1.1. Обзор результатов региональных геофизических работ

Результаты исследования строения литосферы изучаемого региона в основном опираются на данные глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), полученные центром ГЕОН с использованием химических и мирных ядерных взрывов. В период с 1972 по 1995 г. на территории России были пройдены 38 геотраверсов [Костюченко и др., 2018], из них только 5 взаимно пересекающихся профилей расположены в центральной части ВЕП (рисунок 1.1). Помимо этого, предприятием “Спецгеофизика” был обработан профиль Липецк-Тула-Кинешма [Юров, 1980], а Боженовской геохимической экспедицией геотраверс “Гранит” [Геотраверс ..., 2002]. Кроме того, работы проводились в сопредельных областях (например, [Исанина и др., 2004])

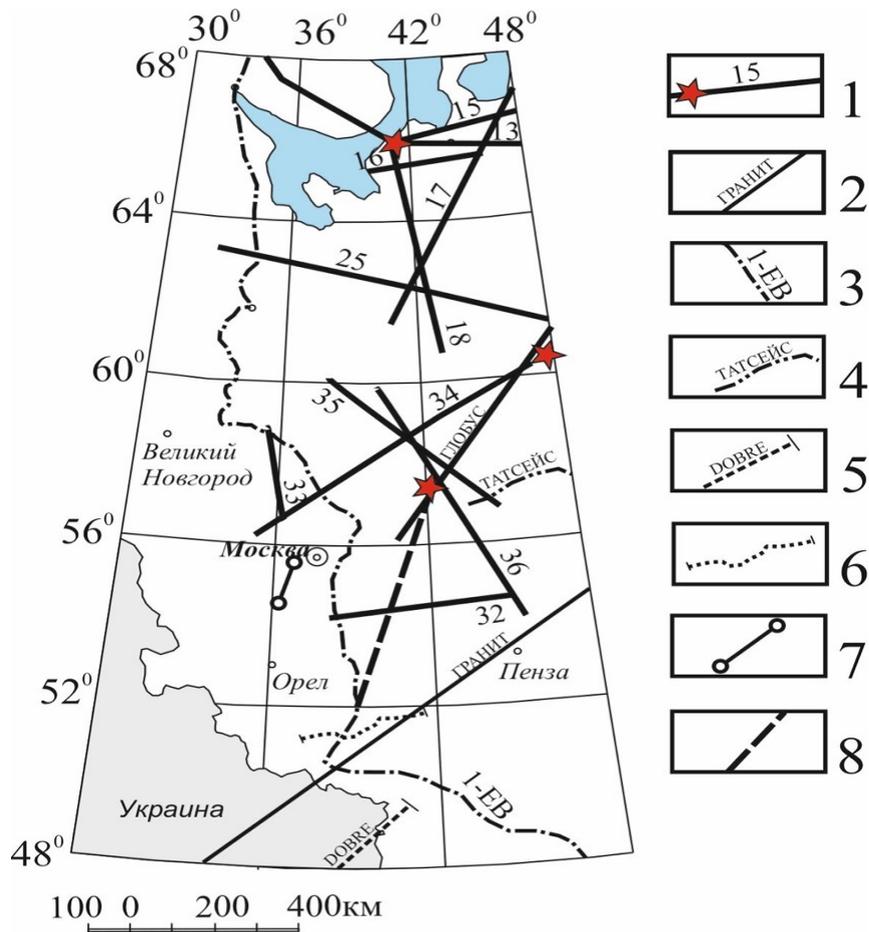


Рисунок 1.1 – Схема расположения профилей ГСЗ, МОГТ, МОВЗ в пределах центральной части ВЕП

(1-8 – геофизические профили и их номера: 1 – профили центра “ГЕОН” место проведения мирного ядерного взрыва обозначено красной звездой; 2 – геотраверс «ГРАНИТ» [Геотраверс, 2002]; 3 - опорный 1-ЕВ [Сулейманов, 2007]; 4 - ТАТСЕЙС; 5 – проект Украины DOBRE; 6 – профиль Губкин-Жердевка [Дубянский, 2012]; 7 – профиль Калуга-Наро-Фоминск [Линькова и др., 1984]; 8 – профиль Липецк-Тума-Кинешма [Юров, 1980]

По данным Центра ГЕОН были построены геолого-геофизические разрезы земной коры до глубины 50 км, прослежены сейсмические границы, трассирующие положение поверхностей фундамента и Мохоровичича, и выделены блоки с различными скоростными параметрами [Атлас..., 2013; Егоркин, 2000]. Наиболее детально обработаны данные, полученные по субширотному профилю 32, проходящему по направлению Тула – Инсар (Пачелма). По результатам глубинного сейсмического зондирования построены сейсмический разрез земной коры,

прослеженный до глубины 50 км (рисунок 1.2а), и двумерный томографический разрез литосферы до глубины 150 км (рисунок 1.2б) [Золотов и др., 2000].

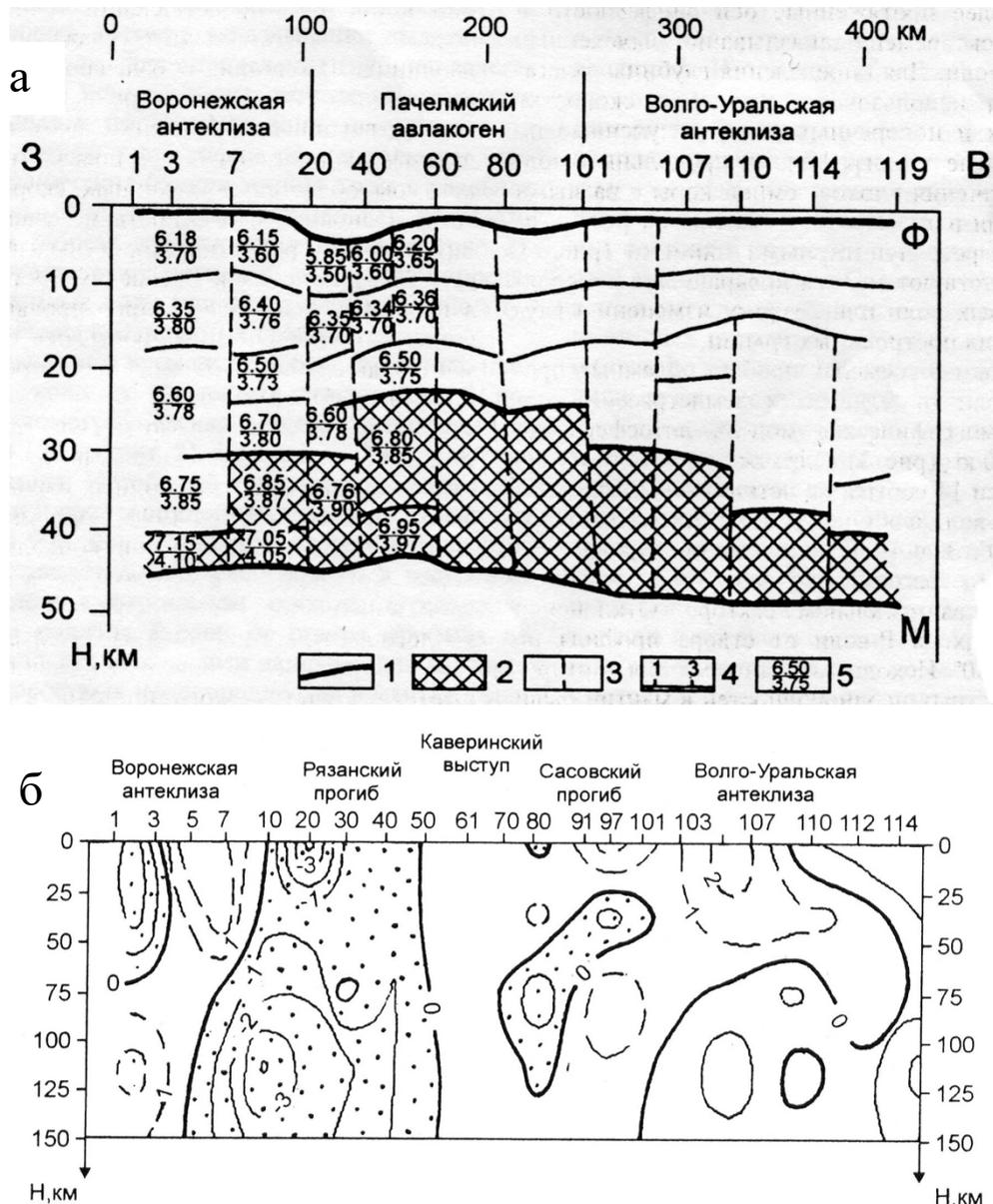


Рисунок 1.2 – Сейсмический разрез земной коры (а) и двумерный томографический разрез (б) вдоль профиля 32 (г. Тула – р. Инсар) [Золотов, Ракитов, 2000] 1 – сейсмические границы; 2 – блоки, содержащие преимущественно породы основного состава; 3 – границы блоков с разными скоростными параметрами; 4 – положение пунктов регистрации на профиле; 5 – скорости сейсмических волн, км/с, продольных (числитель) и поперечных (знаменатель). Вариации скорости Р-волн (в изолиниях) показаны в % от средней скоростной модели IASP91

По данным профиля Тула - Инсар граничная скорость по поверхности фундамента в Пачелмском авлакогене составляет 5.85-6.0 км/с и значительно ниже, по сравнению с данными, полученными в пределах Воронежского массива, который охарактеризован скоростями 6.15-6.3 км/с (рисунок 1.2а). Подобное различие прослежено до уровня поверхности Мохоровичича (Мохо). Глубина залегания поверхности Мохо в массиве достигает 45 км, в восточном направлении в пределах авлакогена уменьшается до 42-43 км. Эффективные скорости продольных и поперечных волн также изменяются от 6.67 до 6.50 км/с и от 3.85 до 3.81 км/с соответственно. По данным двумерного томографического разреза, построенного вдоль профиля 32 (г. Тула – р. Инсар) под Пачелмским авлакогеном, соотносимым с Рязанской коллизией, от фундамента до глубины 150 км прослежена область пониженных скоростей (рисунок 1.2б). Подобная зона отмечена в районе Сасовского грабена в интервале глубин от 25 до 125 км.

Вдоль профиля Калуга – Наро-Фоминск, проходящего в субмеридиональном направлении, по данным МОВЗ выделена серия коровых разломов и единичный разлом в верхней мантии в районе Калуги (рисунок 1.3) [Линькова и др., 1984].

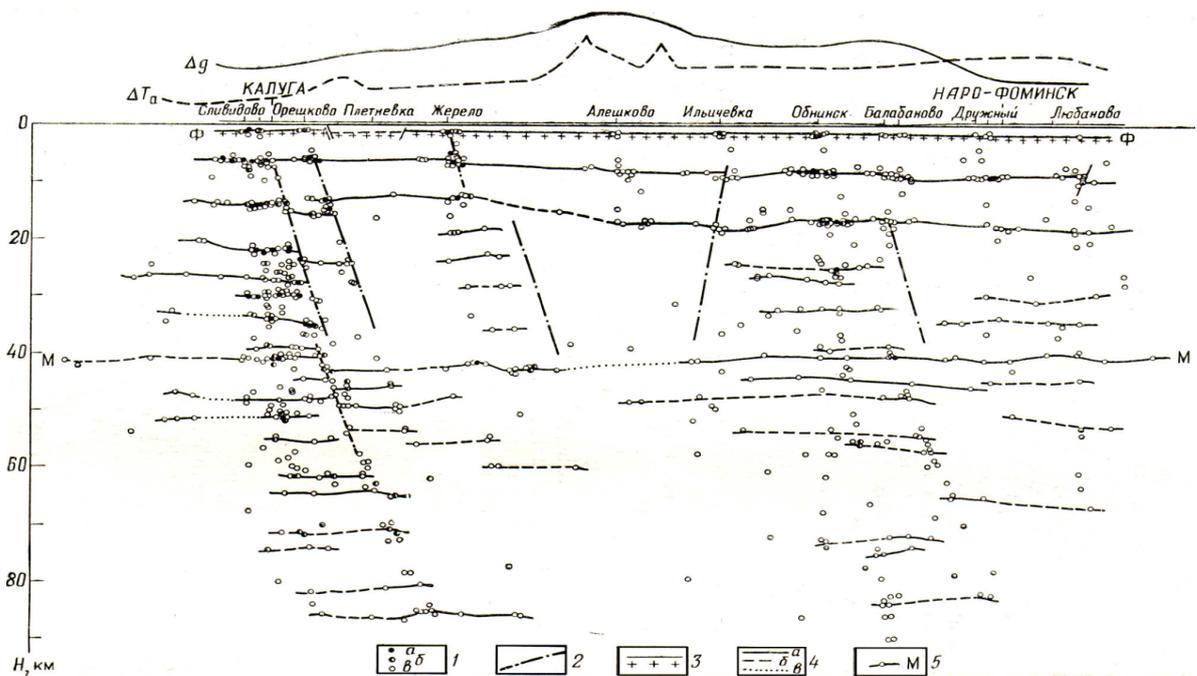


Рисунок 1.3 – Сейсмический разрез вдоль профиля Калуга – Наро-Фоминск [Линькова и др., 1984] (1 – глубины точек обмена по массовым определениям (а), по числу определений до 5 (б), по единичным определениям (в); 2 – зоны разломов по данным обменных волн; 3 – поверхность фундамента Φ по данным бурения и КМПВ; 4 – сейсмические границы по данным обменных волн: уверенные (а), предположительные (б), условные (в) на основе интерполяции; 5 – поверхность Мохо)

Граница Мохо по профилю Калуга – Наро-Фоминск авторами определена как единый раздел на глубине 40-45 км. В коре и верхней мантии установлено наличие субгоризонтальных границ различной протяженности. Согласно дополнительной интерпретации разреза возможно выделение двух глубинных зон разломов корового заложения северо-восточного падения, расположенных на расстоянии порядка 100 км друг от друга шириной от 7 до 12 км. Зоны разломов имеют сложное строение, на которое указывает принадлежность межразломной зоне выделенных субгоризонтальных преломляющих границ, прослеженных до глубины 90 км. Вероятно, границу Мохо следует рассматривать как зону мощностью до 10 км, состоящую из серии преломляющих границ.

Глубинное строение юго-западной части ВЕП изучено до глубины 50 км по профилю Губкин-Жердевка, который пересекает основные структуры Воронежского кристаллического массива (рисунок 1.4) [Ежова И.Т., Трегуб А.И., 2016]. По данным субширотного профиля построен детальный скоростной разрез земной коры Курского (КМА) и Хоперского мегаблоков, разделенных Лосевской шовной зоной. Установлено различие их строения на уровне земной коры в целом и верхов мантии. В разрезе земной коры мегаблока КМА, пронизанной множеством разрывных нарушений, выделена значительная сейсмическая расслоенность. Лосевская шовная зона характеризуется мантийным выступом и уменьшенной мощностью земной коры относительно прилегающих мегаблоков. Хоперский мегаблок отличается увеличением общей мощности земной коры.



Рисунок 1.4 – Геофизический разрез по профилю Губкин – Жердевка

[Дубянский, 2012]

Глубинное строение северо-восточной части ВЕП изучено до глубины 150 км вдоль профиля «Глобус», протягивающегося с юго-запада на северо-восток (рисунок 1.1). Поверхность Мохоровичича откартирована на глубине 40 км. В пределах мантии выделены две скоростные границы на глубине 70 и 120 км, определяющие положение верхнего и нижнего слоя верхней мантии, в пределах которых прослежено увеличение скорости с глубиной. В верхнем слое литосферной мантии скорость возрастает от 8.1 до 8.35 км/с, в нижнем слое - изменяется от 8.35 до 8.4 км/с [Павленкова Н.И., Павленкова Г.А., 2014].

Через всю территорию ВЕП предприятием «Спецгеофизика» в субмеридиональном направлении пройден геотраверс ЕВ-1 (рисунок 1.1), по которому интерпретация результатов наблюдений выполнена только в пределах земной коры. В сводном геологическом разрезе, построенном с позиции тектоники литосферных плит, учтены данные, полученные по результатам бурения скважин, вскрывших фундамент платформы, и петрофизических карт [Минц и др., 2007]. Вдоль профиля отмечены вариации мощности земной коры, прослежены различия между региональными тектоническими зонами и установлены покровно-надвиговые образования в архейских и раннепротерозойских комплексах [Сулейманов и др., 2007].

На опорном участке Венев - Воронеж протяженностью 420 км дополнительно в 2003 г. проведено магнитотеллурическое зондирование (МТЗ)

[Бубнов и др., 2005]. В результате выполненных работ получены дополнительные данные о геоэлектрических свойствах верхней части земной коры, которые сопоставлены с данными сейсморазведки и представлены ниже на рисунке 1.5.

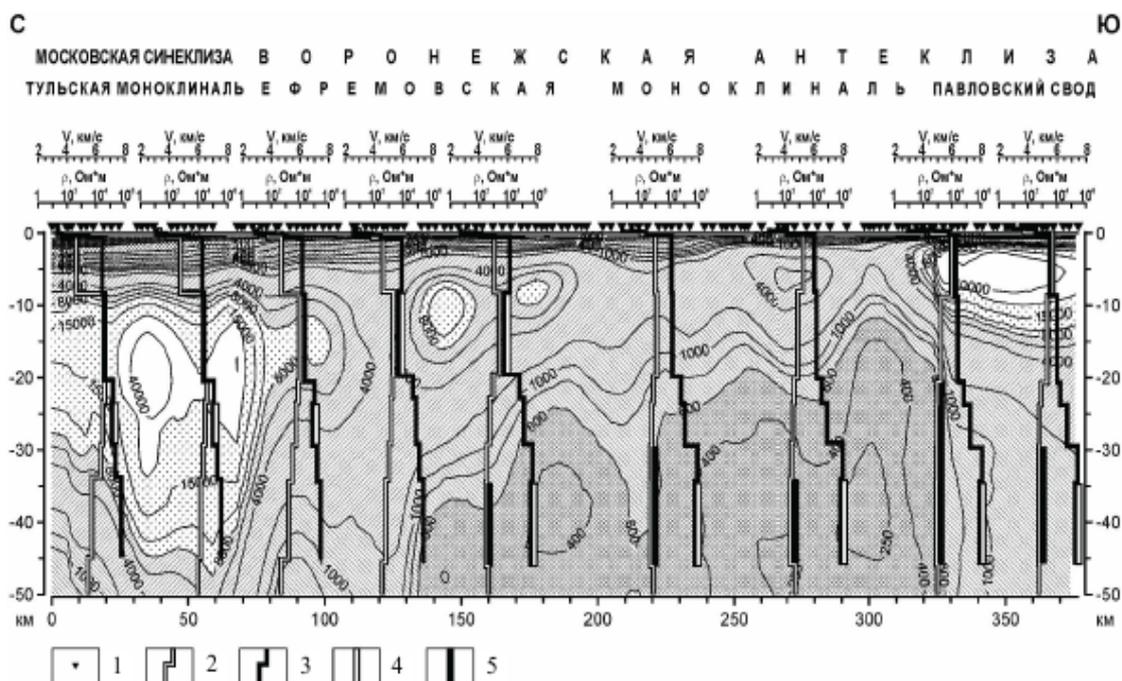


Рисунок 1.5 – Сопоставление геоэлектрического разреза по профилю 1-ЕВ (участок Венев – Воронеж) с графиками интервальных скоростей и сопротивлений [Бубнов и др., 2005]. 1 – пикеты МТЗ; 2 – графики интервальных сопротивлений; 3 – графики интервальных скоростей; 4 – сейсмические «волноводы»; 5 – коровые проводники

Совместный анализ и интерпретация электроразведочных и сейсмических данных подтверждает расслоенность и блоковую структуру земной коры, а также наличие сейсмических «волноводов» - аномальных зон сопротивления земной коры с аномальными зонами плотностных и магнитных свойств.

1.2. Обобщение данных по скоростному разрезу «земная кора – верхняя мантия» центральной части ВЕП

Основная информация о глубинном строении земной коры и верхней мантии получена по результатам обработки сейсмических данных. В работе [Юдахин и др., 2003] предложены типовые сейсмические модели земной коры и верхней мантии основных структур ВЕП (рисунок 1.6), построенные по данным ГСЗ.

Модель II соответствует прогибам (коллизийным зонам) и представляет собой консолидированную кору мощностью 35-40 км с осадочным чехлом мощностью 2-5 км, которая характеризуется повышенными значениями скорости сейсмических волн под границей Мохо ($V_p \sim 8.3-8.5$ км/с). Модели I и III распространены в пределах массивов (микроконтинентов) и отличаются увеличением мощности консолидированной коры от 45-50 до 55 км при сокращении мощности осадочного чехла и уменьшением значений скорости сейсмических волн под границей Мохо ($V_p \sim 8.0-8.2$ км/с).

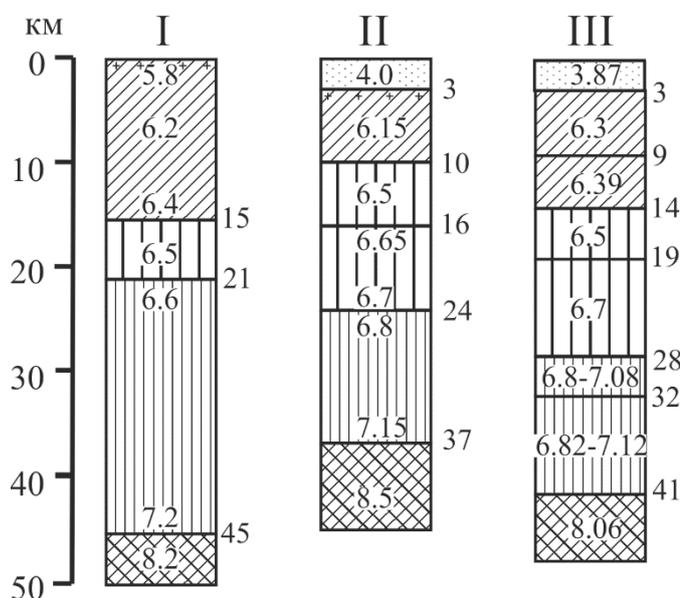


Рисунок 1.6 – Типовые сейсмические модели земной коры и верхней мантии основных структур ВЕП [Юдахин и др., 2003]

Предложенные типовые сейсмические модели земной коры и верхней мантии основных структур ВЕП согласуются с схемами глубин залегания кристаллического фундамента и поверхности Мохоровичича (рисунок 1.7), представленными в работе [Костюченко и др., 2001].

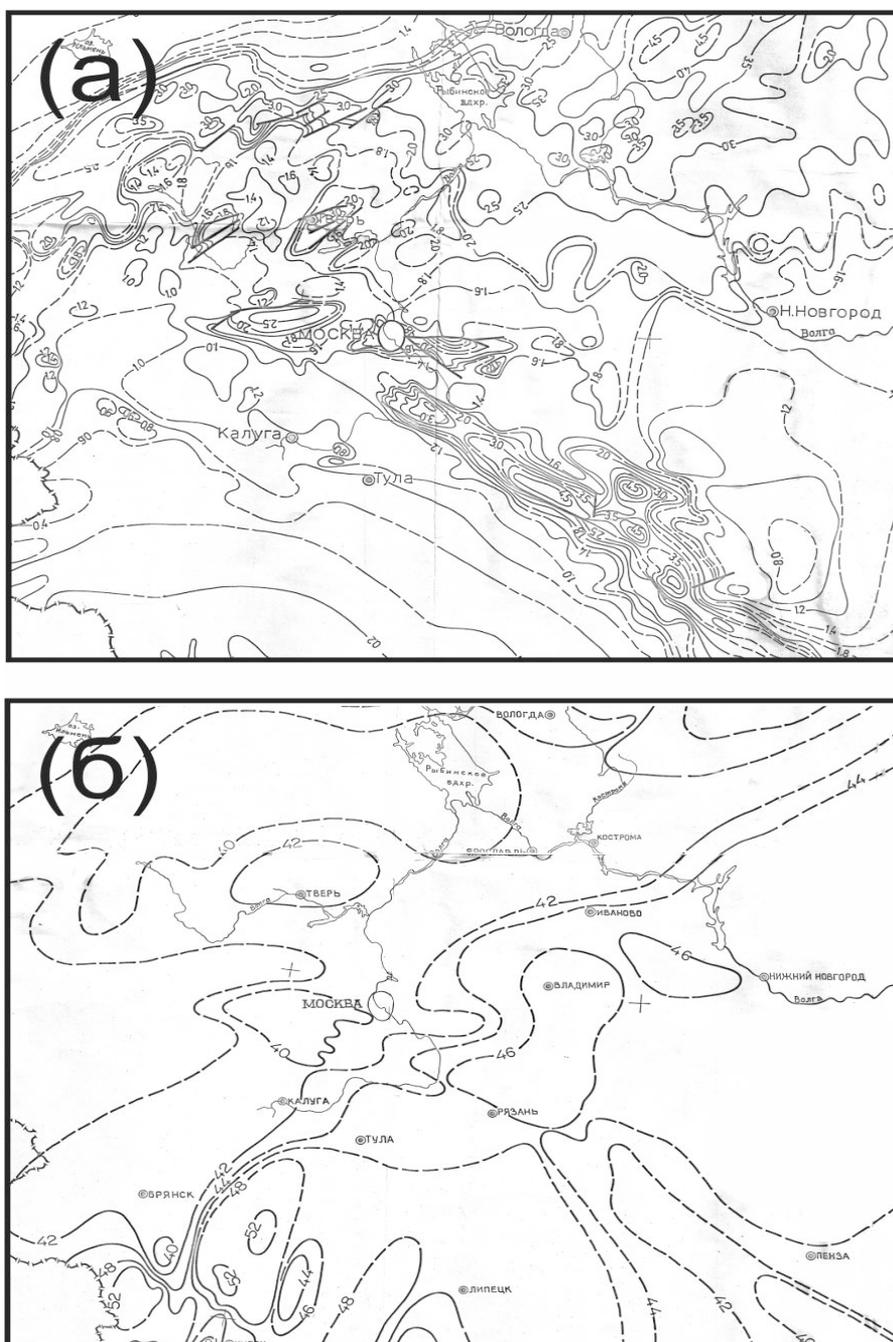


Рисунок 1.7 – Схемы глубины залегания кристаллического фундамента (а) и поверхности Мохоровичича (б) по данным [Костюченко и др., 2001]

На основе комплексного анализа изданных ранее карт рельефа поверхности Мохоровичича масштаба 1: 5 000 000 под редакцией В.В. Бронгулева (1986) (рисунок 1.8а), подошвы литосферы и астеносферы (рисунок 1.9) в работе [Юдахин и др., 2003] показан глубинный разрез литосферы центральной части Русской плиты (рисунок 1.8б).

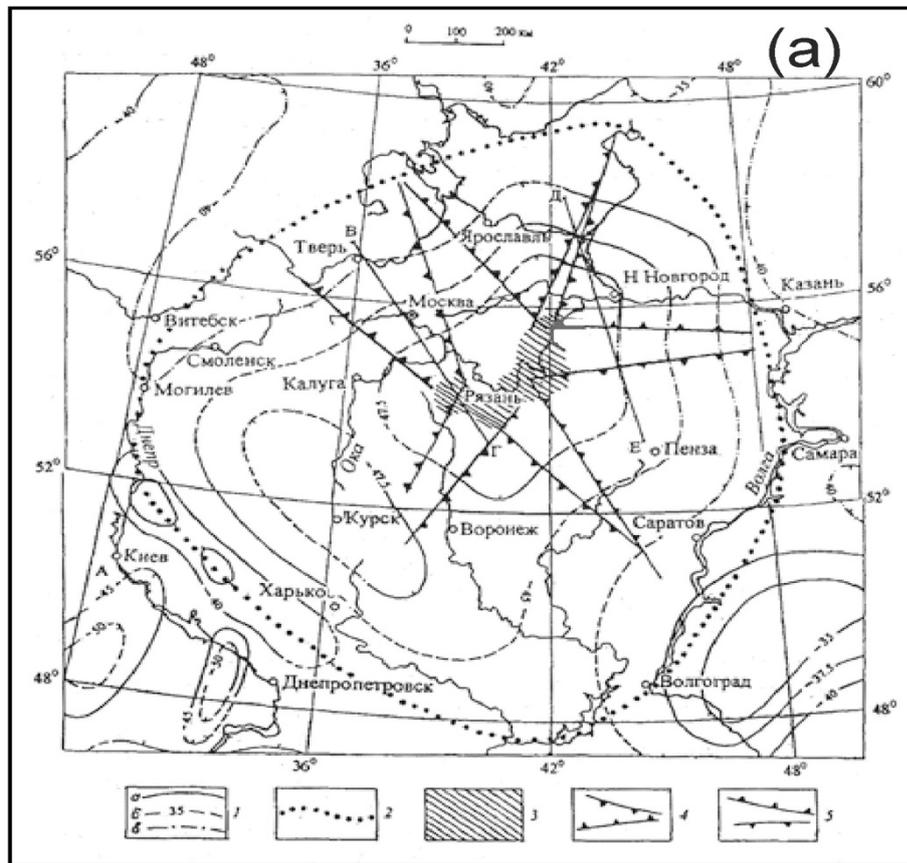


Рисунок 1.8 – Схема глубины залегания поверхности Мохоровичича (а) и глубинный разрез литосферы центральной части Русской плиты (б) по линии А-Б (Киев-Москва-Нижний Новгород) [Юдахин и др., 2003] (1 – изогипсы поверхности: а – построенные по сумме данных преломленных и отраженных волн, б – менее достоверные, в – предполагаемые; 2 – осевая линия наименьшей мощности земной коры; 3 – область максимального погружения поверхности Мохоровичича; 4 – предполагаемые зоны повышенного (а) и пониженного (б) литостатического давления и касательных напряжений; 5 – линии глубинных разрезов

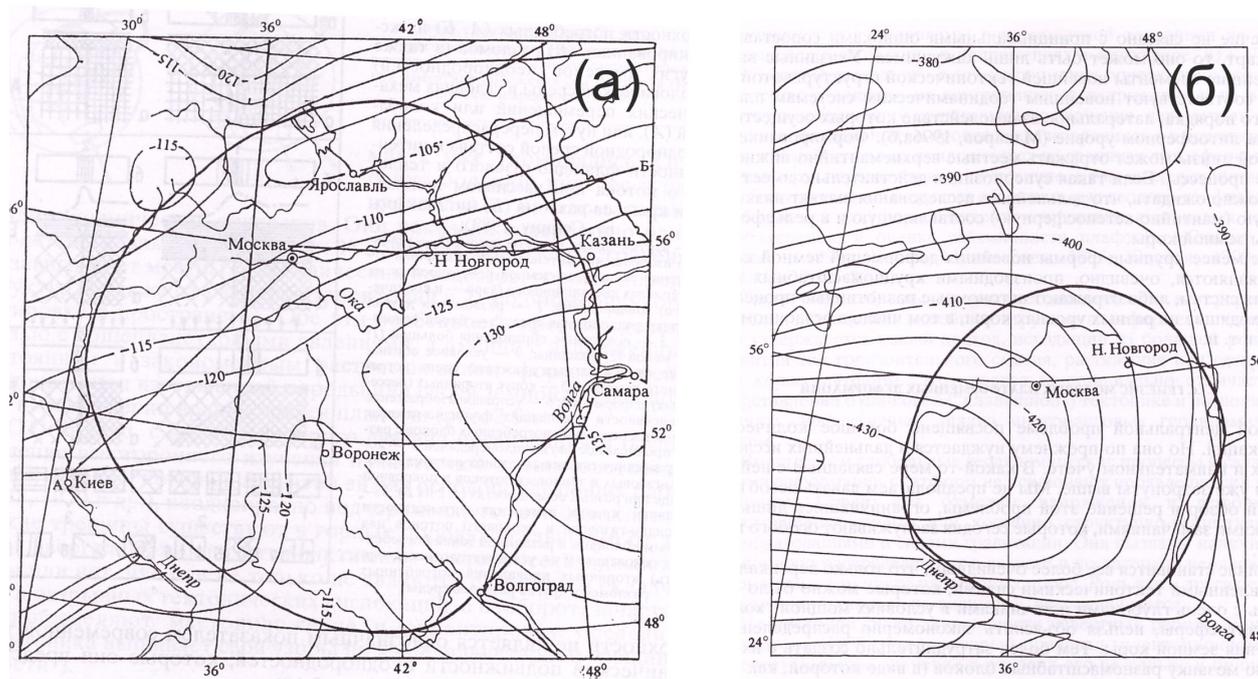


Рисунок 1.9 – Фрагменты карт рельефа подошвы литосферы (а) и астеносферы (б) [Рыжкова, Соловьева, 1990] (изогипсы обозначают глубину залегания подошвы, км; окружность – осевую зону уменьшения мощности земной коры)

В соответствии с разрезом, представленным на рисунке 1.7б, предполагается плавное уменьшение глубины залегания подошвы литосферы в северо-восточном направлении от 125 до 115 км. Глубина залегания подошвы предполагаемого астеносферного слоя также, возможно, уменьшается от 430 до 390 км.

В работе [Королева и др., 2010] представлены вертикальные скоростные разрезы, которые были построены по данным сейсмического шума для основных глубинных структур ВЕП, усредненных по площади размером 6^0 по широте на 6^0 по долготе (рисунок 1.10).

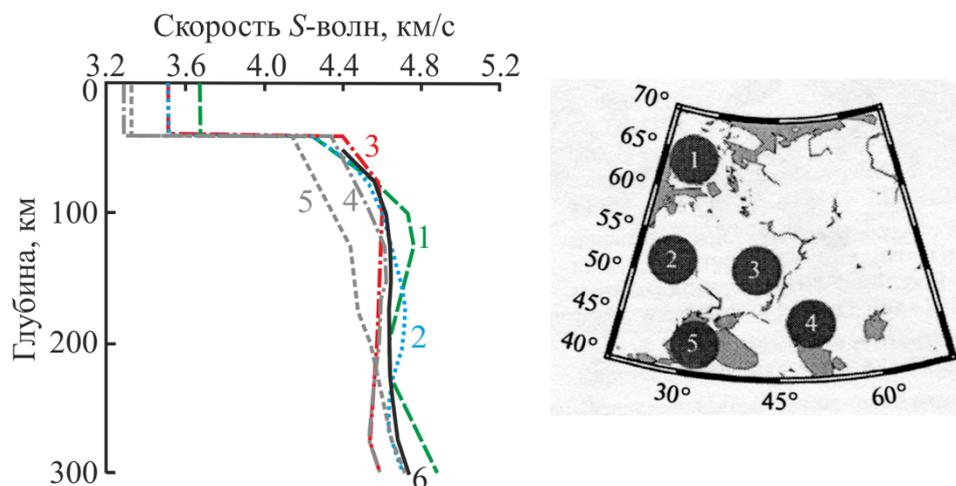


Рисунок 1.10 – Скоростные разрезы поперечной волны, средние для областей ВЕП, схематично изображенных справа: 1 – Балтийский щит; 2 – Украинский щит; 3 – Русская плита; 4 – Прикаспийская депрессия; 5 – Черноморская впадина, и всей территории - 6

В работе [Цветкова и др., 2009] приведены достаточно детальные скоростные структуры верхней мантии с использованием слоисто-блоковой модели по данным о первых вступлениях Р-волн для Украинского и Балтийского щитов, зарегистрированных на станциях, представленных в бюллетенях ISC с 1964 по 2006 г. Томографические модели представлена горизонтальными сечениями с шагом 25 км от 50 до 325 км (рисунок 1.11).

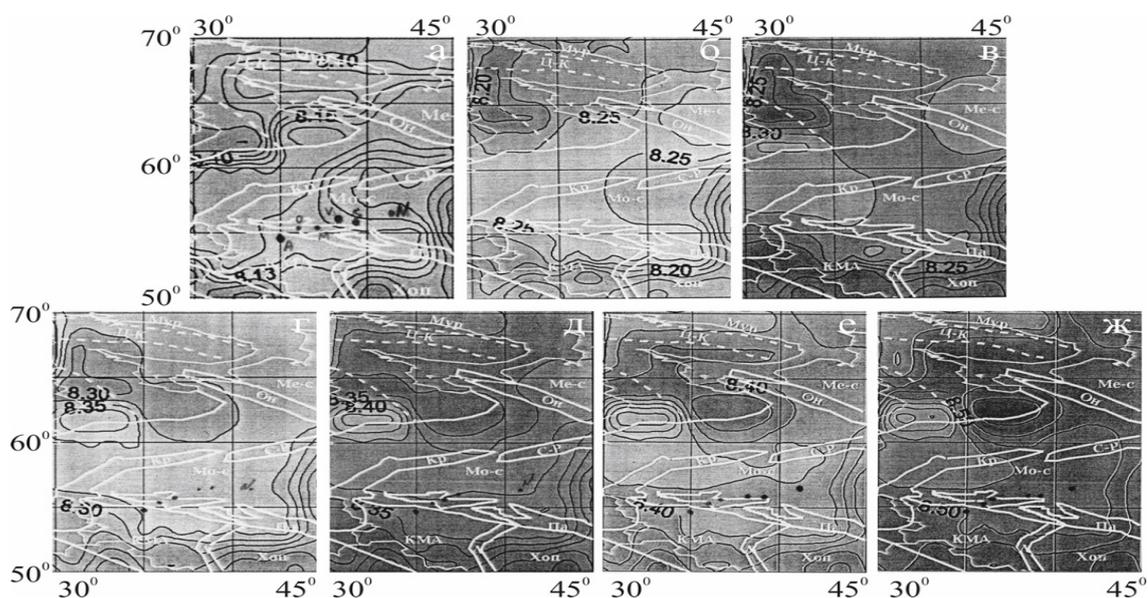


Рисунок 1.11 – Горизонтальные сечения 3D Р-скоростной модели мантии под Фенноскандией на глубине, км: а – 50; б – 100; в – 125; г – 150; д – 175; е – 200; ж -250 км.

Выделены интервалы слоев повышенных и пониженных скоростей относительно обобщенной модели средней скорости в горизонтальных сечениях. Скоростные структуры мантии сопоставлены с классической тектонической схемой ВЕП. Но для территории центральной части ВЕП скоростная модель приведена с большой степенью аппроксимации ввиду ограниченного количества постоянно действующих сейсмических станций.

1.3. Сравнительный анализ моделей глубинного строения Восточно-Европейской платформы

В отечественной литературе в прошлом веке были предложены глобальные модели геосфер Земли. В 70-х годах модель слоисто-блокового строения впервые была представлена академиком А.В. Пейве [Пейве, 1990]. Для верхней мантии предполагалось наличие слоев с различным петрофизическим составом на основе изучения глубинных скоростных разрезов.

Для центральной части ВЕП существует классическая модель, представленная тремя архейскими микроконтинентами – Балтией, Волго-Уралией и Сарматией, которые разделены глубинными подвижными (коллизийными) зонами (рисунок 1.12) [Bogdanova, 2008].

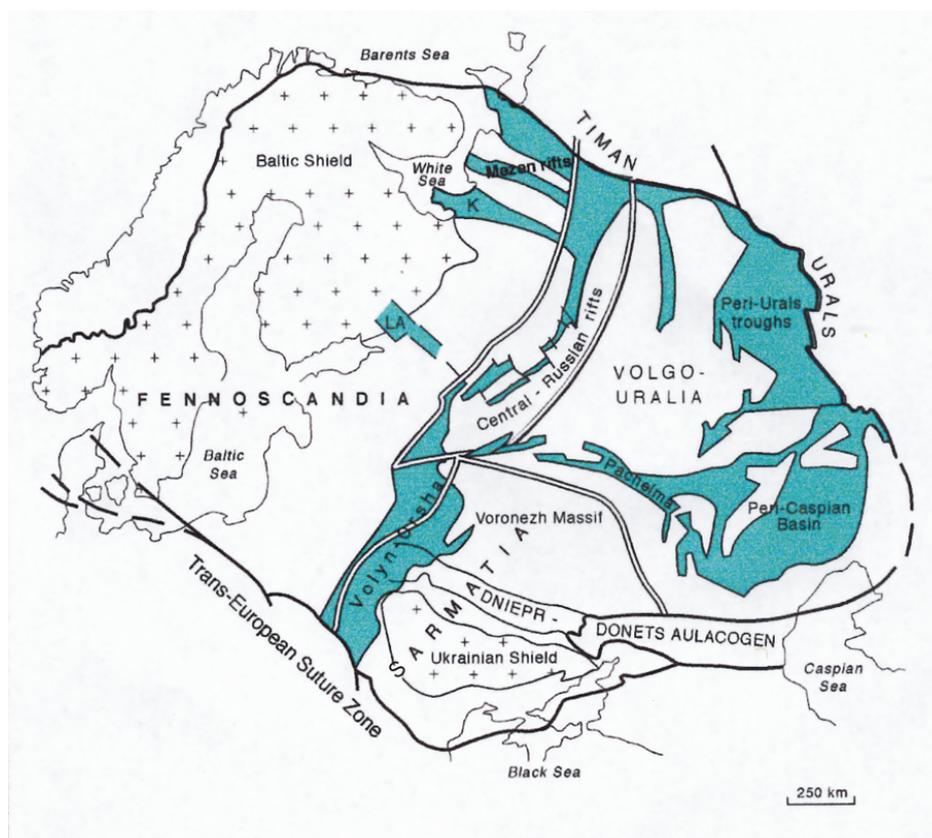


Рисунок 1.12 – Основные структуры ВЕП [Bogdanova et al., 2008]

В работе [Гарецкий, Леонов, 2018] предложена феноменологическая модель сочленения архейских сегментов земной коры: Фенноскандии, Волго-Уралии и Сарматии, переработанных в палеопротерозое посредством субдукционно-коллизийных процессов в районе Солободского тектоно-геодинамического узла (СУ) [Гарецкий, Каратаев, 2014]. Авторы считают, что области СУ соответствует подкорковый слой (толщина ~25 км) с относительно плотным веществом. В мантии глубже 125 км находится объемное разуплотненное тело. Механизмы конвективных перемещений мантийного вещества и взаимосвязь между структурами земной коры и мантийной дифференциацией вещества предложены в работе [Артюшков, 2012].

Согласно существующей традиционной схеме мантия состоит из верхней и нижней мантии, граница между которыми расположена на глубине 660 км и связана со скачком сейсмических скоростей. В свою очередь в пределах верхней мантии выделяются два слоя: верхняя часть верхней мантии до глубины 410 км и

нижняя часть верхней мантии до рубежа 660 км. В 1995 г. Пушаровским Ю.М. была выделена средняя мантия в интервале глубин 840-1700 км [Пушаровский, 1995]. Верхняя мантия представлена слоистой моделью. В работе [Артюшков, Чехович, 2016] отмечена тесная связь мантийных процессов с новейшими поднятиями земной коры. В качестве основного механизма поднятий докембрийской литосферы рассматривается разуплотнение метаморфизованных пород внутри коры в результате проникновения мантийного флюида.

В работе [Макеев и др., 2018] исследована роль глубинных деформаций земной коры и верхней мантии в формировании новейших геодинамических систем и геодинамически активных зон ВЕП. Основное внимание обращено на послонные деформации слоев земной коры и ундуляции поверхности Мохоровичича.

В работе [Artemieva et al., 2006] приведен интерполированный разрез литосферы, полученный по комплексу геофизических данных (преимущественно потенциальных полей). По профилю, проходящему в субширотном направлении через центральную часть ВЕП вдоль системы Среднерусских авлакогенов (Central Russia rift system), представлена слоистая модель литосферы под микроконтинентами Сарматия и Волго-Уралья (cratones) до глубины 200 км (рисунок 1.13).

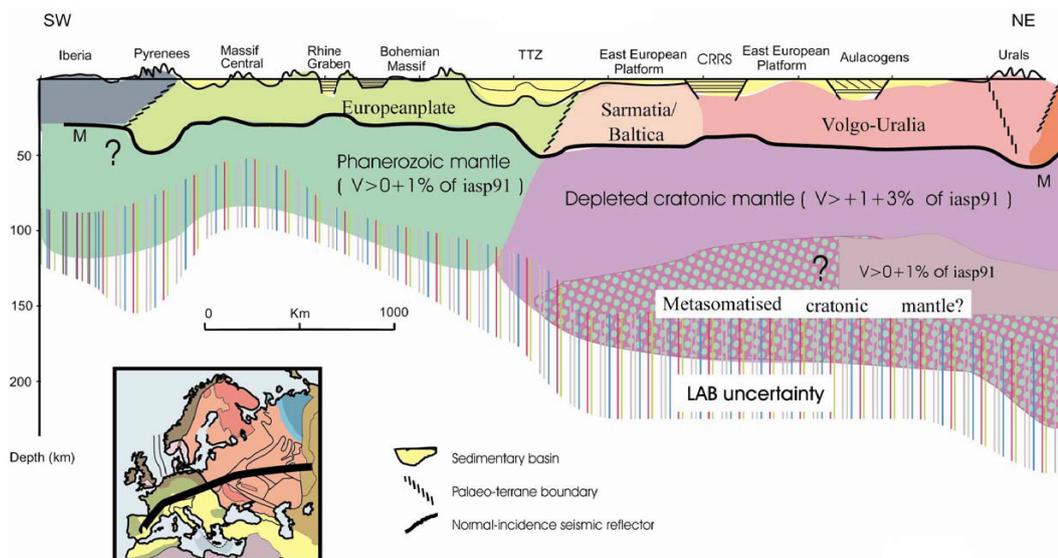


Рисунок 1.13 – Глубинный разрез литосферы Европы [Artemieva et al., 2006] скорости сейсмических волн указаны в процентах относительно референтной модели IASP91

В скоростном разрезе выделены структурно-вещественные границы, разделяющие земную кору и мантию, деплетированную и метасоматизированную мантию. Информация по блоковому строению коры отсутствует. В качестве границ микроконтинентов рассматриваются рифты, прослеженные только в пределах осадочного чехла.

Согласно результатам исследований, представленным в работе [Глубинное ..., 2010], модель земной коры и верхней мантии центральной части ВЕП характеризуется чешуйчато-надвиговым и слоисто-блоковым строением. Между главными тектоническими структурами преобладают полого наклоненные границы [Минц, 2007]. К границам между микроконтинентами отнесены коллизионные зоны, вероятно, имеющие глубинное мантийное заложение. В области сочленения двух архейских микроконтинентов – Волго-Уралии и Сарматии Восточно-Европейской платформы (ВЕП) выделены Серпуховской, Московский и Апрелевский пояса.

Выводы к главе 1.

1. Выполненный обзор геофизических работ существующих скоростных моделей позволил сформировать целостное представление о степени изученности глубинного строения центральной части ВЕП. Приведенные разрезы основаны преимущественно на анализе результатов геофизического профилирования, проведенного в пределах земной коры.
2. По результатам глубинного сейсмического зондирования центра ГЕОН, проведенного с использованием мирных ядерных взрывов, по профилям были построены скоростные модели земной коры и верхней мантии. Результаты интерпретации сверхдлинных сейсмических профилей свидетельствуют о существенной расслоенности верхней мантии центральной части ВЕП. На современном этапе изучения литосферы с использованием методов МОГТ и сейсмотомографии предложена чешуйчато-надвиговая (для земной коры) и слоисто-блоковая модели, составленные для отдельных регионов мира.

3. Проведенный анализ позволяет сделать вывод о слабой изученности верхней мантии центральной части ВЕП. Имеющиеся сведения основываются на интерполяции неравномерно расположенных сверхдлинных профилей ГСЗ и осредненных томографических моделях. На изучаемой территории наблюдаются обширные участки неизученной территории, любые сведения о которой имеются исключительно на основе интерполяции данных

4. Для построения скоростных разрезов литосферы и верхней мантии центральной части ВЕП необходимо формирование базы новых экспериментальных сейсмических данных, которая может быть получена на существующих стационарных станциях регистрации и временно установленных пунктах наблюдений.

Глава 2. Теоретические основы метода функции приемника

В главе приведено описание выбранного для настоящего исследования метода функции приемника (receiver function) в обеих его модификациях (использующих обменные волны P-S и S-P). Кратко описан механизм решения прямой и обратной задач, использованных при моделировании скоростного разреза.

Приведены исследования влияния приповерхностной (осадочной) части разреза на наблюдаемую функцию приемника. Предложен механизм моделирования глубинного скоростного разреза региона, осложненного осадочным чехлом в условиях неполноты данных (отсутствия S receiver function).

2.1 Обоснование выбора метода исследования.

Знания о глубинном строении Земли в целом или отдельного региона являются чрезвычайно важны для понимания процессов, происходящих в земных недрах. На их основе проводятся геодинамическое и тектоническое моделирование, формируются представления о вещественном составе коры и мантии.

Определяющую роль при решении этих задач играют косвенные геофизические методы и, в особенности, сейсмологические. К настоящему моменту известно множество методов исследования, использующих в качестве источника возбуждения как естественные процессы (такие как землетрясения), так и искусственные (химические и ядерные взрывы). Каждый из использованных типов источников имеет свои преимущества и недостатки. При использовании искусственных источников хорошо известны их параметры, однако для достижения энергий, необходимых для проникновения возбуждаемых волн достаточно глубоко (например, в верхнюю мантию), необходимо использовать очень мощные взрывы (такие как ядерные).

Метод глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) [Косминская И.П., 1962; Федынский В.В., 1973] является ярким примером эффективного

использования искусственных источников с целью изучения глубинного строения. В исследованиях методом ГСЗ используются обширные профильные или площадные регистрационные сети, укомплектованные, в основном, длиннопериодными сенсорами. В методе активно используются приемы корреляции для выявления и прослеживания отраженных и преломленных волн. Результаты, полученные в работах по методике ГСЗ в исследуемом регионе, описаны в Главе 1.

Применение метода ГСЗ имеет ряд сложностей, связанных как с методологической, так и с экспериментальной частью измерений. В первую очередь, построение профилей ГСЗ очень ресурсоемко ввиду необходимости задействовать большое количество аппаратуры и специалистов. Вторым важнейшим недостатком является необходимость использования мощного источника, который с одной стороны, наносит вред окружающей среде, с другой - не всегда может быть безопасно сгенерирован ввиду густой населенности исследуемой территории (например, центральная часть Восточно-Европейской платформы).

Широкое применение в сейсмологии получили методы, использующие естественные источники (удаленные землетрясения). Прежде всего, это томографические методы, основанные на использовании поверхностных [Яновская, 2015] и объемных волн [Аки, Ричардс, 1983].

Поверхностно-волновая томография является важным инструментом восстановления скоростных структур не только в земной коре, но и в верхней мантии. Пересекая области с различными геологическими структурами, поверхностные волны «поглощают» информацию о свойствах этих областей, которая лучше всего отражается в дисперсии, т.е. зависимости скорости от частоты. По данным дисперсионных кривых на различных периодах можно восстанавливать скоростные разрезы различной глубины, которая зависит от используемого периода. Данный метод широко применяется многими авторами, в их числе можно выделить [Левшин, 1973; Ritzwoller et.al., 2002; Нолет и др., 1990].

Метод имеет ряд ограничений и, в первую очередь, необходимость наличия большого количества трасс поверхностных волн, пересекающих регион

исследования. Кроме того, для получения скоростных разрезов хорошей разрешенности в рамках локальной структуры, необходимо пересечение многих трасс поверхностных волн внутри этой структуры. Для этого необходимо обрабатывать длительные ряды данных широкой сети сейсмических станций, что не всегда возможно ввиду ограниченности данных.

Томография на объемных волнах имеет множество вариаций и модификаций. Разделяют, например, лучевую и дифракционную. Лучевая томография основывается на данных о волнах, длины которых много меньше, чем характерные размеры исследуемых структур. Дифракционная томография, наоборот, использует данные длиннопериодных волн. Важным преимуществом дифракционной томографии является возможность использования всей записи, из которой можно извлечь значительно больше информации чем из ее отдельных характеристик (обычно, времен пробега). Специфика лучевой томографии состоит в том, что исходные данные представляют собой функционалы по лучам в пространстве, заполняющие собой все исследуемое пространство. Лучи, в данном случае, не будут являться бесконечно тонкими линиями, а их “толщина” или зона Френеля будет зависеть от частоты. Как следствие, если количество лучей достаточно велико, то ими можно будет заполнить все пространство с целью его всестороннего изучения. Учитывая эти соображения становится очевидно, что для построения модели среды хорошей разрешенности требуется привлечение большого массива данных обширной и плотной сети сейсмических станций.

Высокая плотность населения региона и отсутствие развитой сети сейсмических станций, делает “классические” сейсмологические методы восстановления скоростной структуры практически не применимыми к детальному исследованию центральной части Восточно-Европейской платформы и, в частности, коллизионной зоны сочленения микроплит.

Важным методом, позволяющим построить глубинную скоростную модель, является метод функций приемника [Vinnik, 1977; Винник, Косарев, 1981]. Одним из важнейших преимуществ данной методики является *возможность ее применения по данным одиночных сейсмических станций*, используя записи удаленных землетрясений на телесеismicких расстояниях. Единственным

ограничением является необходимость наличия широкополосных сейсмических станций, обеспечивающих регистрацию сигналов в широком диапазоне периодов (предельный период регистрации датчика не менее чем 30 секунд) и представительных рядов наблюдений (от нескольких лет регистрации). Метод активно используется в сейсмологических исследованиях и применен к восстановлению скоростной структуры различных регионов земного шара [Kind et.al., 1995; Kosarev et.al., 2013; Oreshin et.al., 2008; Мордвинова и др., 2000].

2.2 Основы метода функции приемника

Телесеismicкие сигналы, зарегистрированные на трехкомпонентных сейсмических станциях, содержат обширную информацию об источнике землетрясения и структуре Земли вдоль трассы распространения сейсмического луча. В случае, когда влияние механизма очага и скоростной структуры на пути от источника до приемника удастся нивелировать, появляется возможность исследования структуры коры и верхней мантии непосредственно вблизи сейсмической станции.

Метод функции приемника как раз и позволяет эффективно решать задачу восстановления скоростного разреза вблизи регистратора. В его основе лежит использование данных об обменных волнах от удаленных сейсмических событий. В общем случае, при падении объемной сейсмической волны на границу раздела двух сред, формируются 4 волны (рисунок 2.1). Сформированная обменная волна (целевая) несет в себе информацию, характеризующую породившую ее границу обмена.

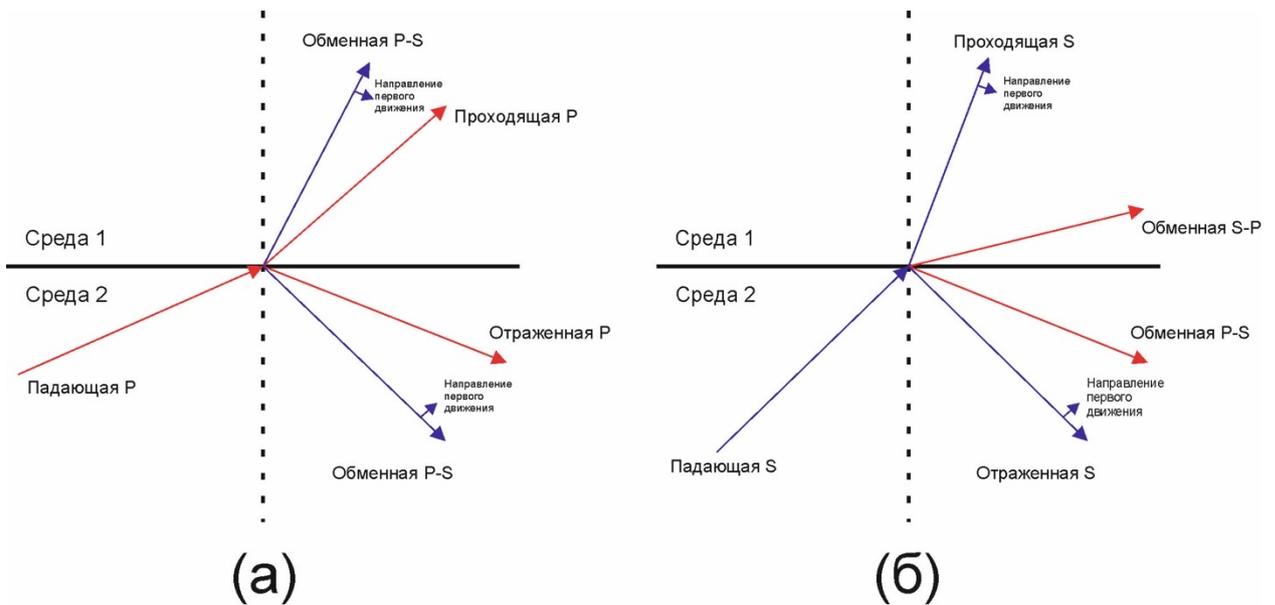


Рисунок 2.1 Схема образования обменных волн при падении на горизонтальную сейсмическую границу (а) продольной волны, (б) поперечной волны.

Метод обычно разделяют на две составляющие, по типам используемых обменных фаз – P функция приемника (или PRF) использует обменные и кратные волны P-S (P_s) и, соответственно, S функция приемника (или SRF), использующая обменные и кратные волны S-P (S_p). Эффективно дополняя друг друга, вместе они позволят получить устойчивый скоростной разрез земной коры и верхней мантии.

Метод PRF является развитием метода отношения спектров, предложенным более полувека назад [Phinney, 1964]. Phinney (1964) смоделировал спектральные амплитудные отношения телесеismicческих P-волн, зарегистрированных на нескольких станциях Всемирной стандартной сейсмографической сети (WWSSN). Используя отношение спектральной амплитуды преобразования Фурье вертикальной к горизонтальной компонентам сейсмограммы, он смог выделить участки записи, амплитуды на которых связаны со структурами в земной коре в районах установки станций. Основным преимуществом этого метода является то, что он не требует знания функции падающей волны. Это основная концепция и оригинальное представление метода PRF. Нужно заметить, что тогда этого названия еще не существовало. Вместе с тем, непосредственное изучение временных характеристик и амплитуд отдельных фаз с помощью метода

спектральных соотношений представляет собой трудоемкий и не всегда эффективный процесс.

В 1977 году был впервые применен метод прямого моделирования наблюдений во временной области, используя оценки спектра падающей волны [Burdick, Langston, 1977; Langston, 1977] (в номенклатуре функции приемника спектр падающей волны также принято называть функцией очага или источника). Эта идея обеспечила устойчивость решения и простоту интерпретации, при сравнении синтетических сейсмограмм во временной области непосредственно с наблюдаемыми данными. Позже этими же авторами был разработан метод деконволюции (подбор фильтра, преобразующего данную волновую форму в стандартный вид), чтобы унифицировать функции очага и исключить влияние сейсмоприемника [Langston, 1979]. В процедуре деконволюции ими был применен метод деления спектров вертикальной и радиальной составляющих сейсмической записи. Деконволюированные радиальные компоненты были названы приемными функциями и моделировались во временной области для определения скоростного строения земной коры.

Следующим важным шагом в развитии метода функций приемника явилась разработка линеаризованной процедуры инверсии во временной области [Owens et al., 1984]. Эта обратная задача, предполагающая латерально однородные слои, была успешно использована в многочисленных исследованиях для определения одномерной мелкомасштабной структуры земной коры [Owens, Zandt, 1985; Owens et al., 1987; Kind et al., 1995]

В последние годы PRF широко используется для оценки скоростных характеристик верхней мантии. Однако, подобные исследования сопряжены с рядом проблем и, в первую очередь, с риском ложного обнаружения слабо контрастных мантийных границ. Это связано с тем, что амплитуда обменной волны от сейсмической границы зависит, в первую очередь, от контраста скоростей выше и ниже лежащих слоев. В общем случае, скорости в мантии меняются не слишком резко и генерируют обменные волны малых амплитуд. Эти фазы наблюдаются на сейсмограмме позже прихода первых обменных и кратных волн от контрастных границ в коре и осадочном слое и существенно зашумляются последними.

С целью преодоления этой проблемы в 2000 году в работе [Farra, Vinnik, 2000] была предложена методика SRF. Ее главным преимуществом является то, что обменные волны S_p наблюдаются на сейсмограмме раньше прихода первой поперечной волны и, как следствие, волновая картина не осложнена многократными колебаниями. Более того, чем глубже находится граница обмена, тем раньше на сейсмограмме будет наблюдаться обменная волна от нее.

Использование обменных S_p для обнаружения мантийных границ и исследований зоны фазовых переходов началось задолго до широкого признания метода SRF (Bath, Stefansson 1966; Faber, Muller 1980, 1984; Bock 1994; Bock, Kind 1991). Эти обменные фазы также были использованы для обнаружения границы на глубине 250 км по данным сейсмической группы NOR SAR [Sack et al., 1979]. В этих работах анализировались отдельные сейсмические записи.

Основной проблемой при таком подходе является разделение собственно обменных фаз и иных волновых форм, зарегистрированных станцией перед первой поперечной волной. К примеру, фазы SmP и PmP (отраженные от свободной поверхности m раз) могут быть зарегистрированы в том же временном окне на записи, как и целевые обменные волны. Решение этой проблемы было предложено в работе [Farra, Vinnik, 2000] и состоит в суммировании записей многих событий с применением специальных весовых коэффициентов.

Совместное обращение PRF и SRF получило широкое распространение и успешно применяется для решения задач восстановления глубинного скоростного строения в различных геотектонических условиях [Vinnik et.al., 2004].

Для получения функции приемника любого типа необходимо выполнить ряд стандартных преобразований, а именно

- 1) переход от стандартной системы координат ZNE к лучевой системе координат
- 2) минимизация влияния очага (стандартизация) на каждой из индивидуальных записей (деконволюция)
- 3) в случае SRF необходимо рассчитать весовые коэффициенты для каждой индивидуальной трассы

4) суммирование индивидуальных записей со сдвигами по времени для выявления обменных волн от глубинных слоев и увеличения отношения сигнал/шум (построение стека)

Рассмотрим эти процедуры более подробно.

2.3 Переход в лучевую систему координат

Одним из важных элементов работы с функцией приемника является вращение координат. Стандартная сейсмограмма состоит из трех компонент ZNE, где компонента Z направлена к центру Земли, N – направление на север, а E – направление на восток. Однако, с учетом того, что метод основывается на обменных волнах с известной поляризацией, удобно перейти от “классических” осей ZNE к “лучевым” осям в LQT системе (случай PRF) и LAB системе (случай SRF). Лучевая система координат удобна тем, что на L компоненте будут сосредоточены записи продольных волн, на Q или SV компонентах будут сосредоточены волны, поляризованные как SV, а на T и B компонентах будут проявляться анизотропные эффекты, влияние рассеивания и т.д.

LQT система представляет собой правую тройку векторов, где L компонента совмещена с направлением выхода первой продольной волны, Q – перпендикулярна L в плоскости приемник – центра Земли – источник, T перпендикулярна L и Q (рисунок 2.2).

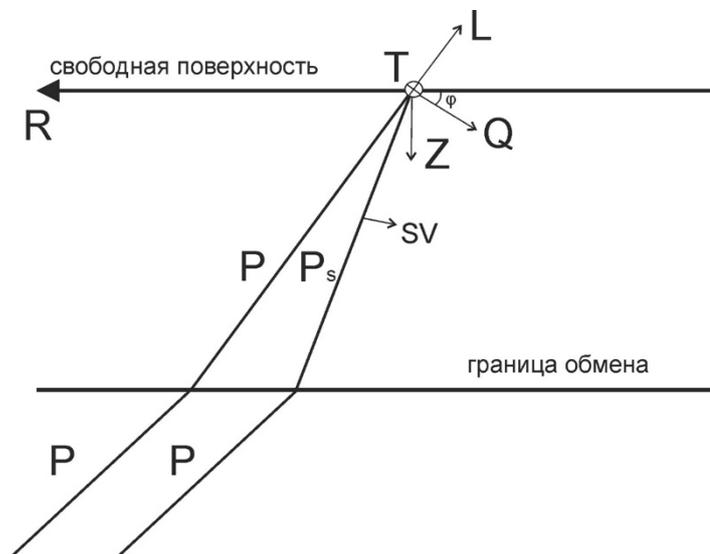


Рисунок 2.2 Лучевая система координат, применяемая для случая PRF. Показана плоскость P-SV. R – радиальная компонента, направленная от станции к очагу события. L – совпадает с направлением выхода первой продольной волны. Q – ортогональна L и направлена в плоскости формирования целевых обменных волн.

Схема преобразования координат в случае PRF стандартизована и состоит из нескольких процедур. В первую очередь выполняется поворот горизонтальных осей N и E на обратный азимут (направление от станции к источнику) и проекции векторов горизонтальных компонент на направление обратный азимут составляет радиальную (R) компоненту. После чего в вертикальной плоскости осуществляется поворот осей R и Z на угол выхода продольной волны (угол φ на рисунке 2.2). Там самым компонента R после поворота перейдет в L, а Z, соответственно, в Q.

Для определения направлений осей L и Q для каждого индивидуального события необходимо определить собственные значения и собственные вектора ковариационной матрицы, построенной по наблюдаемым Z и R компонентам. Собственные вектора ковариационной матрицы характеризуют направления осей эллипса, описываемой частицей в продольной волне, а собственные числа определяют энергию смещений по этим направлениям. Ковариационная матрица будет иметь вид:

$$\begin{pmatrix} \overline{Z^2} & \overline{ZR} \\ \overline{RZ} & \overline{R^2} \end{pmatrix} \quad (2.1)$$

где черта означает осреднение по временному интервалу эффективной длительности продольной волны (этот интервал выбирается каждый раз индивидуально при обработке). Максимальное собственное значение будет соответствовать движению в продольной волне. Перепишем матрицу (2.1) в вид

$$\begin{pmatrix} \overline{Z^2} & \overline{ZR} \\ \overline{RZ} & \overline{R^2} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \end{pmatrix} = \lambda \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \end{pmatrix} \quad (2.2)$$

Здесь $\begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \end{pmatrix}$ - собственный вектор, а λ - собственное число. Решая задачу на собственные числа, перепишем (2.2) в

$$\begin{pmatrix} \overline{Z^2} - \lambda & \overline{ZR} \\ \overline{RZ} & \overline{R^2} - \lambda \end{pmatrix} \begin{pmatrix} a_1 \\ a_2 \end{pmatrix} = 0 \quad (2.3)$$

(2.3) представляет собой однородную систему уравнений относительно a_1 и a_2 и имеет отличные от 0 решения при равенстве 0 определителя

$$\begin{vmatrix} \overline{Z^2} - \lambda & \overline{ZR} \\ \overline{RZ} & \overline{R^2} - \lambda \end{vmatrix} = 0 \quad (2.4)$$

При решении (2.4) получаем характеристическое уравнение относительно λ и, тем самым, находим собственные значения.

Угол φ поворота осей R и Z вычисляется как

$$\varphi = \operatorname{arctg} \left(\frac{\overline{RZ}}{\lambda - \overline{Z^2}} \right) \quad (2.5)$$

Пример преобразования координат для одного из событий, зарегистрированных станцией “Михнево” приведен на рисунке 2.3

23-JUN-2015_12:18:30.3 LAT= 27.74 LON= 139.73 DEP=460.0 MAG=6.5
 DISTANCE= 74.2 AZIMUTH= 64.3

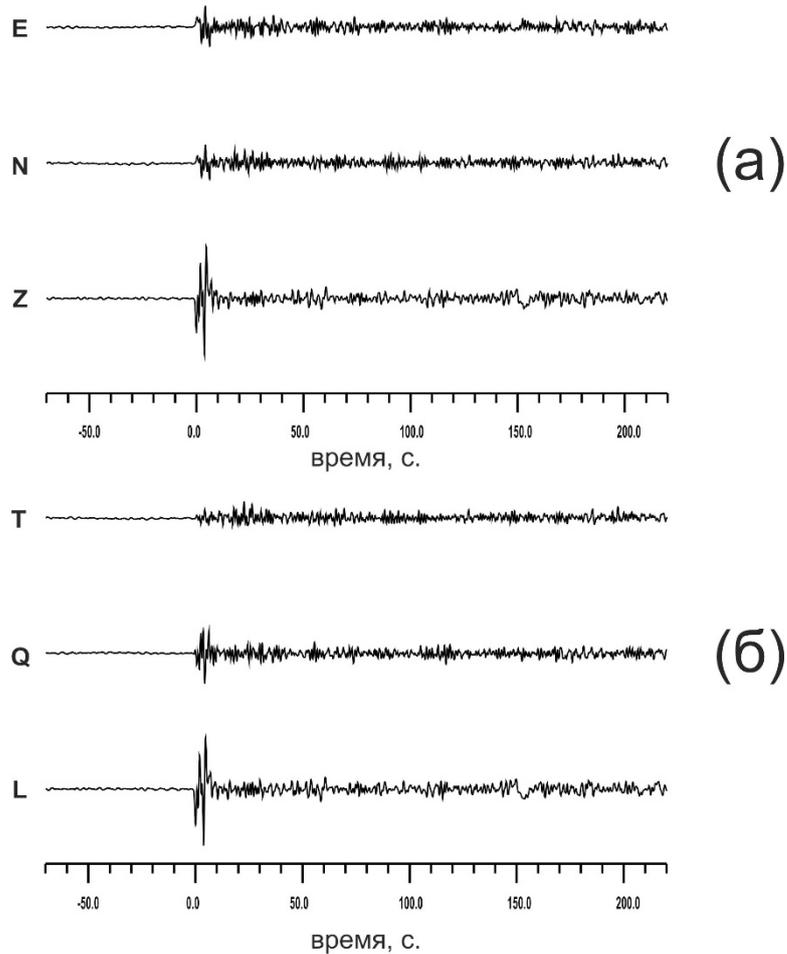


Рисунок 2.3 Пример телесеизмического события, зарегистрированного сейсмической станцией “Михнево” (параметры события указаны сверху) и использованного для расчета PRF. (а) – до перехода в лучевую систему координат, (б) – после.

В случае SRF переход в лучевую систему координат строится несколько иначе (рисунок 2.4). Компонента L определяется также, как и в случае PRF по компонентам Z и R. Далее по горизонтальным компонентам N и E определяется главное направление поляризации падающей S волны. Это направление назовем A. Компонента B ортогональна A в горизонтальной плоскости. В результате, для каждой сейсмограммы компоненты ZNE переходят в LAB, а также рассчитываются азимуты поляризации падающей поперечной волны. Имея ввиду, что при решении прямой задачи сигнал моделируется для случая падения волны в плоскости P-SV, для SRF вводятся специальные поправки за отклонение поляризации наблюдаемой волны от плоскости P-SV. Механизм вычисления этих поправок подробно описан в работе [Farra, Vinnik, 2000].

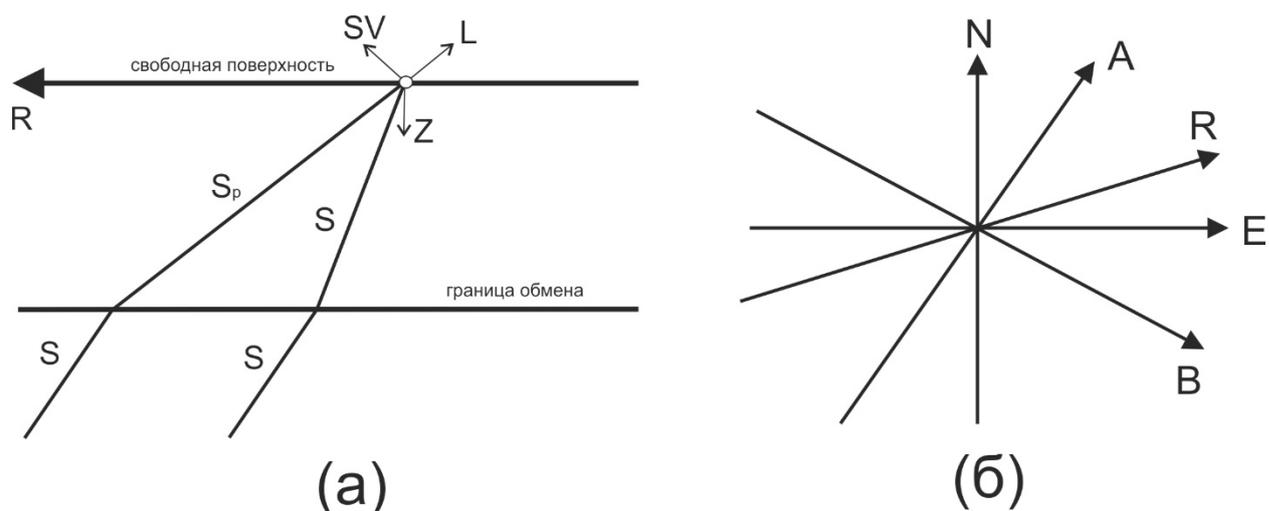


Рисунок 2.4 Лучевая система координат, применяемая в случае SRF. (а) – плоскость P-SV; R – радиальная компонента, направленная от станции к очагу события. L – совпадает с направлением выхода первой поперечной волны и совпадает с направлением формирования целевых обменных волн S_p . (б) – горизонтальная плоскость. A – направление поляризации в падающей S волне. B – направление, перпендикулярное A в горизонтальной плоскости.

2.4 Стандартизация волновых форм

Важнейшим фактором для успешного решения задачи восстановления скоростного разреза для данной сейсмической станции является накопление сигнала. Метод функции приемника предполагает использование записей телесеismicких землетрясений различных регионов, сильно различающихся по функциям очага. С целью их корректного суммирования необходимо осуществить стандартизацию исходной записи с целью подавления различий очаговых функций.

Для решения этой задачи к каждой из наблюдаемых записей применяется процедура деконволюции. Целью этой операции является подбор такого фильтра, чтобы обратить функцию очага в псевдо δ -функцию ("спайк"). Операция однотипна для P и S функций приемника, с той лишь разницей что в случае PRF мы предполагаем очаговую функцию на L компоненте, тогда как в случае SRF мы предполагаем ее на A компоненте (рисунок 2.5). Применяя подобранный фильтр к остальным компонентам записи мы предполагаем, что вклад функции очага на

получившихся трассах радикально снизится и выявившиеся на сейсмограмме волны будут связаны с обходами при прохождении первичной волны через интересующую нас слоистую пачку. После применения данной процедуры записи различных сейсмических событий корректно суммировать с целью накопления сигнала. Рассмотрим процедуру деконволюции более подробно.

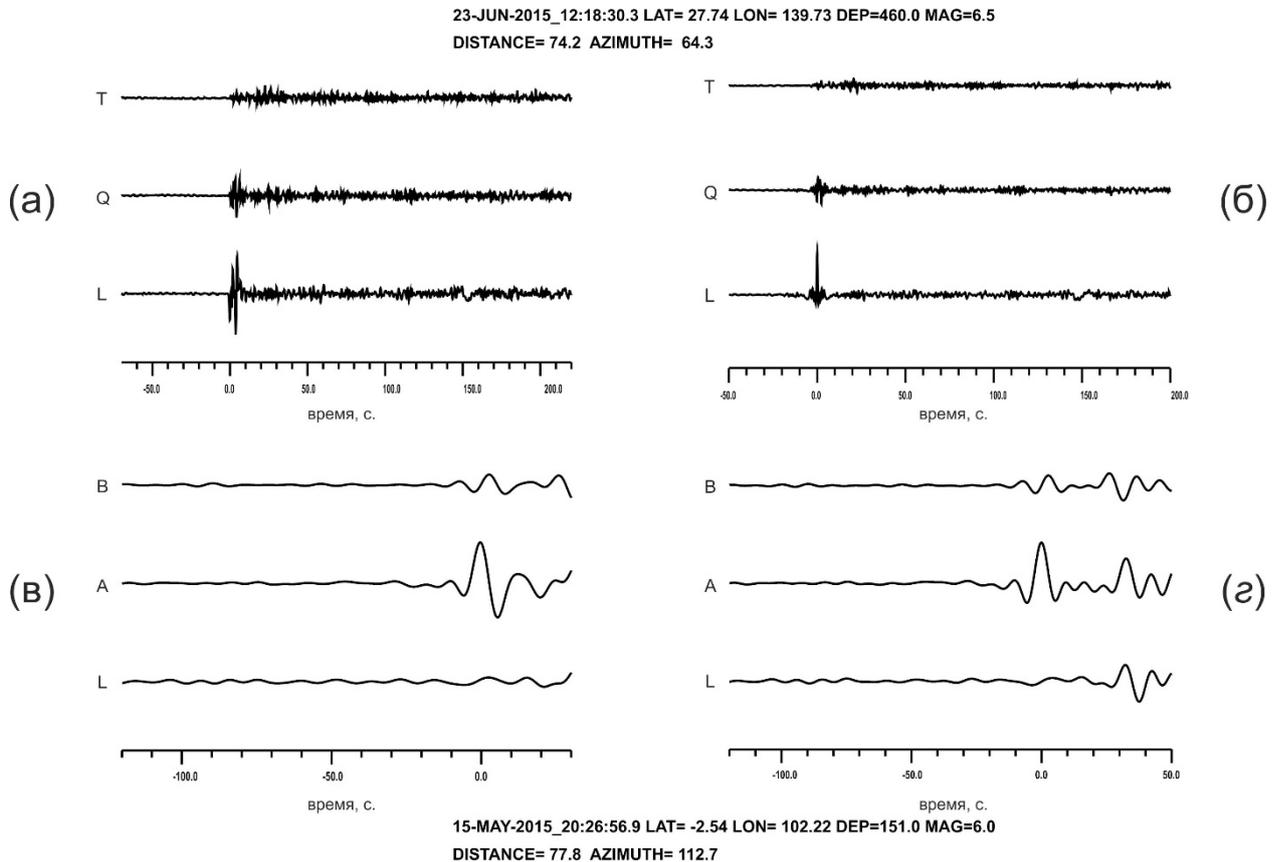


Рисунок 2.5 Пример применения процедуры – деконволюция. (а) – использованное событие для расчёта PRF после перехода в лучевую систему координат, (б) – оно же после деконволюции, (в) – использованное событие для расчета SRF после перехода в лучевую систему координат, (г) – оно же после деконволюции. Параметры использованного события для PRF приведены сверху, для SRF – снизу. Оба события зарегистрированы станцией “Михнево”

Деконволюция в частотной области может быть выполнена следующим образом. Для компонент L и Q, пренебрегая откликом прибора, мы можем записать во временной области

$$L(t) = S(t) \quad (2.6)$$

$$Q(t) = S(t) * E(t) \quad (2.7)$$

где * означает конволюцию (свертку), $S(t)$ - функцию в источнике, а функция $E(t)$ может быть записана как

$$E(t) = \alpha_1 \delta(t - \tau_1) + \alpha_2 \delta(t - \tau_2) + \dots \quad (2.8)$$

Здесь α_i представляет собой амплитуды вторичных фаз, τ_i - задержку времени прихода i -ой фазы относительно первого вступления продольной волны. В частотной области можно переписать приведенные выражения как

$$L(\omega) = S(\omega) \quad (2.9)$$

$$Q(\omega) = S(\omega)E(\omega) \quad (2.10)$$

$$E(\omega) = \frac{Q(\omega)}{L(\omega)} \quad (2.11)$$

Деление спектра Q компоненты на спектр компонента L , производимое для извлечения информации о структуре земной коры является сущностью метода отношения спектров [Phinney, 1964], развитием которого является метод функции приемника. Чтобы избежать больших ошибок, вызванных малыми значениями знаменателя, спектральное отношение, подлежащее преобразованию Фурье, имеет смысл представить как

$$E'(\omega) = \frac{Q(\omega)\overline{L(\omega)}}{\Phi(\omega)} G(\omega) \quad (2.13)$$

где

$$\Phi(\omega) = \max \{L(\omega)\overline{L(\omega)}, c \max [L(\omega)\overline{L(\omega)}]\} \quad (2.14)$$

$\overline{L(\omega)}$ - комплексное сопряженное, $G(\omega) = \exp(-\frac{\omega^2}{4a^2})$. Константа c называется "уровнем воды" и выбирается каждый раз эмпирически. Функция $G(\omega)$ используется для подавления высокочастотной части спектра и также определяется эмпирически. $E'(t)$ может быть восстановлена посредством обратного преобразования Фурье.

Деконволюция во временной области может быть выполнена следующим образом. Пусть дискретное представление наблюдаемого сигнала продольной волны P может быть представлено целевыми волновыми формами s_k и z_k . Под

целевой волновой формой будем понимать δ функцию, отличающуюся от 0 только для некоторого $k = K$.

$$\left. \begin{array}{l} s_k - \text{наблюдённая волновая форма} \\ z_k - \text{целевая волновая форма} \end{array} \right\} k = 0, \pm 1, \pm 2, \dots$$

При фильтрации наблюдаемой волновой формы P волны фильтром l_i , волновая форма может быть представлена как

$$v_k = \sum_{i=0}^{n-1} l_i s_{k-i} \quad (2.15)$$

Будем искать такой фильтр l , при котором будет достигнуто минимальное различие $\min H$ между фильтрованной и целевой волновыми формами.

$$\varepsilon_k = v_k - z_k \quad (2.16)$$

$$H = \sum_k \varepsilon_k^2 \quad (2.17)$$

Параметры построенного фильтра H удовлетворяют условиям

$$\frac{\partial H}{\partial l_j} = 0, \quad j = 0, \pm 1, \pm 2, \dots, n-1 \quad (2.18)$$

$$\frac{\partial H}{\partial l_i} = 2 \sum_k \sum_{i=0}^{n-1} (l_i s_{k-i} s_{k-j} - z_k s_{k-j}) \quad (2.19)$$

Здесь $C_{j-i}^s = \sum_k s_{k-i} s_{k-j}$ – автокорреляционная функция s и $R_j^{sz} = \sum_k z_k s_{k-j}$ – взаимно корреляционная функция z и s . Представленная система может быть записана в матричной форме как

$$[C^s][L] = [R^{sz}] \quad (2.20)$$

$[L]$ представляет собой вектор-столбец из элементов l_i , $[R^{sz}]$ - вектор-столбец из элементов R_j , а $[C^s]$ - матрица элементов C_{j-i}^s . С учетом того, что наблюдаемая волновая форма является суперпозицией полезного сигнала a и шума b , т.е. $s_k = a_k + b_k$. Мы предполагаем, что шум не коррелирован и тогда матрица $[C^s]$ может быть записана как

$$[C^s] = \begin{bmatrix} c_0^a + c_0^b & c_1^a + c_1^b & \cdots & c_{n-1}^a + c_{n-1}^b \\ c_1^a + c_1^b & c_0^a + c_0^b & \cdots & c_{n-2}^a + c_{n-2}^b \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ c_{n-1}^a + c_{n-1}^b & c_{n-2}^a + c_{n-2}^b & \cdots & c_0^a + c_0^b \end{bmatrix} \quad (2.21)$$

Элементами матрицы (2.21) являются автокорреляции a и b . На практике, шум считается белым, что означает, что его автокорреляция отлична от 0 только для диагональных элементов матрицы. Наличие шума учтено в представлении диагональных элементов в виде $c_0(1 + \lambda)$. Выбор этого параметра является произвольным. Когда он близок к 0, результирующий «спайк» очень резкий, но инверсия нестабильна. Когда параметр λ большой (скажем, 100), деконволюционная волновая форма близка к автокорреляционной функции наблюдаемой волны. Оптимальные значения λ находятся в промежуточном диапазоне. Деконволюционный фильтр преобразует фактическую волну в «спайк» или подобие δ -функции. В первом приближении, преобразованные волновые формы волны аналогичны для различных сейсмических событий, что позволяет производить их суммирование в дальнейшем.

2.5 Использование опорных границ зоны фазовых переходов и построения стека

Одной из важных особенностей метода функции приемника является его слабая чувствительность к абсолютным скоростям. Как уже отмечалось, метод построен на использовании обменных волн, характеризующих контрастные сейсмические границы. Ввиду этого, с целью получения корректных абсолютных скоростей в модели было предложено использовать невязки времен прихода наблюдаемых обменных волн от стандартных известных глобальных сейсмических границ. В качестве опорных границ были выбраны границы зоны фазовых переходов (также известная как слой Голицина) в верхней мантии 410-660 км, времена прихода обменных волн от которых известны с большой точностью (таблица 2.1). Кроме того, т.к. по глобальным сейсмическим моделям земли и по результатам петрофизических исследований эти границы характеризуются

скачкообразным повышением скорости вниз по разрезу [Kennet, 2005], на них формируются обменные волны высоких амплитуд (порядка 2-4 % от амплитуды падающей волны). Несмотря на значительную глубину залегания, они успешно выявляются на суммированной функции приемника, а иногда и просто на индивидуальных записях. Невязки времен пробега волн от этих границ также дают возможность оценить рельеф этих границ и представляют собой самостоятельный результат [Kosarev, 2018].

Таблица 2.1 Значения времени прихода обменной волны Ps (в секундах) как функции глубины формирующей границы и параметра луч на основе модели PREM [Бурмаков, 1988]

h, км	медленность, сек/град										
	4.4	4.8	5.2	5.6	6	6.4	6.8	7.2	7.6	8	8.4
40	4.78	4.79	4.82	4.84	4.86	4.89	4.91	4.94	4.97	5.01	5.04
120	12.91	12.98	13.05	13.13	13.22	13.32	13.42	13.54	13.67	13.81	13.96
200	21.11	21.23	21.36	21.5	21.66	21.83	22.02	22.23	22.46	22.72	22.99
280	29.36	29.53	29.72	29.94	30.17	30.43	30.72	31.03	31.37	31.75	32.17
360	37.43	37.67	37.93	38.22	38.54	38.89	39.28	39.7	40.17	40.69	41.27
410	42.39	42.67	42.98	43.31	43.69	44.0	44.56	45.07	45.63	46.24	46.93
440	45.21	45.51	45.85	46.22	46.63	47.09	47.59	48.15	48.77	49.46	50.22
520	52.56	52.93	53.35	54.65	54.33	54.9	55.54	56.25	57.04	57.92	58.91
600	59.66	60.12	60.62	61.19	61.82	62.52	63.31	64.18	65.16	66.27	67.53
660	64.85	65.37	65.94	66.59	67.31	67.90	69.02	70.04	71.18	72.48	73.97
680	66.46	66.99	67.59	68.27	69.03	69.88	70.83	71.9	73.11	74.5	76.1
760	72.69	73.32	74.04	74.84	75.75	76.77	77.93	79.24	80.76	82.53	84.66
840	78.78	79.51	80.35	81.29	82.36	83.56	84.95	86.54	88.4	90.64	93.49

Согласно представлениям геохимии, зона фазовых переходов представляет собой слой мощностью порядка 250 км, с тремя выраженными границами. На глубине 410 км, при давлении порядка 14 ГПа, $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$ оливин переходит в более плотную структуру - вадслеит, иногда упоминаемую как β -фаза или модифицированную шпинель. Промежуточной границей на глубине 520 км (давление порядка 17,5 ГПа) является зона, где вадслеит трансформируется в рингвудит или γ -фазу или силикатную шпинель. И, наконец, на глубине 660 км (давление 24 ГПа) рингвудит распадается на множество перовскит - структурированных $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$ и $(\text{Mg,Fe})\text{O}$ магнезиовюстит (собственно, ферропериклаз, т.к. содержание MgO превышает FeO). Этот переход принято считать началом нижней мантии [Ringwood, 1991].

С целью выявления слабых обменных волн от глубоко залегающих сейсмических границ применяется технология построения так называемого "стека", которая состоит в суммировании трасс с учетом внесения поправок за различные эпицентральные расстояния и индивидуальные значения параметра луча. Рассмотрим этот вопрос более детально.

Задержка обменной волны относительно родительской Р волны может быть вычислена как

$$t(P_s) = \int_{r_d}^{r_0} (\sqrt{v_s^{-2} - p^2 r^{-2}} - \sqrt{v_p^{-2} - p^2 r^{-2}}) dr \quad (2.22)$$

где p - параметр луча, r - расстояние от центра Земли до выбранной границы обмена, r_0 и r_d соответствуют свободной поверхности и глубине границы обмена, v_p и v_s - скорости, соответственно, продольных и поперечных волн. Время прихода обменной волны (ее задержка относительно Р) увеличивается с увеличением значения параметра луча (или уменьшением эпицентрального расстояния). Для глубоких границ эффект существенен: разница во временах прихода обменных фаз P_s от границы 660 км на эпицентральных расстояниях от 30^0 до 90^0 градусов близка к 10 с. Тем самым, чтобы корректно обнаружить обменную волну от целевой глубины, функции приемника должны быть суммированы с поправками, которые зависят от параметра луча (или эпицентрального расстояния) события и глубины границы обмена. На практике, стек рассчитывается для многих предполагаемых глубин конверсии. Обычно, все события приводятся к одним значениям параметра луча ($6.4 \frac{\text{сек}}{\circ}$) и одному эпицентральному расстоянию (67^0), а затем, для каждой целевой глубины и для каждого события, рассчитываются индивидуальные временные поправки, на которые сдвигается каждая трасса перед суммированием.

Другим вариантом получения индивидуальных временных поправок для построения стека является использование так называемой дифференциальной медленности. Суть этого подхода состоит в том, чтобы, варьируя в небольших пределах (не более $1 \frac{\text{сек}}{\circ}$) значения параметра медленности для каждой из трасс получать искомые значения поправок перед суммированием. Важной особенностью такого подхода является необходимость вычисления так

называемого “опорного расстояния”. Им является или среднее эпицентрального расстояние по всей выборке индивидуальных трасс, или близкое к нему значение. Как бы то ни было, для каждой выборки событий и для каждой трассы это значение выбирается индивидуально. Уравнение, из которого можно получить поправки по времени при расчете стека имеет вид

$$\delta t = (\bar{\Delta} - \Delta_i)\delta p \quad (2.23)$$

Где δt – поправка времени i -ой трассы, $\bar{\Delta}$ - опорное расстояние, δp – данное значение дифференциально медленности.

2.6 Алгоритм решения прямой и обратной задач для метода функции приемника

После выполнения всех описанных выше процедур формируется суммированная функция приемника готовая к моделированию в скоростной разрез. При решении обратных задач необходимо, в первую очередь, построить алгоритм вычисления синтетической трассы, которая будет зависеть от интересующих параметров среды, и которая будет сравниваться с наблюдаемой компонентой при поиске оптимального решения. В представленном параграфе будут использованы рассуждения, описанные в работах [Бурмаков и др., 1988].

Рассмотрим, в первую очередь, случай падения продольной волны (случай PRF). Представим среду горизонтально слоистой пачкой, на которую под некоторым углом и с некоторой кажущейся скоростью падает продольная Р волна, характеризуемая своим спектром $S(\omega)$. Мы не рассматриваем весь путь луча от источника до регистратора, фокусируясь только на среде вблизи сейсмической станции.

После перехода в лучевую систему координат на поверхности регистрируется две компоненты $L(\omega)$ и $Q(\omega)$. Среда под станцией представляется линейной системой с постоянными параметрами. Как следствие, спектры наблюдаемых сейсмограмм могут быть связаны с падающей на подошву линейной системы волной как

$$L(\omega) = L_T^P(\omega, \bar{m}, c_p)S(\omega) \quad (2.24)$$

$$Q(\omega) = Q_T^P(\omega, \bar{m}, c_p)S(\omega) \quad (2.25)$$

где ω - частота, \bar{m} - вектор параметров модели, c_p - кажущаяся скорость падающей продольной волны. $L_T^P(\omega, \bar{m}, c_p)$ и $Q_T^P(\omega, \bar{m}, c_p)$ представляют частотные характеристики слоистой пачки для L и Q компонент, соответственно. Индекс T здесь означает, что мы представляем их в теоретическом виде, а P, что мы работаем с PRF. $S(\omega)$ - частотная характеристика функции падающей волны.

Выражая $S(\omega)$ из (2.24) и подставляя в (2.25) можно записать уравнение для построения синтетической Q компоненты, как

$$Q_{synt}(\omega, \bar{m}, c_p) = \frac{Q_T^P(\omega, \bar{m}, c_p)}{L_T^P(\omega, \bar{m}, c_p)} L(\omega) \quad (2.26)$$

или, во временной области

$$q_{synt}(t, \bar{m}, c_p) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{Q_T^P(\omega, \bar{m}, c_p)}{L_T^P(\omega, \bar{m}, c_p)} L(\omega) e^{-i\omega t} d\omega \quad (2.27)$$

Тем самым, мы получили выражение для Q_{synt} компоненты через теоретические L и Q компоненты, как функции параметров модели. Следует заметить, что ввиду "неидеальности" среды (наклонных границ, рассеивания и т.д.), даже точно зная параметры модели и приняв вместо синтетической, наблюдаемую Q компоненту, отношения наблюдаемых и теоретических компонент, вероятно, не будут равны единице. Однако, мы можем сравнивать синтетическую Q компоненту с наблюдаемой и минимизировать их разность по параметрам модели. Также, в выражениях (2.26) и (2.27) присутствует $L(\omega)$, представляющая наблюдаемую L компоненту, что позволяет говорить не о синтетической, а о "полусинтетической" Q компоненте.

Рассмотри теперь случай падающей поперечной волны (SRF) и ее конверсию в продольные волны. Следуя аналогичным рассуждениям, можно выписать соотношения для наблюдаемых L и A компонент как

$$L(\omega) = L_T^{SV}(\omega, \bar{m}, c_{sv})S(\omega) \quad (2.28)$$

$$A(\omega) = A_T^{SV}(\omega, \bar{m}, c_{sv})S(\omega) \quad (2.29)$$

И синтетическое выражение для интересующей нас, в случае SRF, L компоненты может быть записано во временной области как

$$l_{synt}(t, \bar{m}, c_{sv}) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{L_T^{SV}(\omega, \bar{m}, c_{sv})}{A_T^{SV}(\omega, \bar{m}, c_{sv})} A(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (2.30)$$

Во всех выписанных уравнениях вектор параметров модели - \bar{m} зависит от скоростей продольных и поперечных волн в каждом слое, его плотности и мощности. Иные параметры, такие как добротность, не имеет смысла включать в модель т.к. при используемых длинах волн их вклад очень мал.

Существуют два подхода к решению прямой задачи. Первый подход можно назвать “лучевым”. Его суть заключается в прослеживании пути каждого отдельного луча, амплитуда которого рассчитывается путем перемножения коэффициентов отражения, преломления (уравнение (2.31)), а время пробега рассчитывается как сумма времен пробега по всем звеньям трассы луча.

$$A = \sum_{i=1}^N k_i a(t - t_i) \quad (2.31)$$

Где A – амплитуда данного луча, N – количество учтенных лучей, k – произведения всех коэффициентов отражения, преломления и обмена на границах вдоль трассы луча, $a(t)$ – форма колебаний в падающей волне.

В данной работе мы не используем “лучевое” моделирование. Это вызвано необходимостью моделировать многослойные среды и, как следствие, чрезвычайной сложностью учета всей огромной совокупности формируемых, при прохождении падающей, волны лучей.

Вторым способом решения прямой задачи является матричный метод Томсона – Хаскелла [Haskell, 1953;1962]. Этот метод учитывает всю совокупность отраженных, преломленных и обменных волн в среде с любым количеством слоев.

Задача заключается в расчете движения свободной поверхности модели среды, состоящей из произвольного количества горизонтальных плоскопараллельных однородных слоев, лежащих на однородном полупространстве. В каждом слое заданы его мощность в километрах, скорости продольных и поперечных волн в км/с и плотности в г/см³.

Рассматривается случай падения на подошву системы плоской продольной или поперечной волны, для которых известны – горизонтальная кажущаяся скорость и зависимость движения в волне от времени (волновая форма). Волновое поле модели является суммой множества преломленных и отраженных на границах слоев волн. Необходимо также учитывать возникновение обменных и закритических волн. Точное численное решение задачи будет осуществляться матричными методами. Прежде всего отметим, что вследствие закона Снеллиуса горизонтальная кажущаяся скорость будет одинакова для всех типов волн во всех слоях. Колебания в падающей волне представим гармоническими (синусоидального типа) с заданными амплитудой и частотой. Все остальные волны, возникающие в слоях, будут иметь ту же частоту, но различные амплитуды и фазы. Сумма произвольного количества гармонических волн, распространяющихся в одном направлении в пределах одного слоя, будет также гармонической волной с комплексной амплитудой, определяемой из амплитуд составляющих ее волн.

Рассмотрим волновую картину в одном отдельно взятом слое. Полная волновая картина в однородном слое складывается всего из четырех волн: продольной и поперечной волн, распространяющихся вверх, и продольной и поперечной волн, распространяющихся вниз. Следовательно, при заданной частоте и горизонтальной кажущейся скорости волновое поле в однородном слое определяется всего четырьмя комплексными амплитудами. Зная волновое поле в каждой точке слоя, мы можем пересчитать его на верхнюю и нижнюю границу слоя и можем вычислить компоненты смещений и напряжений на этих границах. Объединив компоненты смещений и напряжений в вектор на каждой границе, может быть выписано матричное соотношение между векторами смещений-напряжений на верхней и нижней границах каждого слоя. Соответствующая матрица называется матрицей слоя. Ее компоненты зависят от параметров слоя, кажущейся скорости и частоты. Учитывая граничные условия, можно написать соотношение между векторами смещений-напряжений на свободной поверхности и границе полупространства. Матрица этого соотношения является просто произведением всех матриц слоя. На границе полупространства можно пересчитать вектор смещений-напряжений в амплитуды падающей и двух отраженных волн –

продольной и поперечной. На свободной поверхности компоненты напряжений вектора смещений-напряжений равны нулю, а компоненты смещения являются искомыми величинами – целью расчетов. Таким образом, получаем четыре линейных уравнения с четырьмя неизвестными – компонентами вертикальных и горизонтальных смещений на свободной поверхности модели и амплитудами двух отраженных волн в полупространстве. Полагая амплитуду падающей волны равной единице и решая систему из четырех уравнений, находим вертикальное и горизонтальное смещение поверхности для заданной частоты.

Повторяя вычисления для всех заданных частот, определяем спектры вертикальной и горизонтальной компонент на свободной поверхности для любой заданной волновой формы в падающей волне. Выполняя обратное преобразование Фурье, получаем вертикальные и горизонтальные колебания свободной поверхности для любого импульса в заданной падающей волне. По вертикальной и горизонтальной (радиальной) компонентам смещений поверхности можно вычислить синтетическую функцию приемника для заданной модели. Приведенное описание справедливо для вычисления синтетических функций приемника и для продольной (PRF) и для поперечной волн (SRF), в зависимости от типа падающей волны.

Для решения обратной задачи был использован программный пакет, разработанный в ИФЗ РАН группой И.М. Алешина. В нем реализован алгоритм, позволяющий сформировать множество случайных начальных моделей в заданных оператором ограничениях вариаций мощностей слоев и скоростей объемных волн в них. Каждая из них минимизируется методом Левенберга - Марквардта [Press et. al., 2007]. Итоговое решение представляется как поле сгущений минимизированных случайных начальных моделей, теоретические PRF и SRF от которых наилучшим образом совпадают с наблюдаемыми трассами. Для получения теоретических трасс используется многократно апробированный метод Томсона-Хаскелла.

2.7 Влияние осадочного слоя на PRF

Осадочный слой различной мощности присутствует на большей части территории Земли. Его негативное влияние на точность получения оценок глубинного строения различными сейсмологическими методами хорошо известно. Экспериментально установлено его влияние и на функции приемника (рисунок 2.6). Трасса, полученная на основе данных группы NORSAR (Балтийский щит), может быть достаточно просто интерпретирована. Например, не вызывает сомнений вступление обменной волны от зоны Мохо на времени порядка 5 секунд. Трасса, полученная для станции Обнинск достаточно сильно зашумлена, несмотря на то что установлена в шахте на глубине 30 метров в толще известняковых пород. Это связано с тем, что станция установлена в центре ВЕП, где осадочный слой в среднем имеет мощность порядка 1.5 км. Станция Калькутта приведена на рисунке 2.6 как абсолютный “рекордсмен” по амплитуде обменных волн, возникающих на границе осадочных и коренных пород. Они, по меньшей мере, в четыре раза превышают обменную волну от зоны Мохо, полученную на Балтийском щите.

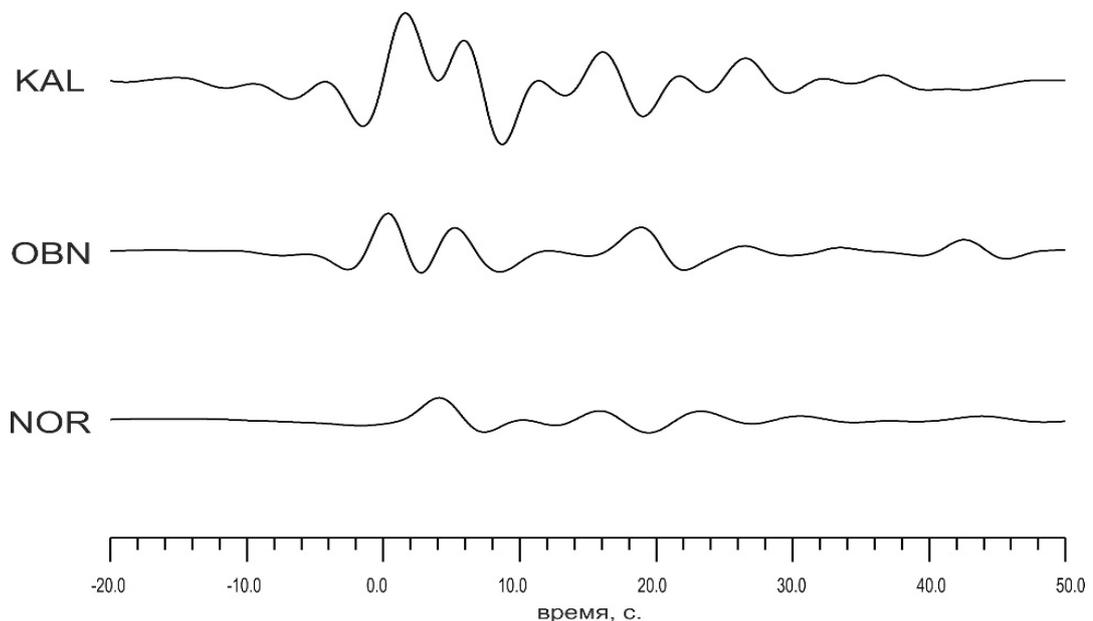


Рисунок 2.6 Наблюдаемые функции приемника для трех регионов с осадочным слоем различной мощности. Станция NOR – центральный прибор группы NORSAR на Балтийском щите (мощность осадочного слоя порядка первых десятков метров), станция OBN – сейсмическая станция Обнинск на ВЕП (мощность осадочного слоя порядка 1500 метров),

станция KAL – сейсмическая станция Калькутта на Индостанской платформе [Kosarev et.al., 2013] (мощность осадочного слоя порядка 10000 метров)

Для более подробного исследования вопроса влияния осадочного слоя были проведены теоретические исследования на базе стандартной модели IASP91 [Гоев и др., 2019]. Модель была составлена из слоев мощностью 1 км до глубины 700 км с четырьмя сейсмическими границами – 20, 35, 410 и 660 км и слабым градиентным повышением скорости между ними вниз по разрезу. Рассматривалась плоская продольная волна, подходящая к подошве этой слоистой пачки. Падающая волна представляла собой импульс Гаусса длительностью 1.6 с. и единичной амплитуды, со значением параметра луча $6.3 \frac{\text{сек}}{\circ}$. Синтетические сейсмограммы рассчитывались методом Томсона-Хаскелла [Haskell, 1962] и от них вычислялись функции приемника.

Было моделировано четыре трассы –

1. На базе модели IASP91;
2. На базе модели IASP91 с добавлением приповерхностного слоя мощностью 200 метров, симулирующего обводненную осадочную толщу;
3. На базе модели IASP91 с добавлением верхнего слоя мощностью 500 метров, симулирующего глинистый слой;
4. На базе модели IASP91 с добавлением трехслойного осадочного слоя, первые 100 метров которого представляют собой обводненную породу, далее 500 метров глины и известняковый слой мощностью 1000 метров (такая структура осадков характерна для центральной части ВЕП).

Все трассы, за исключением построенной по базовой модели IASP91, отфильтрованы низкочастотным фильтром Баттерворта с граничным периодом 5 секунд (рисунок 2.7). Трасса IASP91 не фильтровалась для того, чтобы показать и идентифицировать все основные обменные и многократные волны, участвующие в формировании функции приемника.

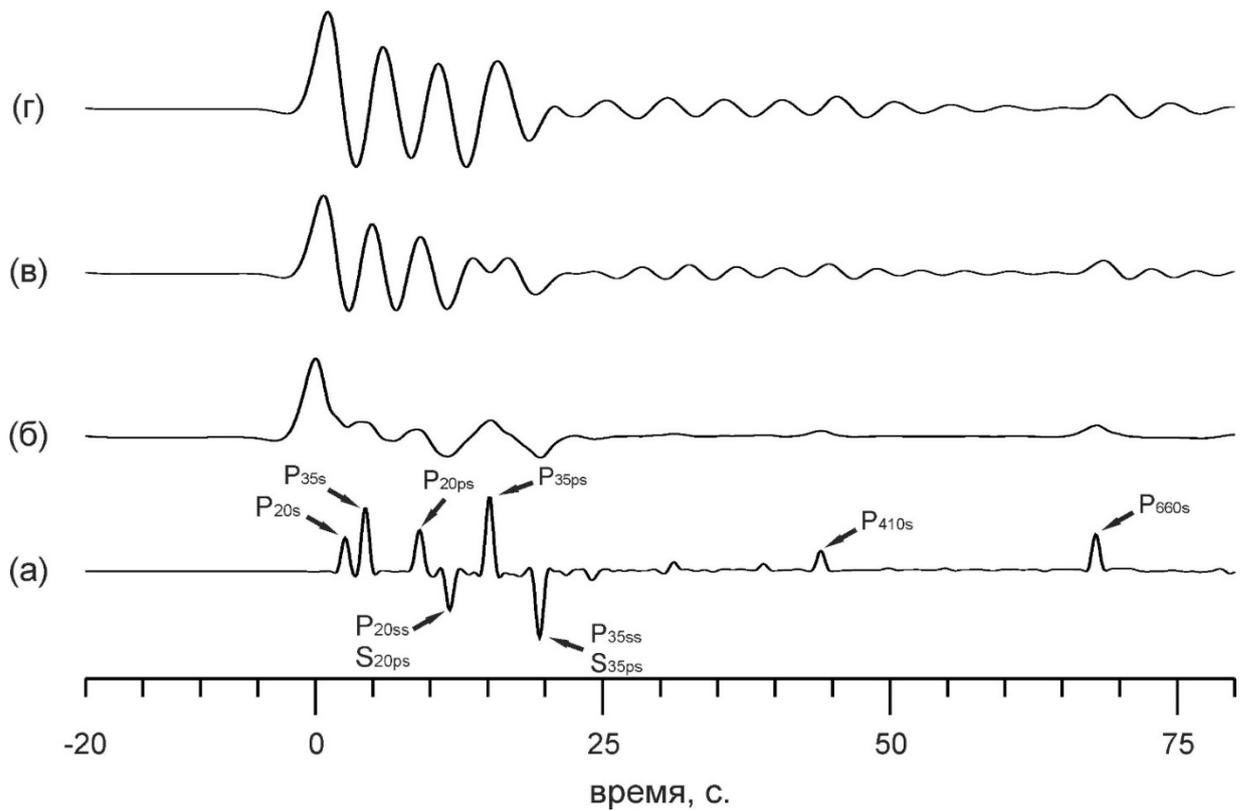


Рисунок 2.7 Синтетические функции приемника. (а) – на базе модели IASP91; (б) – на базе модели IASP91 с добавлением приповерхностного слоя мощностью 200 метров ($V_s = 0.5$ км/с; $\frac{V_p}{V_s} = 3$); (в) – на базе модели IASP91 с добавлением верхнего слоя мощностью 500 метров ($V_s = 1$ км/с; $\frac{V_p}{V_s} = 3$); (г) – на базе модели IASP91 с добавлением трехслойного осадочного слоя, первые 100 метров которого представляют собой обводненную породу ($V_s = 0.5$ км/с; $\frac{V_p}{V_s} = 3$), далее 500 метров глин ($V_s = 1$ км/с; $\frac{V_p}{V_s} = 3$) и известняковый слой мощностью 1000 метров ($V_s = 2$ км/с; $\frac{V_p}{V_s} = 2$)

Анализируя полученные трассы можно обратить внимание на то, что маломощный осадочный слой (рисунок 2.7 б), даже с очень высоким отношением $\frac{V_p}{V_s}$, хотя и зашумляет трассу, но не препятствует выделению основных кратных и обменных волн. Более мощный и более консолидированный осадочный слой (рисунок 2.7 в) радикально искажает запись препятствуя выделению обменных волн от границ в коре. Также реверберации от него продолжаются порядке 60 секунд после вступления первой продольной волны и препятствуют надежному обнаружению обменной волны от границы 410 км. Сопоставляя ее с трассой,

смоделированной с учетом трехслойного осадочного слоя общей мощностью 1600 метров (рисунок 2.7 г) можно отметить что записи хотя и отличаются, но не так радикально, как отличаются, например, трассы (б) и (в) на рисунке 2.7

Можно заключить что маломощный сильноконтрастный осадочный слой (100-200 метров) генерирует быстро затухающие колебания высокой амплитуды, которые не оказывают радикально влияния на запись, более мощный осадочный слой (500 метров) создает реверберации, которые препятствуют надежному обнаружению всех целевых фаз, включая и обменную волну от верхней границы зоны фазовых переходов (410 км.).

С целью получения устойчивого скоростного разреза коры и верхней мантии и получения как можно более детальных сведений о скоростном разрезе и мощности осадочного чехла предлагается обрабатывать экспериментальные данные в двух частотных диапазонах [Гоев и др., 2018]. Суть этого подхода состоит в разделении всего массива функций приемника на короткопериодные и широкополосные использованием различной фильтрации. Характеристики фильтров определяются индивидуально для каждой станции оценкой характерного частотного состава записей. После формирования этих групп данных для них независимо решается обратная задача.

Моделирование “короткопериодного” набора данных позволяет дать точные оценки осадочного чехла и основных границ в консолидированной коре, вплоть до зоны Мохо. Полученное таким образом решение используется в качестве априорной модели при восстановлении всей скоростной структуры вплоть до глубины 300 км. Причем, наиболее контрастные верхние слои в осадочной толще (первые сотни метров), исключаются из обращения, а их мощности и скоростные характеристики фиксируются. Это связано с тем, что информация о них присутствует в широкополосной функции приемника в искаженном виде. По этой причине не удастся корректно восстанавливать приповерхностные слои только по данным широкополосной PRF.

Применение метода отдельного моделирования PRF по частотному составу особенно важно при работе с данными временных станций, для которых нет

возможности привлечь дополнительную информацию о исследуемой среде на основе SRF.

Выводы к главе 2.

1. Анализ существующих методов и подходов к изучению глубинного строения земли позволил обосновать выбор метода функций приемника в качестве основного при проведении данного исследования
2. Показано что метод функции приёмника эффективен в условиях отсутствия сети сейсмических станций и позволяет восстановить глубинные (до 300 км) скоростные модели литосферы и верхней мантии по данным одиночных широкополосных сейсмических станций. Кроме того, метод позволяет дать оценки общих характеристик зоны фазовых переходов 410 – 660 км.
3. Численным моделированием и экспериментальными данными показано, что несмотря на большие периоды (обычно > 3 сек), используемые при применении метода функции приемника, осадочный слой оказывает существенное влияние на записи, искажая целевые фазы.

Глава 3. Результаты моделирования скоростного строения коллизионной зоны центральной части ВЕП на основе профиля широкополосных сейсмических станций

В главе изложены основные результаты моделирования скоростного строения коллизионной зоны центральной части ВЕП. Анализ полученных в работе стеков, построенных по данным PRF и SRF позволяет сделать некоторые выводы о структуре зоны фазовых переходов и общих скоростях верхней мантии. Приведены оценки мощности коры и глубины залегания основных сейсмических границ по всем оцениваемым одномерным разрезам.

3.1 Характеристики использованного оборудования

С целью более полного изучения коллизионной зоны тройного сочленения микроплит центральной части ВЕП, в дополнение к уже существующим сейсмическим станциям "Обнинск" (ОВН) и "Михнево" (МНВ) было установлено два временных пункта регистрации "Воскресенск" и "Шатура" (рисунок 3.1). Четыре станции образуют субширотный профиль протяженностью порядка 350 км, проходящий через изучаемую зону.



Рисунок 3.1 Размещение сейсмодатчиков на пунктах регистрации “Воскресенск” (а) и “Шатура” (б).

Все станции на профиле укомплектованы широкополосными трехкомпонентными велосиметрами. В таблице 3.1 приведены координаты станций и краткие характеристики установленного на них оборудования.

Таблица 3.1 Расположение станций профиля с указанием установленного оборудования

пункты регистрации:	код станции:	координаты:		датчики:	период:
"Обнинск"	OBN	5.11	5.56	STS - 1	60 сек
"Михнево"	MHV	4.95	7.76	STS - 2	20 сек
"Воскресенск"	VOSK	5.33	8.88	RefTek 151-60	30 сек
"Шатура"	SHAT	5.21	9.97	RefTek 151-60	30 сек

Сейсмическая станция "Обнинск" (OBN) ведет регистрацию более 30 лет. Станция укомплектована датчиком Streckeisen STS-1, с рабочим диапазоном 0.1 - 360 сек. Частотные характеристики инструмента приведены на рисунке 3.2 и доступны на сайте (http://www.software-for-seismometry.de/textfiles/Seismometry/STS-1_datasheet.pdf).

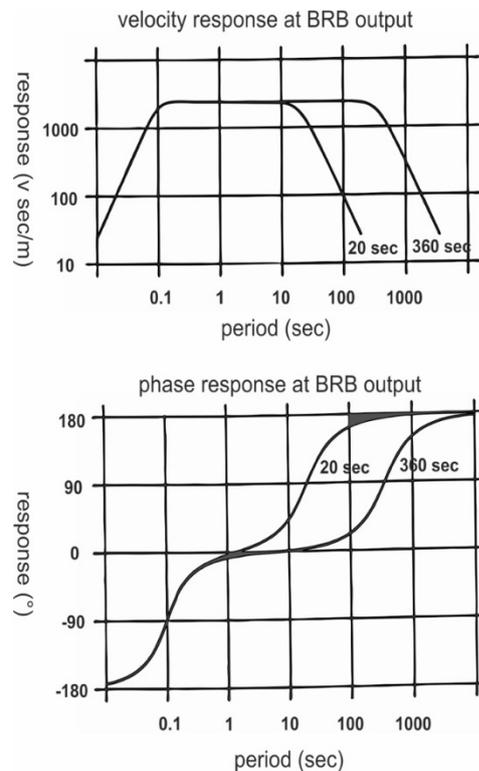


Рисунок 3.2 Характеристики велосиметра STS-1, установленного на станции "Обнинск"

Малоапертурная группа "Михнево" (MHVAR) ведет регистрацию с 2004 года. В настоящее время группа укомплектована 22 вертикальных датчиков, однако нами

используется только центральный широкополосный сенсор Streckeisen STS-2, с рабочим диапазоном 0,1 - 120 сек. Частотные характеристики инструмента приведены на рисунке 3.3 и доступны на сайте (https://www.passcal.nmt.edu/webfm_send/488)

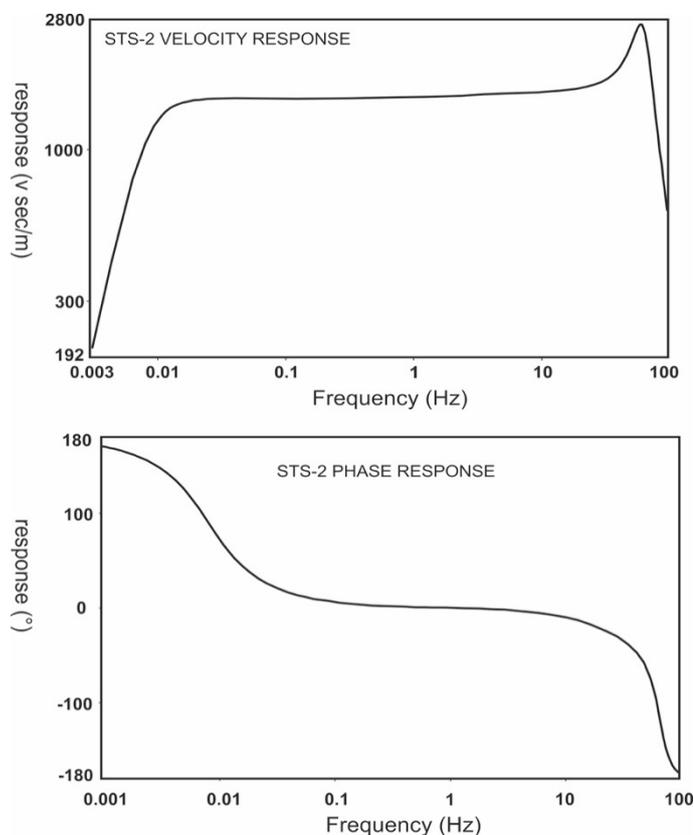


Рисунок 3.3 Характеристики velocиметра STS-2, установленного на станции "Михнево"

Временные сейсмопункты "Воскресенск" (VOSK) и "Шатура" (SHAT) (рисунок 3.4) оборудованы сейсмическими датчиками RefTek 151-60, с рабочим диапазоном 0.1 - 60 сек. Частотные и фазовые характеристики инструментов приведены на рисунок 3.4. Регистрация на обеих временных станциях началась в 2017 году. Станция SHAT вела регистрацию непрерывно с момента установки. Регистрация на станции VOSK была приостановлена в период с 15.05.2018 по 01.10.2018.

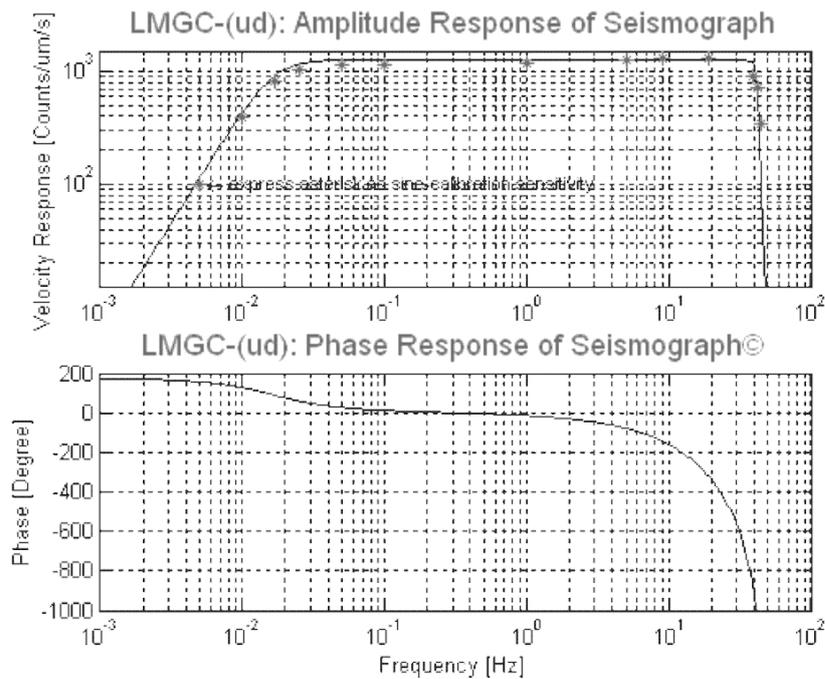


Рисунок 3.4 Характеристики датчиков RefTek 151-60, установленных на временных станциях “Воскресенск” и “Шатура”

Важным условием оценки качества установки любой новой сейсмической станции является оценка уровня естественных шумов. В 1993 году была опубликована работа [Peterson, 1993] по оценке параметров спектральной плотности шумов на большом количестве станций по всему миру, и установлены пределы их приемлемых вариаций.

Для каждой из временных станций были произведены оценки спектральной плотности шумов по записям, полученным в течение первого месяца регистрации. Из непрерывной записи были удалены интервалы времени, соответствующие землетрясениям и техногенным событиям. Полученные кривые спектральных плотностей шума лежат в пределах, установленных в [Peterson, 1993], что позволяет вести уверенную регистрацию сейсмических событий. Станции имеют достаточно высокий, однако все равно приемлемый, уровень шума на частотах более 1.8 Гц (см. рисунок 3.5). По всей видимости это связано с условиями установки (подвал частного жилого дома для VOSK и подвал нежилого дома в дачном поселке в случае SHAT). Вместе с тем, на целевых частотах телесеизмических событий (менее 1 Гц), уровень шума лежит в центре допустимого интервала.

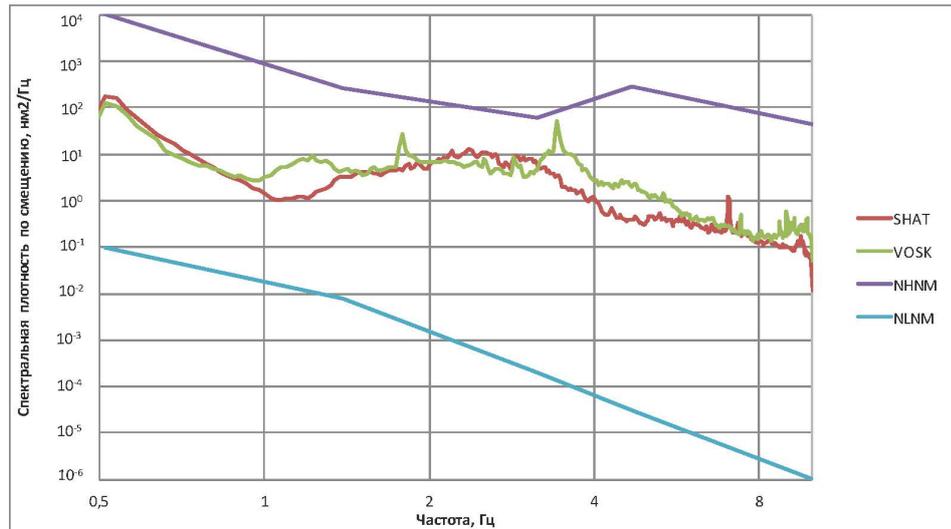


Рисунок 3.5 Распределение спектральных плотностей сейсмического шума для станций “Воскресенск” (VOSK) и “Шатура” (SHAT). Записи шума получены по первому месяцу регистрации. NLNM и NNNM – минимальные и максимальные допустимые значения, согласно [Peterson, 1993].

3.2 Методика обработки полевых измерений

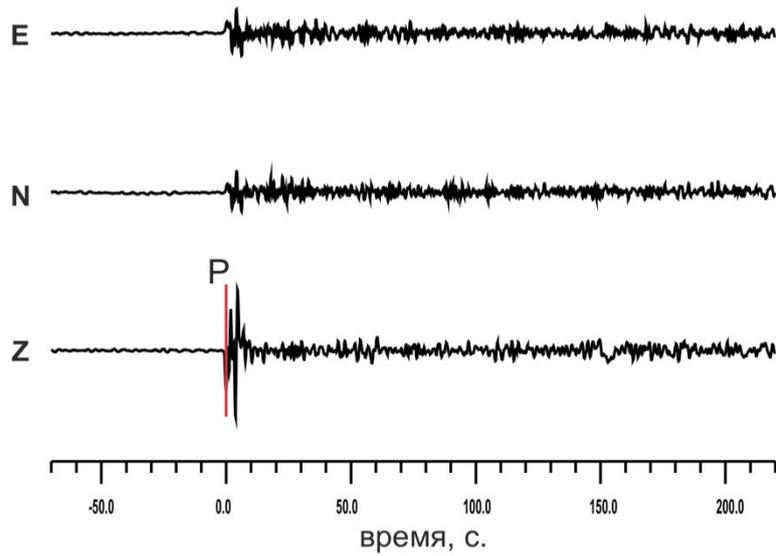
В приведенном исследовании мы фокусируемся на изучении глубинного скоростного строения методом функций приемника. Важнейшим звеном в цепи обработки является отбор кондиционного первичного материала. Критерии отбора, применительно к PRF (используются обменные волны P-S) и SRF (используются обменные волны S-P) несколько отличаются. При этом сами параметры, по которым происходит отбор, одинаковы в обоих случаях. Ими выступают эпицентральные расстояния, отношение сигнал/шум (не менее 3), визуальная форма и магнитуда. Для всех данных по четырем станциям используются события с магнитудой более 5.5. Этот порог определен эмпирически и связан с тем, что сейсмограммы событий меньшей амплитуды обычно не удовлетворяют критерию отношения сигнал/шум.

В качестве каталога событий используется каталог Гарвардского университета CMT (Global Centroid Moment Tensor) [Dziewonski et al., 1981; Ekstrom et al., 2012]. Каталог имеет давнюю историю и характеризуется высокой надежностью

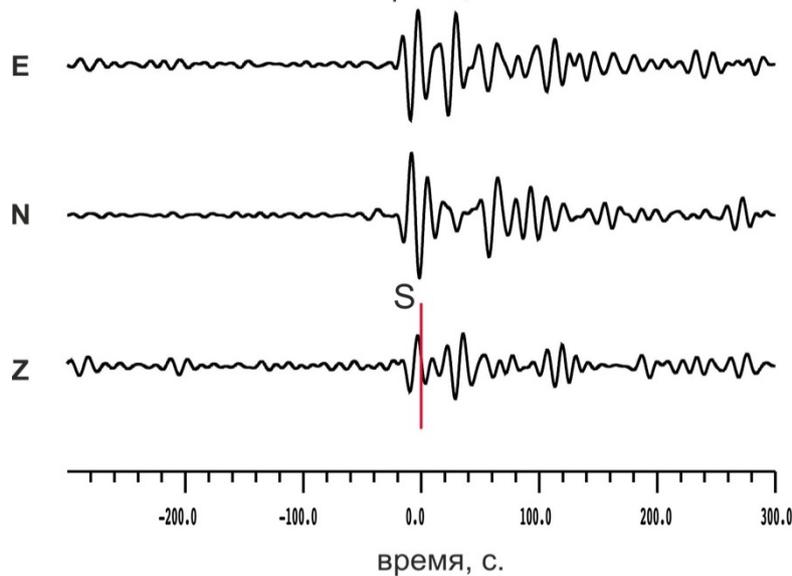
приведенных в нем данных. Также его важнейшим преимуществом является свободный доступ в сети интернет.

В случае PRF критериями отбора первичных волновых форм служат следующие параметры – эпицентральное расстояние варьируется от 40° до 105° , импульсная форма первой продольной волны и отношение сигнал/шум не менее 3 [Vinnik et. al., 2004]. Ограничения по эпицентральному расстоянию связаны, в первую очередь, с необходимостью достаточно глубоко проникновения луча (по меньшей мере, в верхнюю мантию) и необходимостью избежать зоны “тени”. Импульсная форма волны удобна при подборе деконволюционного фильтра тем, что она не интерферирует с обменными и кратными волнами от целевых глубинных фаз и, как следствие, при ее подавлении не подавляются и целевые волны. Кроме того, в случае прихода импульсной возбуждающей продольной волны подавляющее большинство значимых обменных волн (P_s , P_{pps} , P_{pss} от каждой из контрастных границ в коре и зоны Мохо, а также волн P_s от границ в верхней мантии) попадает в интервал анализа (35 секунд с момента прихода первой волны). Высокое отношение сигнал/шум является традиционным требованием при сейсмологических исследованиях и является показателем “качества” используемого материала. Пример кондиционной сейсмограммы для PRF приведен на рисунке 3.6а.

23-JUN-2015_12:18:30.3 LAT= 27.74 LON= 139.73 DEP=460.0 MAG=6.5
 DISTANCE= 74.2 AZIMUTH= 64.3



(a)



(б)

15-MAY-2015_20:26:56.9 LAT= -2.54 LON= 102.22 DEP=151.0 MAG=6.0
 DISTANCE= 77.8 AZIMUTH= 112.7

Рисунок 3.6 Примеры кондиционных сейсмограмм, используемых для расчета функций приемника. (а) – для PRF, (б) – для SRF. Параметры событий указаны на рисунке (сверху для PRF, снизу для SRF). Время вступления S волны установлено автоматически на основе модели IASP91 (красная отметка). Для каждого события интервал анализа выбирается обработчиком индивидуально.

В случае отбора первичного материала для работы с SRF, важным критерием является эпицентральное расстояние. Кроме соображений, уже указанных выше, добавляется необходимость получить среднее эпицентральное расстояние по всему набору записей порядка $75^0 - 80^0$. Это вызвано необходимостью применения

технологии получения стека с учетом дифференциальной медленности, описанной в соответствующем параграфе данной работы (параграф 2.5 настоящей работы). В работе используется стандартный диапазон эпицентральных расстояний 65° - 100° [Vinnik et. al., 2004]. Пример кондиционной сейсмограммы для SRF приведен на рисунке 3.6б. Еще одним немаловажным фактором является то, что сейсмограммы, полученные для событий на эпицентральных расстояниях порядка 80° - 84° , непригодны для обработки т.к. для этих эпицентральных расстояний фазы S, ScS и SKS выделяются на сейсмограмме практически единой фазой и их почти невозможно разделить (рисунок 3.7). В остальном, критерии отбора SRF аналогичны критериям для PRF.

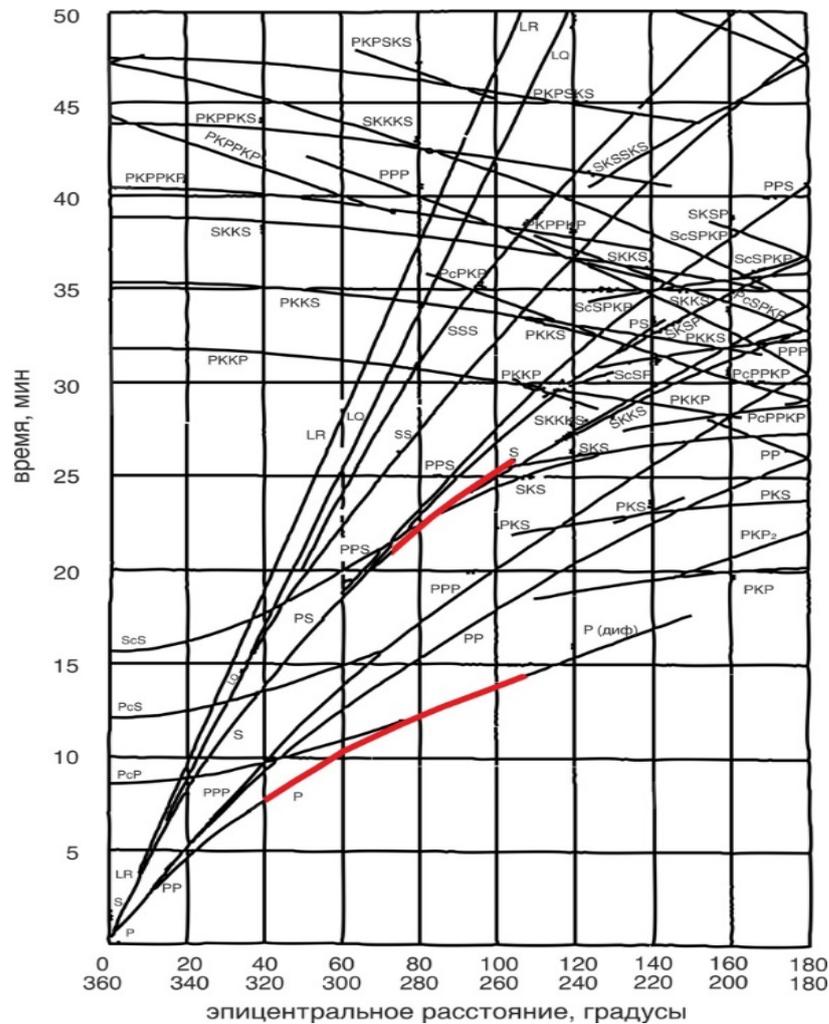


Рисунок 3.7 Годограф для приповерхностного источника согласно модели IASP91 [Kennett, Engdahl, 1991]. Красным выделены отрезки, используемые в обработке.

К сейсмограммам, отобранным в соответствии с описанными критериями, для получения PRF применялся фильтр Баттерворта второго порядка. Для всех исследуемых в работе станций сейсмограммы фильтровались полосовым фильтром с граничными периодами 1 - 30 секунд. Функции приемника, полученные на базе этих сейсмограмм, составляют “широкополосный” комплект данных и используются для моделирования глубинного скоростного разреза. Для временных сейсмических станций “Воскресенск” и “Шатура” применялся также полосовой фильтр 0.3-2 секунды для получения “короткопериодной” PRF.

Для получения SRF все трассы обрабатывались полосовым фильтром Баттерворта с граничными периодами 8-30 секунд.

После получения индивидуальных функций приёмника проводилась подготовка к решению обратной задачи. Для постоянно действующих станций “Обнинск” и “Михнево” трассы суммировались (в случае SRF использовались весовые коэффициенты) и строились стеки с целью оценки параметров зоны фазовых переходов и расчета невязок времен пробега от опорных границ 410, 660 км. После чего проводилась совместная инверсия PRF, SRF и невязок времен пробега. PRF минимизировалась в диапазоне -5 – 35 секунд, SRF в диапазоне -35 – 5 секунд (за 0 принято время прихода первой P или S волны). Данный подход многократно применялся при моделировании скоростного строения методом функций приемника [Винник и др., 2014; Vinnik et.al., 2007; Винник и др., 2006]. Для временных станций, ввиду отсутствия достаточного количества данных для получения SRF был применен модифицированный подход.

Его суть заключается в следующем: по данным суммарной “короткопериодной” PRF отдельно моделировался осадочный слой и земная кора. После чего полученное решение использовалось в качестве начального приближения при моделировании глубинного скоростного разреза по “широкополосной” PRF совместно с невязками времен пробега обменных волн зоны фазовых переходов. Причем, разрез осадочного слоя до глубины 1 км фиксировался и исключался из обращения. Данный подход был успешно апробирован для исследуемого региона и описан в работах [Гоев и др., 2018; Санина и др., 2014].

3.3 Результаты применения метода функций приемника для данных станции “Обнинск”

Для станции OBN использовался экспериментальный материал за период с 2001 по 2017 годы. В результате применения описанной в Главе 2 процедуры и указанных выше критериев было получено 152 индивидуальных PRF и 74 индивидуальных SRF. Эпицентры отобранных событий показаны на рисунке 3.8 и демонстрируют достаточно полный азимутальный охват.

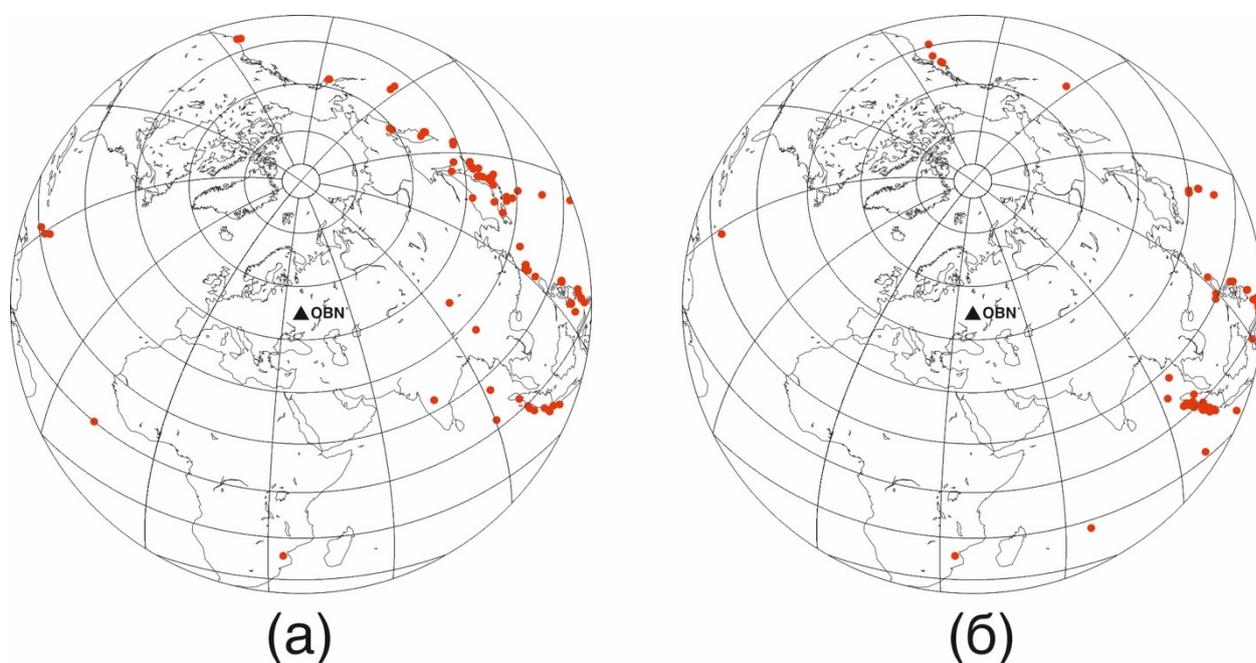


Рисунок 3.8 Схема эпицентров отобранных для исследования событий, зарегистрированных станцией “Обнинск”. (а) – для PRF; (б) – для SRF.

Для оценок параметров зоны фазовых переходов и определения невязок времен пробега обменных волн от опорных границ 410 и 660 км для PRF был построен стек (рисунок 3.9).

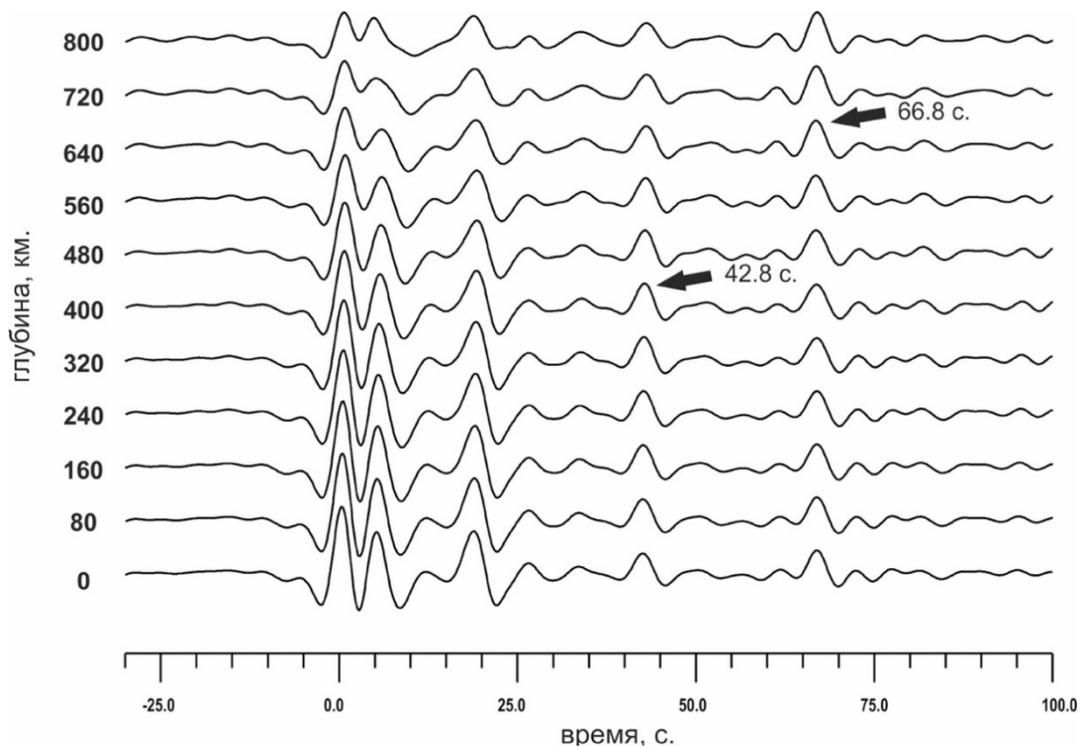


Рисунок 3.9 Стек рассчитанных по 152 индивидуальным трассам PRF для станции “Обнинск”. На стеке уверенно выявляются обменные волны от границ зоны фазовых переходов 410-660 км.

На стеке явно выделяются обменные волны от опорных границ на временах 42.8 секунды для 410 км границы и 66.8 секунды для 660 км границы. Их разность составляет 24 секунды. Основываясь на стандартной модели IASP91, времена для значений параметра луча $6.4 \frac{\text{сек}}{\text{гр}}$, к которому приводятся наблюдаемые трассы, составляют 44 секунды и 67.9 секунд, соответственно. Их разность - 23.9 секунд. Тем самым, основываясь на стандартной наблюдаемой разности делается вывод о модельных глубинах залегания границ 410 и 660 км. Однако, с учетом меньших, относительно IASP91, времен пробега каждой из волн скорости в верхней мантии можно оценить как повышенные. На основе полученных значений рассчитаны невязки времен пробега объемных волн, включенные в инверсию.

По наблюдаемым SRF также был построен slostack для оценки скоростных параметров мантии (рисунок 3.10). В качестве опорного эпицентрального расстояния было эмпирически установлено значение – 83^0 . В качестве своеобразного “контроля качества” при работе с SRF выступает оценка уровня сейсмического шума на стеке. В данном случае уровень шума оценивается в 0.0045.

Такой показатель считается низким и позволяет использовать полученную SRF в дальнейшей работе.

Обменная волна от границы 410 км хорошо выявляется. Ее амплитуда составляет 0.029 (т.е. порядка 3% от энергии первой S волны), а время прихода составляет – 51.2 сек (за 0 принято время прихода первой поперечной волны). На основе численного моделирования установлено, что для выбранного опорного расстояния согласно стандартной модели IASP91 время прихода интересующей фазы должно составлять -51.8 сек. Наблюденная невязка 0.6 секунды мала для самостоятельной интерпретации, однако с учетом полученных по PRF значений подтверждает вывод о повышенных относительно IASP91 скоростях в верхней мантии.

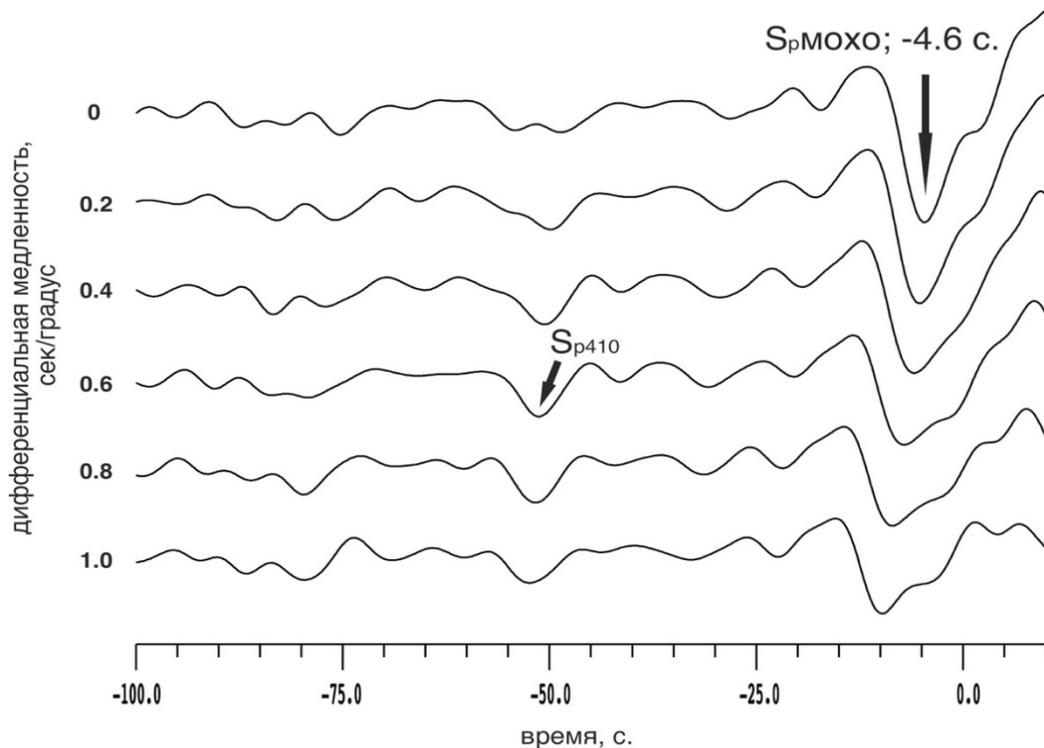


Рисунок 3.10 Slostack по данным SRF станции “Обнинск”. На стеке выделяется отрицательная фаза, соответствующая верхней границе зоны фазовых переходов на 410 км.

Следующим этапом являлось совместное моделирование скоростного разреза поперечных волн на основе PRF, SRF и невязок прихода обменных волн от опорных границ. Алгоритмы инверсии описаны выше (параграф 2.6). В качестве

начального приближения использовалась 14-ти слойная модель, в которой плотности подчинены закону Берча [Birch, 1961]. Основные параметры, использованные при моделировании приведены в табл. 3.2.

Табл. 3.2 Диапазоны вариаций основных параметров начальной модели, использованной для станции “Обнинск”

слои	Vs, км/с		Vp, км/с		мощность, км	
	min	max	min	max	min	max
1	0,3	1,5	2,5	4,5	0,1	0,2
2	0,3	2,0	3	6	1	1,5
3	2,0	4,0	5	7,6	2	10
4	3,0	4,0	5	7,6	5	10
5	3,0	4,0	5	7,6	5	10
6	3,0	5,0	6	8,7	8	10
7	3,0	5,0	6	8,7	8	20
8	3,0	5,0	6	8,7	8	20
9	3,0	5,0	6	8,7	8	30
10	3,0	5,0	6	8,7	18	30
11	3,0	5,5	7	9,7	18	30
12	3,0	5,5	7	9,7	18	30
13	3,0	5,5	7	9,7	27	40
14	3,0	5,5	7	9,7	27	40

При моделировании, для каждого слоя случайным образом выбирались параметры, и получившаяся модель минимизировалась. Таким образом были сформированы 2098 начальных моделей, для которых получены решения. Из них были отобраны 24 модели с лучшими среднеквадратическими отклонениями синтетических PRF, SRF и невязок времен пробега от опорных границ от медианных значений отобранных моделей. Для графического представления поле Vs – глубина разбивалось на прямоугольники 0.1 км/с – 1 км, и рассчитывалось количество моделей, прошедших через каждый участок. Чем больше моделей попало в данный участок, тем более красным цветом он показан (рисунок 3.11). По всем отобранным моделям рассчитывалась медиана (на рисунке 3.11 показана пунктирной линией), от которой строились синтетические функции приемника. Для отобранного набора данных среднеквадратическое отклонение синтетической от наблюдаемой PRF (синий цвет на рисунке 3.11) составило – 0.018, SRF – 0.007.

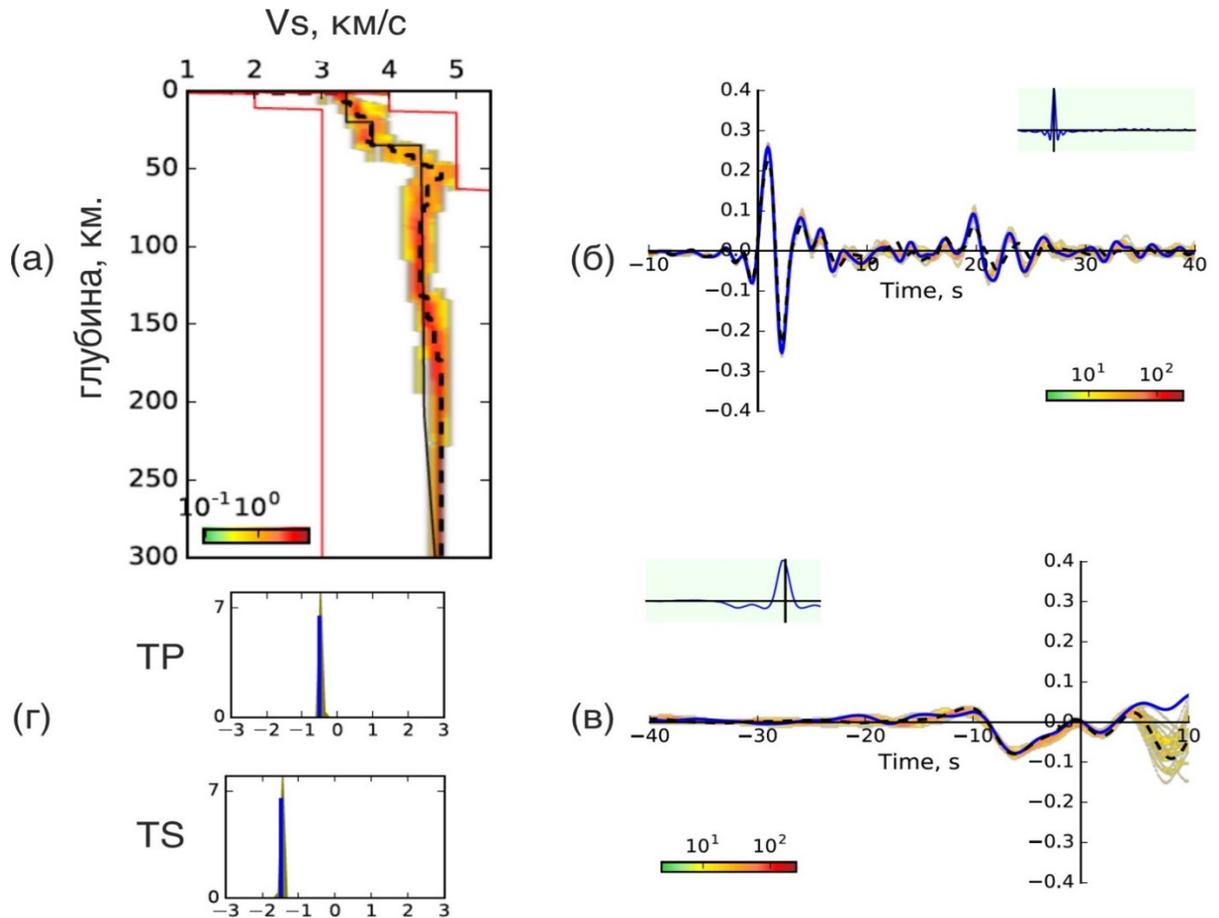


Рисунок 3.11 (а) – скоростная модель V_s , полученное в результате совместной инверсии PRF, SRF и невязок времен пробега от опорных границ 410-660 для станции “Обнинск” по 28 лучшим решениям, синтетика от медианного значения которых демонстрирует наилучшее совпадение с наблюдаемыми данными; (б) – суммированная наблюдаемая и синтетическая PRF; (в) – суммированная наблюдаемая и синтетическая SRF; (г) – невязки времен пробега объемных волн V_p (TP) и V_s (TS). Цветами показаны области сгущения индивидуальных решений; пунктирными линиями синтетические трассы от медианных значений, голубыми линиями наблюдаемые значения, тонкой линией на (а) – стандартная модель IASP91.

В модели выделяются несколько основных особенностей. Кровля консолидированной коры выделяется в модели на глубине 1.4 км и характеризуется скачкообразным изменением скорости V_s с 1.65 до 3.32 км/с. Земная кора имеет общую мощность порядка 37.4 км и характеризуется скоростями 3.32 – 4.04 км/с. Ниже фундамента в коре отмечается градиентное повышение скорости от 3.32 до 3.73 км/с до глубины 19.7 км. Ниже по модели следует слой мощностью 15.3 км с

практически одинаковой скоростью = 3.73 км/с. Начиная с глубины 35 км следует скачкообразное повышение скорости до 4.04 км/с. С глубины 39 до глубины 56 км. выделяется переходная зона Мохо характеризующаяся градиентным повышением скорости до 4.77 км/с

В верхней мантии четко выделяется слой на глубинах 70 – 145 км, характеризующийся скоростями V_s 4.46 – 4.51 км/с. Такие значения скорости, в целом, соответствуют скоростям по модели IASP91 на данных глубинах. Однако, с учетом установленных по стекам повышенных скоростей в верхней мантии, для данного региона такие скорости можно считать пониженными.

3.4 Результаты применения метода функций приемника для данных станции “Михнево”

Для станции МНУ (“Михнево”) использовался экспериментальный материал за период с 2011 по 2017 годы. Отбор и обработка событий проводилась аналогично со станцией “Обнинск”. В результате, было получено 150 индивидуальных PRF и 57 индивидуальных SRF. Эпицентры отобранных событий показаны на рисунке 3.12.

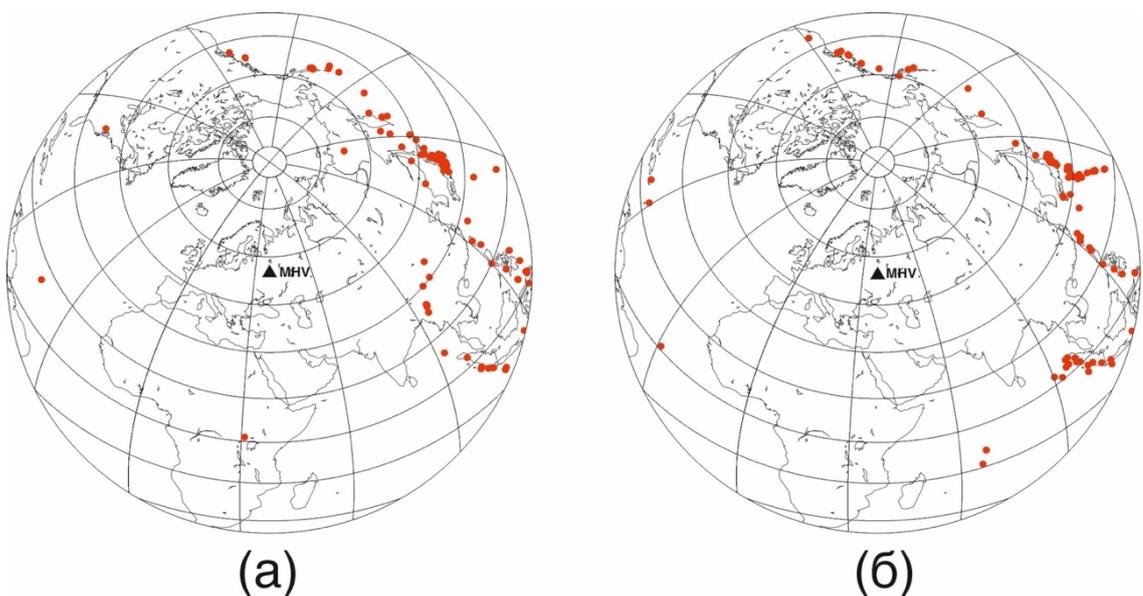


Рисунок 3.12 Схема эпицентров отобранных для исследования событий, зарегистрированных станцией “Михнево”. (а) – для PRF; (б) – для SRF.

Стек, полученный по PRF для станции MHV, демонстрирует практически такие же значения, что и полученный для станции OBN, а именно 42.9 секунды для 410 км границы и 66.8 для 660 границы (наблюденная невязка времен пробега 23.9 секунды) (рисунок 3.13). Наблюденная стандартная невязка и синхронно пониженные времена каждой из границ подтверждают вывод о высокоскоростной верхней мантии и стандартной мощности зоны фазовых переходов 410 – 660 км.

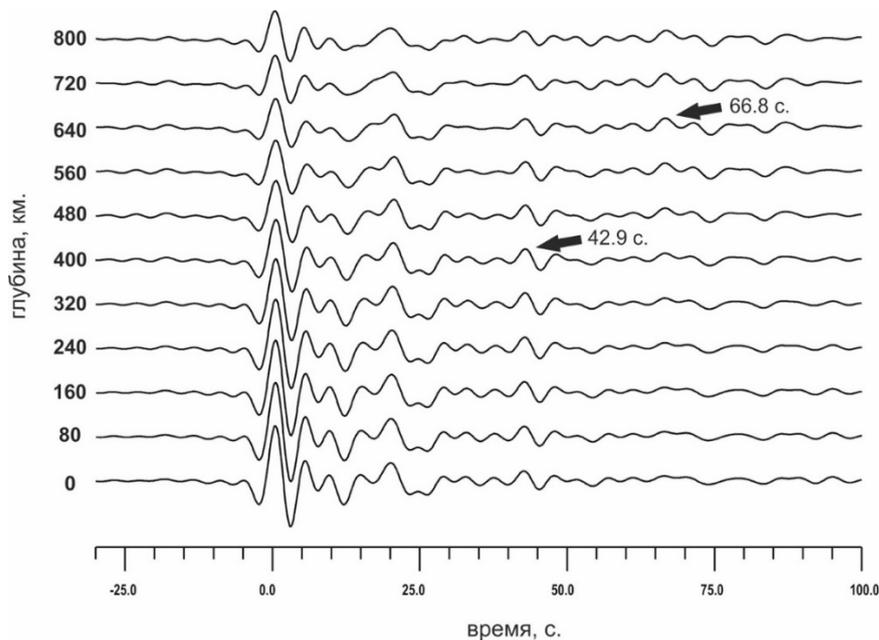


Рисунок 3.13 Стек рассчитанных по 150 индивидуальным трассам PRF для станции “Михнево”. На стеке уверенно выявляются обменные волны от границ зоны фазовых переходов 410-660 км.

Так же, как и для станции OBN, по наблюдаемым SRF был построен *slostack* для оценки общих скоростных параметров мантии (рисунок 3.14). В качестве опорного эпицентрального расстояния было выбрано значение – 79° . Средний уровень шума по всему собранному набору записей оценивается в 0.0064. Эта оценка несколько выше аналогичного значения, полученного в Обнинске. Однако, наблюдаемый уровень шума все равно низок.

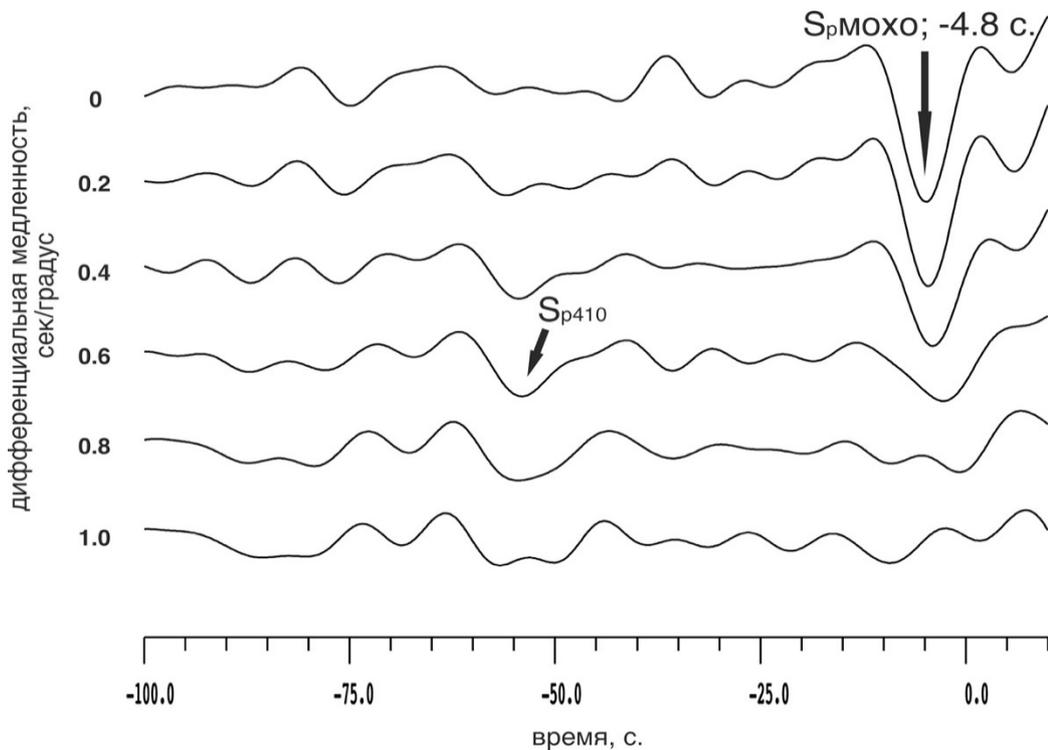


Рисунок 3.14 Slostack по SRF по данным станции “Михнево”. На стеке выделяется отрицательная фаза, соответствующая верхней границе зоны фазовых переходов на 410 км.

Обменная волна от границы 410 км хорошо выявляется и имеет амплитуду – 0.023, а время прихода составляет – -54.0 сек. В соответствии со стандартной моделью, время прихода обменной волны от 410 км границы с опорного эпицентрального расстояний 79° составляет – -54.5 сек. Наблюденная невязка 0.5 секунды соответствует значениям, наблюдаемым на станции OBN, и также свидетельствует о повышенных скоростях в верхней мантии.

С целью оценки величины повышения скоростей, было проведено численное моделирование синтетической PRF на базе модели IASP91 с различными повышающими скоростными коэффициентами по всему разрезу. Было определено что при повышении скоростей V_s на 3% в среднем по всему разрезу относительное (относительно времени прихода первой продольной волны) время прихода обменных волн составляет от границы 410 км составляет 42.89 секунды, что практически точно совпадает с наблюдениями. Более подробно этот вопрос будет обсужден в параграфе 5.2 предложенной работы.

Для всего имеющегося набора данных была проведена совместная инверсия PRF, SRF и невязок времен пробега волн от опорных границ 410-660. Было сгенерировано 2068 случайных приближений (диапазоны вариаций параметров соответствуют таблице 3.1), каждое из которых минимизировалось. В результате, из полученного набора решений было отобрано 28 решений (рисунок 3.15), теоретические трассы от медианного значения которых демонстрирует наилучшее совпадение с наблюдаемыми данными (в смысле наименьших квадратов). Полученные невязки составили -0.022 для PRF и 0.009 для SRF, что дает основание считать полученное решение окончательным.

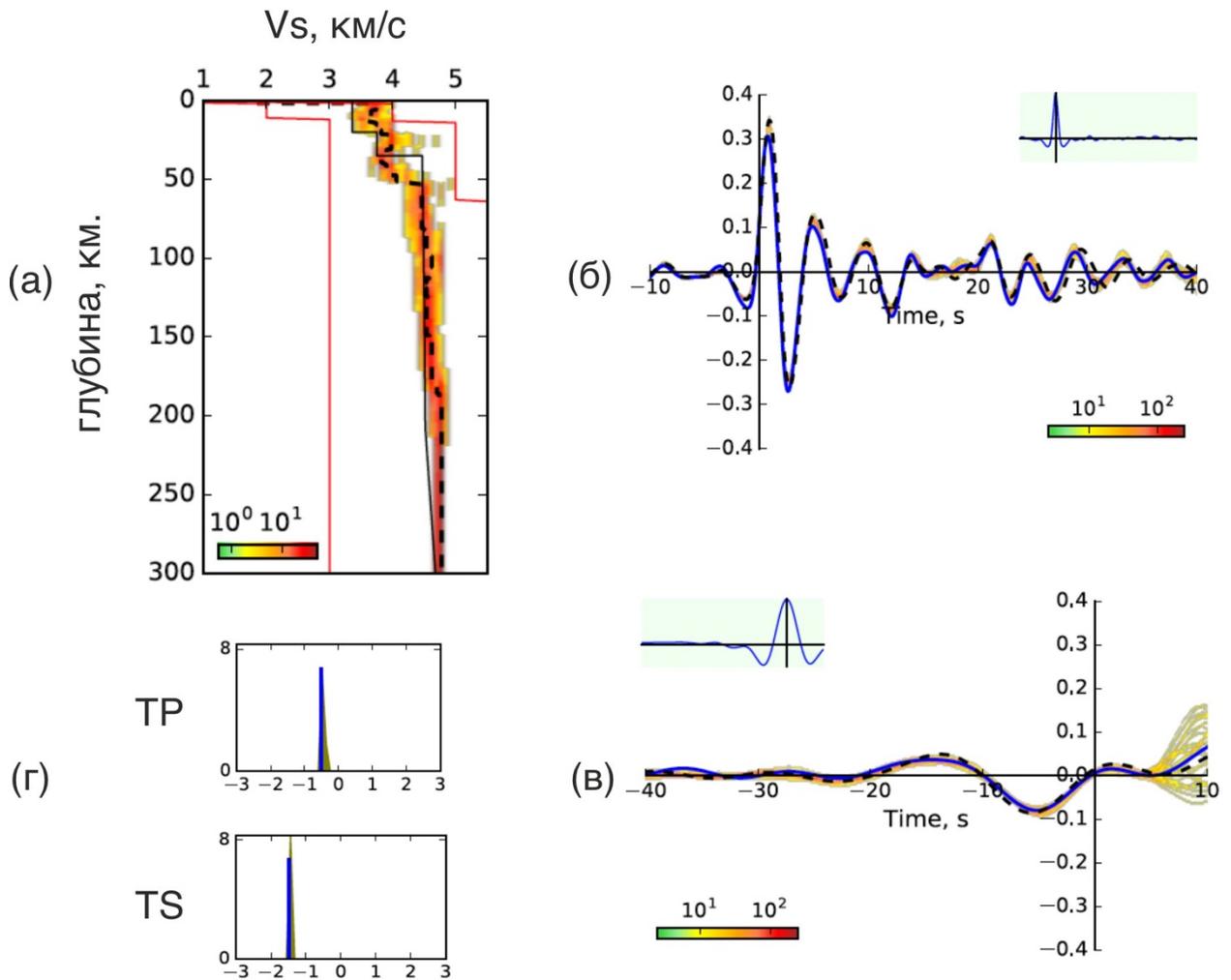


Рисунок 3.15 (а) – скоростная модель V_s , полученное в результате совместной инверсии PRF, SRF и невязок времен пробега от опорных границ 410-660 для станции “Михнево” по 28 лучшим решениям, синтетика от медианного значения которых демонстрирует наилучшее совпадение с наблюдаемыми данными; (б) – суммированная наблюдаемая и синтетическая PRF; (B) – суммированная наблюдаемая и синтетическая SRF;

(в) – суммированная наблюдаемая и синтетическая SRF; (г) – невязки времен пробега объемных волн V_p (TP) и V_s (TS). Цветами показаны области сгущения индивидуальных решений; пунктирными линиями синтетические трассы от медианных значений, голубыми линиями наблюдаемые значения, тонкой линией на (а) – стандартная модель IASP91.

Анализируя полученную скоростную модель, можно выделить несколько основных особенностей. Фундамент залегает на глубине 1.6 км и характеризуется скачкообразным повышением скорости V_s с 1.66 до 3.74 км/с. В коре на глубинах 18 – 31 км. выделяется слой повышенных скоростей. Вероятно, кровля этого слоя соответствует границе, отвечающей переходу от гранитного к базальтовому слою в коре. Граница раздела кора мантия представляет собой сложно построенную зону мощностью порядка 13 км., залегающую в диапазоне глубин 40 – 53 км и характеризующуюся увеличением скоростей от 3.9 до 4.46 км/с. Как и для станции “Обнинск”, с учетом установленных повышенных скоростей в верхней мантии, наблюдаемые “стандартные” скорости можно интерпретировать как пониженные. Тем самым выявлен слой относительно пониженных скоростей на глубинах 105 – 150 км.

3.5 Результаты применения метода функций приемника для данных временных станции “Воскресенск” и “Шатура”

В работе использован экспериментальный материал, зарегистрированный временными станциями за период 2 года на станции “Шатура” и 1.5 года на станции “Воскресенск”. Относительно короткое время регистрации и условия установки станций (подвалы частных домов) не позволили собрать достаточное количество кондиционного материала для формирования надежной SRF. Тем самым для этих станций в распоряжении имеется исключительно PRF.

С учетом ограниченности данных и зашумленности индивидуальных трасс было проведено двухэтапное моделирование. Формировалось две группы PRF в соответствии с частотным составом. По данным “короткопериодной” функции приемника рассчитывались основные границы в осадочном слое, которые потом

использовались при моделировании глубинного скоростного разреза по данным “широкополосных” функций приемника.

Процедура расчета индивидуальных PRF аналогична расчётам для постоянных станций с той разницей, что каждое событие обрабатывалась в двух диапазонах периодов. Тем самым одно и то же событие могло дать кондиционные функции как для обеих групп, так и для какой-то одной. По результатам работы для станции “Шатура” было отобрано 49 индивидуальных “широкополосных” PRF и 31 индивидуальных “короткопериодных” PRF. Для станции “Воскресенск” было отобрано 23 индивидуальных “широкополосных” PRF и 40 индивидуальных “короткопериодных” PRF. Карты эпицентров отобранных событий приведены на рисунке 3.16.

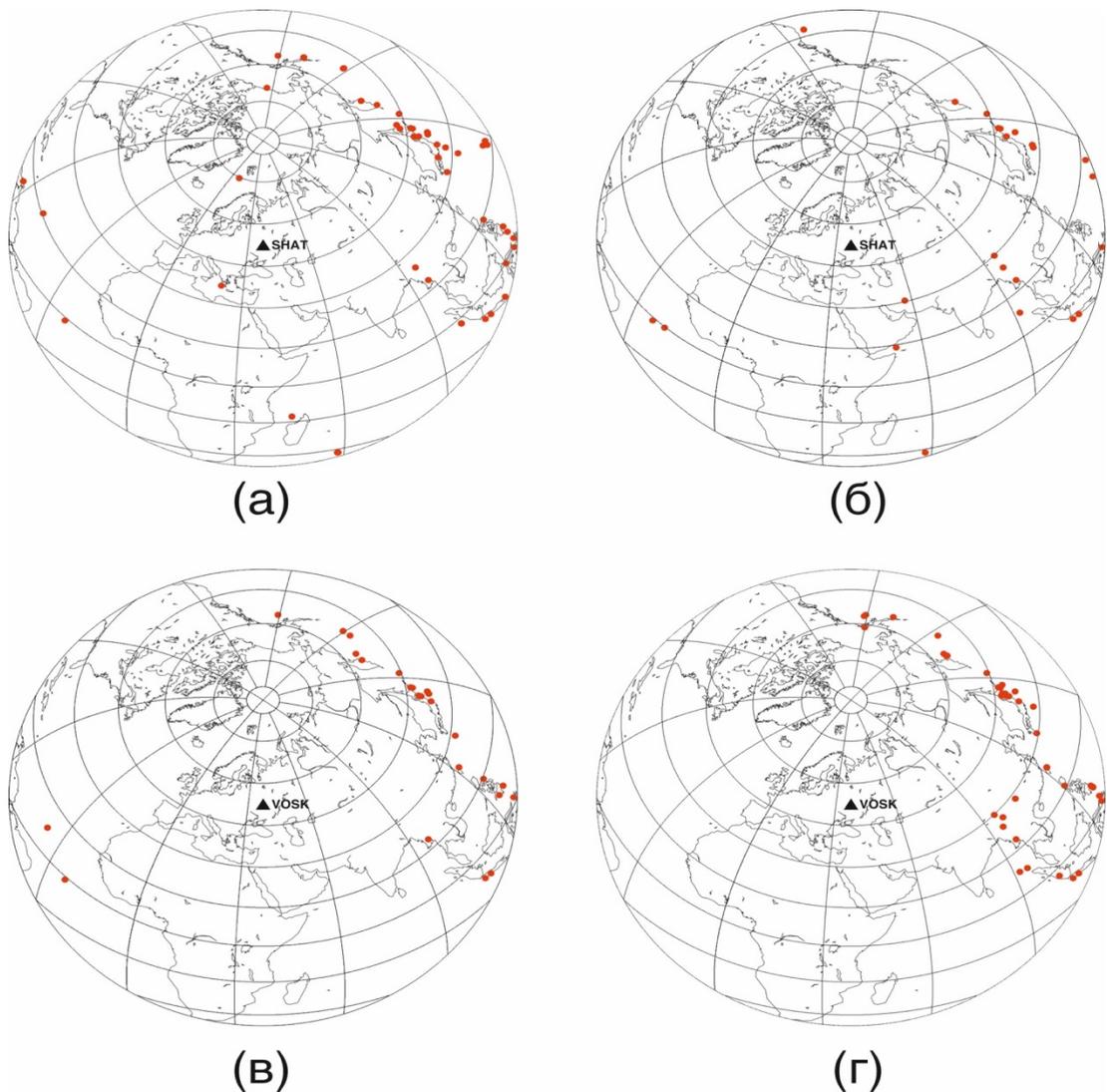


Рисунок 3.16 Схема эпицентров отобранных для исследования событий, зарегистрированных временными станциями. (а) – “широкополосные” PRF станции “Шатура”; (б) – “короткопериодные” PRF станции “Шатура”; (в) – “широкополосные” PRF станции “Воскресенск”; (г) – “короткопериодные” PRF станции “Воскресенск”

Для обеих станций по данным широкополосных PRF были построены стеки и вычислены времена прихода обменных волн от границы 660 км. Обменная волна от границы 410 на обеих станциях зашумлена реверберациями от осадочного слоя и техногенными шумами и не определяется надежно. Однако, зарегистрированные времена прихода обменных волн от границы 660 км полностью соответствуют значениям, полученным на постоянных станциях (66.82 с. на станции “Шатура” и 66.84 с. на станции “Воскресенск”). С учетом этого, при моделировании, значения невязок времен пробега было принято аналогично наблюдаемым значениям на постоянных станциях.

Также, при моделировании данных временных станций с учетом отсутствия SRF и общего ограниченного количества данных было существенно увеличено число пробных начальных моделей. Для станции “Воскресенск” было сгенерировано 12300 моделей, для станции “Шатура” – 12593 модели.

По данным, собранным на станции “Воскресенск” по “короткопериодной” функции приемника были определены – глубина фундамента (1.6 км) и сейсмическая граница в осадочном слое (0.6 км). Они были включены в начальную модель при восстановлении скоростного разреза до глубины 250 км. Из всего набора пробных начальных приближений было отобрано 98 решений. Результаты моделирования приведены на рисунке 3.17.

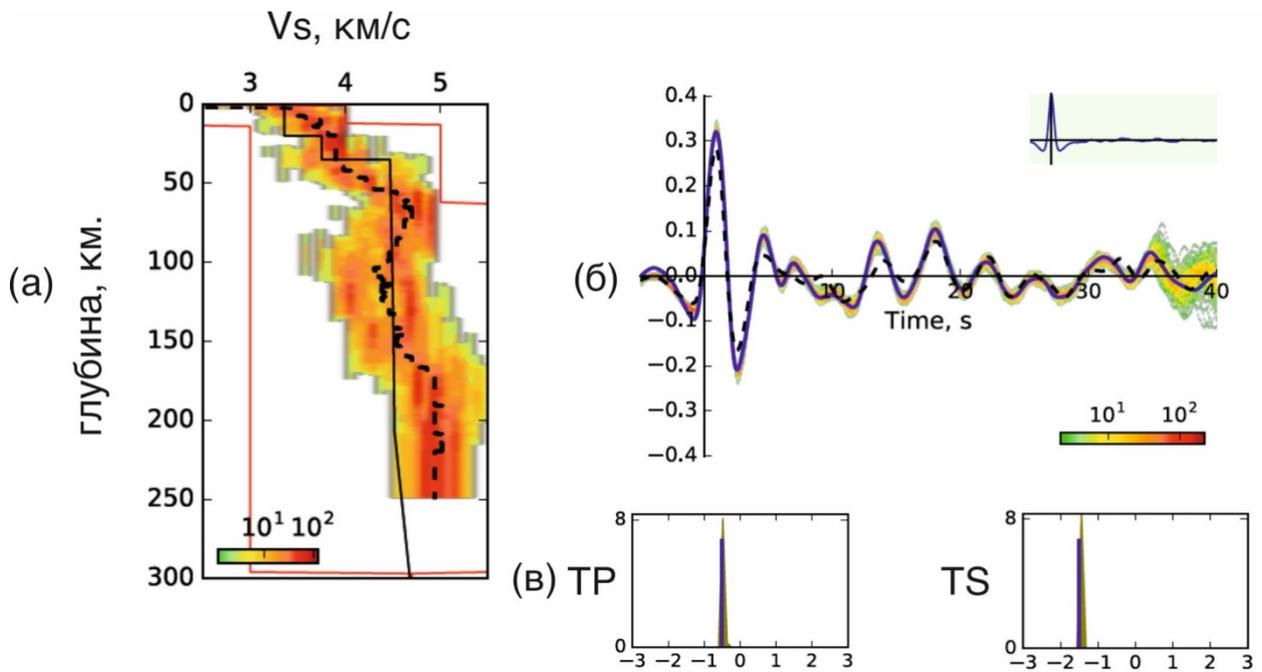


Рисунок 3.17 (а) – скоростная модель V_s , полученное в результате совместной инверсии PRF, SRF и невязок времен пробега от опорных границ 410-660 для станции “Воскресенск” по 98 лучшим решениям, синтетика от медианного значения которых демонстрирует наилучшее совпадение с наблюдаемыми данными; (б) – суммированная наблюдаемая и синтетическая PRF; (в) – невязки времен пробега объемных волн V_p (TP) и V_s (TS). Цветами показаны области сгущения индивидуальных решений; пунктирными линиями синтетические трассы от медианных значений, голубыми линиями наблюдаемые значения, тонкой линией на (а) – стандартная модель IASP91.

В коре на глубине 18 км выделяется граница, характеризующаяся повышением скорости 3.74 – 3.82 км/с. Прослеживается отчетливо выраженная зона границы Мохо в диапазоне глубин 40 – 54 км, характеризующаяся скачком скоростей 3.98 – 4.42 км/с. В мантии в диапазоне глубин порядка 90 – 140 наблюдается ярко выраженная практическая неоднозначность обратной задачи. Наблюдаются два сгущения решений с существенно различными значениями скоростей. Одно соответствует сильно пониженной скорости, второе средним установленным скоростям в мантии для данного региона. С учетом наблюдаемого на данных глубинах слоя понижения скорости, зарегистрированного на постоянных станциях и подтверждённого SRF, более вероятным являются решения, соответствующие пониженной скорости. Выявленная практическая неоднозначность также

объясняет некоторое расхождение синтетической PRF от медианных значений с наблюдаемыми данными в диапазоне времен 4 – 15 секунд. Несмотря на это, полученное поле моделей полностью соответствует наблюдаемой трассе (рис. 3.176).

Данные станции “Шатура” обрабатывались аналогичным образом. На основе “короткопериодной” функции приемника глубина залегания фундамента была определена как 1.9 км. В осадочном слое контрастных сейсмических границ обнаружено не было. Для построения глубинного разреза до глубины 250 км было отобрано 504 индивидуальных решения. Большое их количество свидетельствует о низких невязках минимизированных пробных априорных моделей. Среднеквадратическое отклонение синтетической PRF от медианных значений от наблюдаемых данных составило 0.011 нм. Результаты моделирования приведены на рисунке 3.18

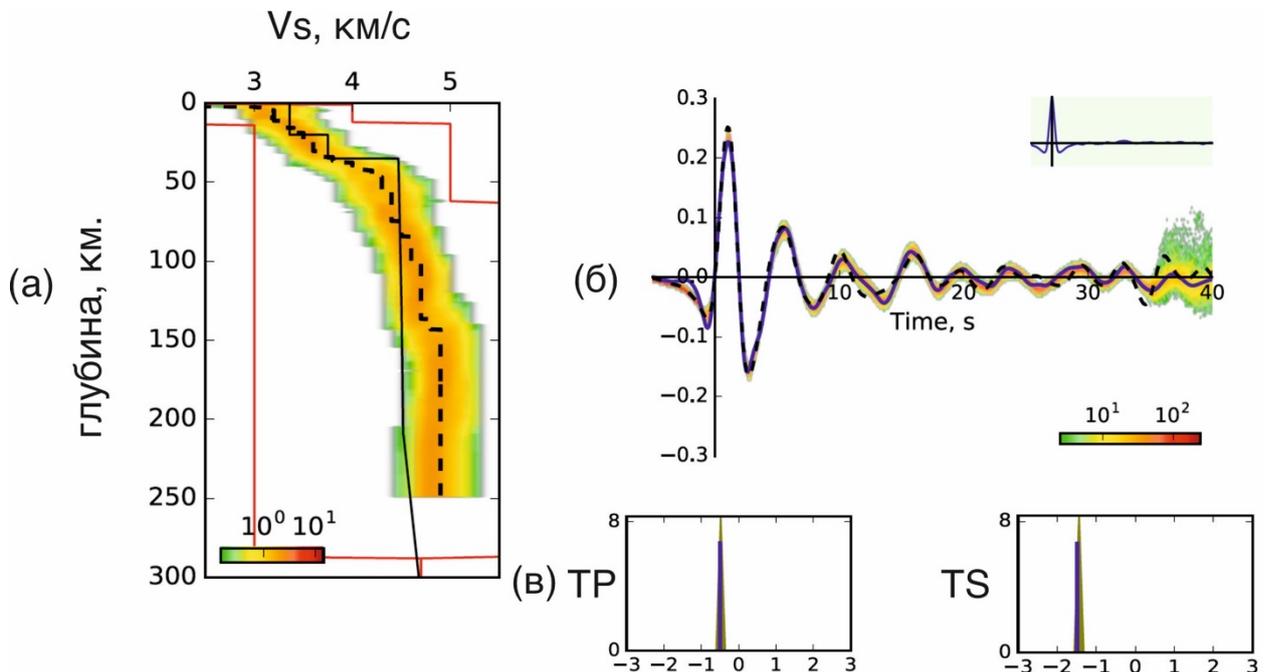


Рисунок 3.18 (а) – скоростная модель V_s , полученная в результате совместной инверсии PRF, SRF и невязок времен пробега от опорных границ 410-660 для станции “Шатура” по 98 лучшим решениям, синтетика от медианного значения которых демонстрирует наилучшее совпадение с наблюдаемыми данными; (б) – суммированная наблюдаемая и синтетическая PRF; (в) – невязки времен пробега объемных волн V_p (TP) и V_s (TS). Цветами показаны области сгущения индивидуальных решений; пунктирными линиями синтетические трассы от медианных

значений, голубыми линиями наблюдаемые значения, тонкой линией на (а) – стандартная модель IASP91.

В полученной модели выделяется особенность на глубине порядка 18 км, где градиентный рост скорости 2.7 до 3.4 км/с сменяется постоянной скоростью вплоть до зоны Мохо, лежащей в диапазоне глубин от 35 – 47 км и характеризующейся градиентным повышением скорости от 3.7 до 4.2 км/с.

Полученная для станции “Шатура” скоростная модель существенно отличается от моделей, построенных для станций “Обнинск”, “Михнево” и “Воскресенск”. В первую очередь, в модели не выявляется слой пониженных скоростей в мантии. Кроме того, глубина залегания зоны Мохо и скоростные характеристики всего разреза разнятся. Это может быть вызвано тем, что станция Шатура расположена на границе коллизионной зоны и большая часть точек обмена, в которых сформировались обменные волны, лежат в мегаблоке – Волго-Урاليا. Тем самым полученный разрез возможно характеризует скоростную структуры этого мегаблока.

Выводы к главе 3.

1. По данным индивидуальных продольных функций приемника были построены стеки для данных всех обработанных станций. Для постоянно действующих станций “Обнинск” и “Михнево” были определены времена прихода обменных волн от опорных границ зоны фазовых переходов 410-660 км. Для временных станций “Воскресенск” и “Шатура” определены времена только 660 км. границы. Они согласуются со значениями постоянных станций. По всей совокупности данных мощность зоны фазовых переходов оценивается как стандартная, а скорости объемных волн в верхней мантии повышенными на величину порядка 3%.
2. Для всех станций построены одномерные глубинные скоростные разрезы. Для постоянных станций до глубины 300 км, для временных станций до глубины 250 км. Граница раздела земная кора – мантия для всех станций определена не единым разделом, а переходной зоной Мохо.

3. На всех разрезах выявлен ряд сейсмических границ. Глубина залегания фундамента разнится от станции к станции. Граница раздела верхней и нижней коры на всех станциях залегает на глубинах 18-20 км, кровля и подошва зоны Мохо для станций “Обнинск”, “Михнево” и “Воскресенск” определены на 39-40 – 53-56 км. Для станции “Шатура” кровля и подошва зоны Мохо определены как 35 – 47 км.
4. Скоростные характеристики разреза, построенного для станции “Шатура”, существенно отличаются от остальных полученных моделей.
5. В разрезах, построенных для станций “Обнинск”, “Михнево” и “Воскресенск” в верхней мантии выделяется слой слабого понижения (порядка 1-2%) скорости на глубинах 70-140 км.

Глава 4. Оценки азимутальной упругой анизотропии, определенные по данным станций “Обнинск” и “Михнево”

Сейсмической анизотропией называется явление, зависимости скорости распространения упругих волн от азимута прихода сейсмической волны. В течении последних десятилетий развитие сети сейсмических станций позволило почти повсеместно получить ее оценки в коре и верхней мантии по различным методикам и с использованием разных фаз (P_n , SKS и др.).

Одним из важнейших и широко распространённых подходов к определению азимутальной анизотропии является использование расщепления поперечной волны на две квазипоперечные при прохождении через анизотропный слой. Это явление является сейсмологическим аналогом оптического двойного лучепреломления. Экспериментальные данные дают возможность выявить и оценить анизотропные свойства среды по двум параметрам - азимуту быстрой волны (α) и времени задержки (δt) между быстрой и медленной волнами. Будем в дальнейшем называть эту пару значений “анизотропными параметрами среды”. Считается, что анизотропия мантии является результатом деформации пластичных слоев и, как следствие, предпочтительной ориентации мантийных минералов (главным образом оливина, как основного из слагающих верхнюю мантию). Таким образом, измерения расщепления поперечной волны могут характеризовать их ориентацию и давать некоторые оценки мощности распространения полей деформации мантии.

4.1 История развития представлений о сейсмической анизотропии

Изучение сейсмической анизотропии началось в 19 веке с масштабной теоретической работы, сделанной Кристоффелем [Christoffel, 1877], и далее развито лордом Кельвином [Kelvin, 1904] в его лекциях в Балтиморе, а также Лявом [Love, 1944]. В 1950-х годах развитие приборной базы позволило провести точные лабораторные исследования анизотропных свойств различных минералов и горных пород (например, [Musgrave, 1959]). Было установлено что многие породы имеют явно анизотропную кристаллическую структуру. Тем не менее, несмотря на успехи

в теоретических и лабораторных исследованиях и знание доминантных осей минеральных структур, сейсмология продолжала ориентироваться на изотропные представления о мантии при объяснении “полевых” экспериментальных данных вплоть до 1960-х годов.

Ранние наблюдения азимутальной анизотропии были основаны на изменениях скорости по данным рефракции волн P_n и посвящены исследованиям характеристик анизотропии мантии [Hess, 1964]. Он проанализировал результаты наблюдения данных ГСЗ, выполненных Райтом на океанических профилях у побережья Калифорнии и Шором вблизи Гавайских островов [Raitt et.al., 1969].

В работе [Anderson, 1961] расхождения в скоростях поверхностных волн Лява и Рэлея объясняются наличием радиальной анизотропии в нижней коре и верхней мантии. Анализ поверхностных волн, проходящих через Тихий океан [Forsyth, 1975], также свидетельствует в пользу азимутальной анизотропии в верхней мантии [Smith и Dahlen, 1973].

Подходы, использованные в вышеперечисленных работах, для успешной реализации, требуют большого количества экспериментальных данных и развитой сети сейсмических станций, либо проведения специальных экспериментов по выявлению упругой анизотропии. Эти условия не всегда выполнимы.

Важным и чрезвычайно широко распространённым подходом к изучению анизотропии верхней мантии является использование расщепления поперечных волн при прохождении через анизотропную среду (рисунок 4.1). Впервые предложенный в [Винник и др., 1984], он получил распространение ввиду ряда очевидных преимуществ: а) возможность получения точных оценок анизотропных параметров по данным одиночных сейсмических станций; б) практически нормальное падение SKS/SKKS волн на дневную поверхность и поляризация волны как SV, до прохождения волны через анизотропную среду, из-за обмена P-в-S на границе внешнее ядро-нижняя мантия и, как следствие, независимость от поляризации в очаге. Кроме того, при больших длинах волн, эффект расщепления может быть очень сильным, тогда как эффекты рассеяния и многолучевого распространения относительно невелики [Vinnik et. al., 1989].

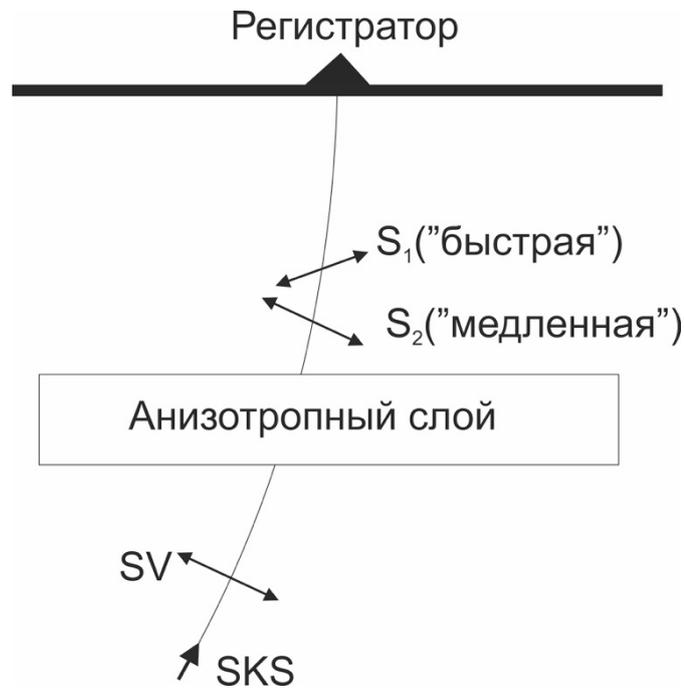


Рисунок 4.1 Схема расщепления SKS волны на две квазипоперечные S_1 и S_2 (распространяющиеся с разной скоростью), при прохождении через анизотропную среду

Интерпретация параметров расщепления с точки зрения тектонических процессов остается спорной. Основной причиной расщепления телесеismicических фаз, таких как SKS, считается предпочтительная ориентация мантийных минералов [Косарев и др., 1979], прежде всего оливина, обладающего ярко выраженной анизотропией упругих свойств [Чесноков Е.М., 1977; Воларович и др., 1974; Babuska V., 1984; Babuska V. and Cara M., 1991], характеризующихся орторомбическим типом симметрии.

4.2 Теоретические основы использования явления расщепления поперечной волны в анизотропной среде

При анализе экспериментальных данных, в данной работе используется широко распространенный и хорошо апробированный метод изучения расщепленных квазипоперечных волн от SKS/SKKS фаз [Винник и др., 1984]. В первую очередь необходимо задать модель анизотропной среды. Будем считать, что среда может быть представлена массивом с гексагональным (поперечно-изотропным) типом симметрии, что означает присутствие в ней горизонтальной

оси симметрии и плоскости изотропии. Эта достаточно простая модель хорошо описывает свойства перидотитов верхней мантии [Estey, Douglas; 1984]. В работе рассматривается азимутальная анизотропия, т.е. скорость распространения сейсмических волн представляется функцией азимута прихода луча (аналогично случаю, рассмотренному в одной из первых работ, посвященной упругой анизотропии [Raitt et.al., 1969]).

В анизотропной среде, в общем случае, формируются три упругих волны, каждая из которых имеет свою скорость распространения и свою поляризацию. В типичном случае слабо анизотропной упругой среды это квазипродольная и две квазипоперечные волны (S_1 и S_2). Их скорости определяются собственными значениями матрицы Кристоффеля, а поляризация соответствующими собственными векторами. Ввиду того, что матрица Кристоффеля симметрична, поляризации сформировавшихся волн взаимно ортогональна. Кроме того, из свойств матрицы Кристоффеля следует что в поперечно изотропной среде одна из квазипоперечных волн (S_2) будет перпендикулярна оси симметрии анизотропной среды (т.е. будет распространяться в плоскости изотропии).

Для дальнейшего анализа, удобно ввести ZRT систему координат, где R (радиальная) – направление от источника на станцию, а T (тангенциальная) – получается путем поворота оси R на 90^0 по часовой стрелке. С учетом субвертикального падения волн SKS/SKKS, расщепленные волны S_1 и S_2 распространяются в горизонтальной плоскости, как показано на рисунке 4.2.

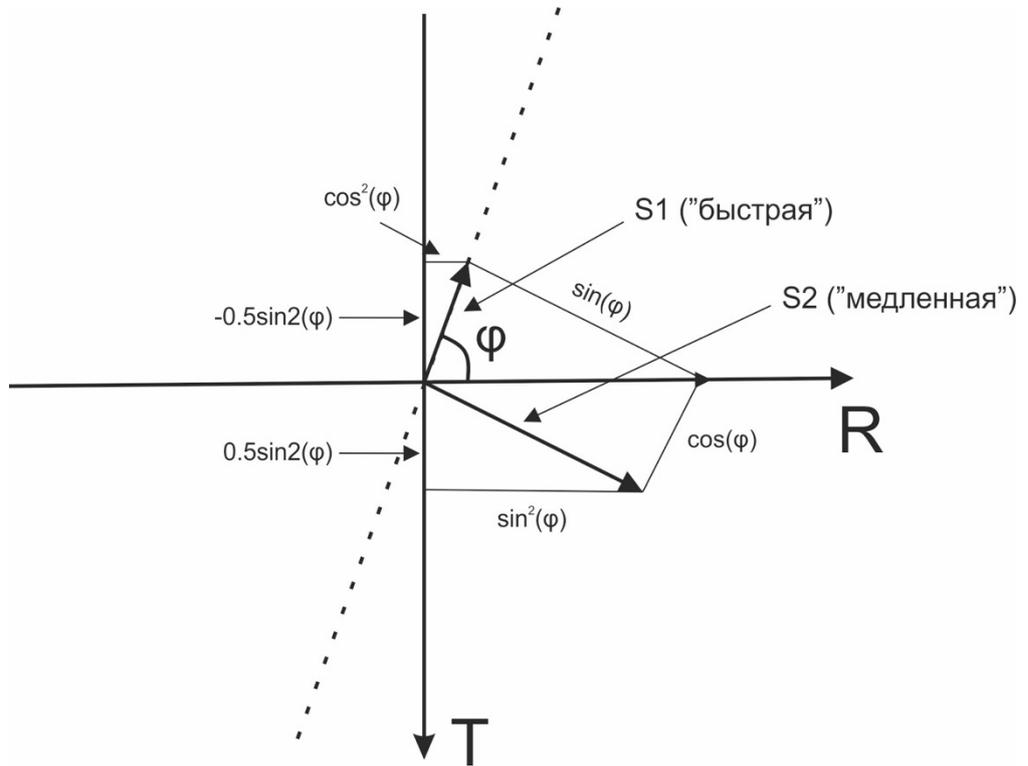


Рисунок 4.2 Упрощенная схема расщепления волны на две квазипоперечные (S_1 и S_2) в анизотропной среде (по [Vinnik et. al., 1992] с дополнениями). Плоскость горизонтальна, вид “сверху”. R – радиальная компонента, направленная от источника к приемнику, T – тангенциальная, полученная вращением R компоненты на 90° , φ – угол между кристаллографической осью и радиальной компонентой. Колебания на радиальной компоненте приняты равными 1.

Рассмотрим более общий случай, приняв колебания в падающей SV волне равными $e^{i\omega t}$. В этом случае, на основе рисунка 4.2 становится ясно что смещения на радиальной и тангенциальной компонентах могут быть представлены как

$$R(t) = r(\omega)e^{i\omega t} = e^{i\omega t} (\cos \varphi)^2 + e^{i\omega(t - \delta t)} (\sin \varphi)^2 \quad (4.1)$$

$$T(t) = t(\omega)e^{i\omega t} = -0.5 \sin 2\varphi (e^{i\omega t} - e^{i\omega(t - \delta t)}) \quad (4.2)$$

где ω – круговая частота, φ – угол между направлением кристаллографической оси и направлением радиальной компоненты, δt – величина запаздывания волны S_2 относительно S_1 . Поделив уравнение (4.2) на (4.1) получаем

$$\frac{t(\omega)}{r(\omega)} = \frac{-0.5e^{i\omega t} \sin 2\varphi(1 - e^{-i\omega t})}{e^{i\omega t}((\cos \varphi)^2 + e^{-i\omega t}(\sin \varphi)^2)} \quad (4.3)$$

Или

$$t(\omega) = \left(\frac{-0.5 \sin 2\varphi(1 - e^{-i\omega t})}{(\cos \varphi)^2 + e^{-i\omega t}(\sin \varphi)^2} \right) r(\omega) \quad (4.4)$$

Для удобства, запишем выражение (4.4) в виде

$$t(\omega) = f(\omega, \varphi, \delta t)r(\omega) \quad (4.5)$$

Тем самым, мы получили связь тангенциальной и радиальной компонент при расщеплении вертикально падающей волны через функцию частоты, угла между кристаллографической осью и радиальной компонентой и запаздывания одной квазипоперечной волны относительно другой. Выполняя обратное преобразование Фурье получаем

$$T_{synt}(t, \varphi, \delta t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} f(\omega, \varphi, \delta t)r_{obs}(\omega)e^{i\omega t} d\omega \quad (4.6)$$

Где

$$r_{obs}(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} R_{obs}(t)e^{-i\omega t} dt \quad (4.7)$$

Выражение (4.6) представляет собой синтетическую T компоненту, получаемую из спектра наблюдаемой радиальной компоненты и функции искомым параметров – угла φ и величины запаздывания. Следует заметить, что полученное выражение нельзя назвать полностью синтетическим т.к. оно зависит и от наблюдаемых данных.

Имея в распоряжении выражение (4.6), можно достаточно просто выписать целевую функцию, используемую при решении обратной задачи в смысле метода наименьших квадратов.

$$E(\alpha, \delta t) = \sqrt{\frac{\sum_{n=1}^N \int (T_{obs}(t) - T_{synt}(t, \alpha, \delta t))^2 dt}{\int R_{obs}^2(t) dt}} \quad (4.8)$$

Где α – пробный азимут кристаллографической оси (оси симметрии), связанный с углом φ и азимутом каждого отдельно взятого события как $\alpha = Az - \varphi$, а N – общее число отобранных SKS/SKKS фаз, участвующих в инверсии.

Решение ищется в виде нахождения параметров α и δt , отвечающим минимальному значению целевой функции. Пробный угол α варьируется в значениях от 0^0 до 180^0 , с шагом 10^0 . Величина запаздывания δt варьируется в значениях от 0.1 до 3, с шагом 0.1. Шаги по вариациям по обоим параметрам обусловлены точностью метода, а именно необходимостью принимать во внимание не абсолютно нормальное падение SKS/SKKS волн и эффекты рассеяния.

Кроме того, из построенной схемы и описывающих ее уравнений (4.1) и (4.2) можно заметить, что с учетом опережения одной квазипоперечной волны другой, на дневной поверхности движение частиц должно обладать эллиптической траекторией, а направление движения частиц по эллипсу зависит от того, в какой четверти относительно кристаллографической оси лежит азимут данного события. Другими словами, при “переходе” азимута исследуемого события через кристаллографическую ось направление движения частиц на поверхности должно измениться на противоположенное.

4.3 Результаты оценки параметров анизотропии верхней мантии для станции “Обнинск”

Для данного исследования для станции “Обнинск” использовались события из каталога CMT (Global Centroid Moment Tensor Catalog) [Dziewonski et al., 1981; Ekstrom et al., 2012] за 15 лет, начиная с 2001 года. События отбирались по двум критериям – магнитуда события должна быть ≥ 5.5 и эпицентральные расстояния должны находиться в диапазоне $65^0 - 120^0$. Ограничения по магнитуде установлены эмпирически и связаны с необходимостью получения сигнала достаточно высокой амплитуды [Адушкин и др., 2019]. Эпицентральный диапазон, главным образом, связан с необходимостью обработки изолированных SKS/SKKS фаз, зарегистрированных на сейсмограмме отдельно от S, S_{diff} и иных не обрабатываемых фазы. Таким образом, для станции OBN было отобрано 1266

событий. Для всех событий выполнялся переход из ZNE к ZRT (радиальной) системе координат и производилась оценка их пригодности для дальнейшего исследования. В качестве критериев использовалось: 1) визуальное определение SKS/SKKS фаз и низкий уровень шума 2) низкие (близкие к нулевым) амплитуды на вертикальной (“Z”) компоненте сейсмограммы, 3) эллиптическая траектория движения частиц на дневной поверхности с большой осью эллипсоида, направленной параллельно направлению радиальной (“R”) компоненты (рисунок 4.3). Для дальнейшей обработки все события были фильтрованы низкочастотным фильтром Баттерворта второго порядка с граничным периодом 10 с.

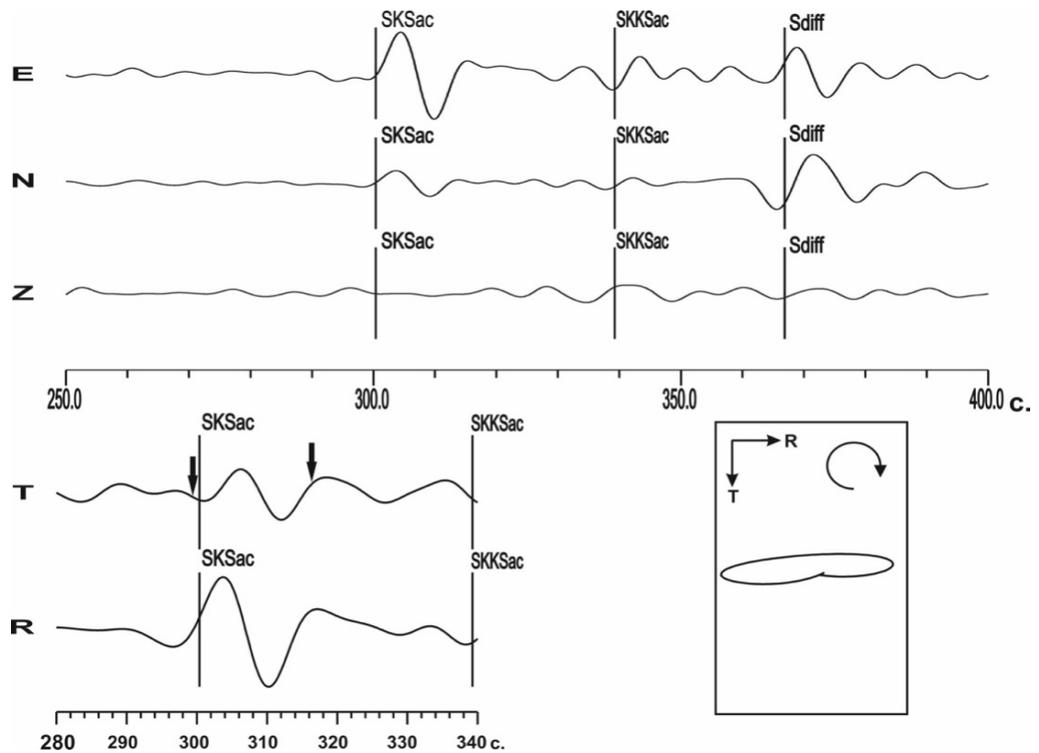


Рисунок 4.3 Пример фильтрованного события (низкочастотный фильтр с частотой 10 сек.), обработанного для станции OBN. Амплитуда на вертикальной компоненте близка к нулевой, SKS волна явно не интерферирует ни с какими сильными не целевыми фазами. Выполнен переход к радиальной системе координат. Амплитуда тангенциальной компоненты, для наглядности, увеличена в 5 раз. На радиальной и тангенциальной компонентах стрелками указан выбранный для инверсии временной диапазон, соответствующий SKS волне. В этом диапазоне построена траектория движения частиц на дневной поверхности. Хорошо выявляется эллиптичность траектории движения частиц (вращение по часовой стрелке) с большой осью, параллельной оси R.

В результате применения этих операций, из всего массива данных было отобрано 46 записей, которые инвертировались в дальнейшем (таблица 4.1). Для каждого события отдельно определялись анизотропные параметры, после чего отбраковывались события с индивидуальными значениями $\delta t = 3$. Это связано с тем, что данное значение является предельным при решении обратной задачи и, фактически, индивидуальное решение $= 3$ означает ≥ 3 , что крайне маловероятно для тектонически стабильных платформенных областей и, по всей видимости, отражают эффект отличный от азимутальной анизотропии.

Таблица 4.1. Список событий, использованных для оценки параметров анизотропии для станции OBN.

Расстояния и азимуты указаны в градусах. Звездочками отмечены события, использованные для получения окончательного решения. α - направление распространения квазипоперечной волны с максимальной скоростью (ось анизотропии). δt - запаздывание медленной волны относительно быстрой при прохождении их через анизотропную среду (величина анизотропии)

Дата	Расстояние ($^{\circ}$)	Азимут ($^{\circ}$)	Магнитуда	α ($^{\circ}$)	δt (сек)
13.01.2001	98.01	306.5	6.4	120	3.0
29.01.2001	94.43	84.84	5.9	70	3.0
19.03.2001	94.11	91.11	6	90	3.0
04.04.2001*	97.54	88.21	5.9	10	0.8
20.05.2001*	99.24	322.86	5.5	50	1.9
23.08.2001*	103.98	75.53	5.8	140	1.0
07.10.2001	102.03	78.36	5.7	80	3.0
10.01.2002*	101.67	78.73	6	160	1.0
17.03.2002	99.97	181.05	5.5	170	3.0
06.06.2002*	103.03	72.39	5.7	150	1.0
06.06.2002*	103.03	72.39	5.7	140	0.9
07.08.2002*	99.72	298.93	5.6	90	0.6
08.09.2002*	102.04	78.34	6.5	160	2.2
16.09.2002*	101.9	78.57	5.9	160	1.7
17.09.2002*	101.92	78.48	5.7	160	1.6
20.12.2002*	104.64	73.97	5.8	150	2.6
02.03.2003	104.03	224.1	5.6	130	3.0
25.08.2003	100.26	324.78	5.5	50	3.0
22.09.2003*	83.4	295.12	6.2	100	1.2
22.12.2003	87.53	341.97	6.1	160	3.0
11.01.2004*	92.58	166.57	6.1	160	2.4
17.04.2004*	97	92.74	6.1	80	1.4
29.04.2004*	98.7	303.11	5.6	120	2.9
29.06.2004	99.26	303.98	5.8	120	3.0
15.11.2004*	99.61	292.64	6.6	100	1.3
20.11.2004*	98.86	300.92	6.2	110	2.4
11.04.2005*	103.85	75.93	5.9	10	0.1
04.06.2005*	97.15	175.66	5.7	110	2.0
05.02.2006*	87.61	65.29	6.3	150	1.4
09.06.2006*	102.55	182.73	5.6	170	1.6
11.08.2006*	98.26	319.76	6	20	0.1
16.08.2006*	86.34	158.04	5.6	150	1.8
15.10.2006*	104.55	12.15	6.2	180	1.9
10.09.2007*	101.3	292.11	6.1	80	0.8
26.11.2007	98.42	320.36	5.7	50	3.0
26.06.2011*	97.1	83.09	6.4	160	1.9
15.08.2011*	105.4	288.5	5.7	50	0.9
30.08.2011*	94.6	95.28	6.9	180	0.9
12.09.2011*	102.4	77.49	6.0	160	2.7
13.10.2011*	90.2	105.05	6.2	20	1.5
14.11.2011*	90.3	90.26	6.4	100	0.2
18.01.2012*	90.2	90.26	5.8	90	0.5
20.03.2012*	99.5	316.41	7.4	50	1.4
21.04.2012*	95.1	84.6	6.7	80	2.9
01.06.2012*	93.8	84.92	5.8	170	2.2
04.06.2012*	102.3	297.39	6.3	50	0.5

На рисунке 4.4 показан азимутальный охват и распределение очагов использованных событий для станции OBN. Видно, что азимуты событий распределены не равномерно. Отсутствуют кондиционные события, пришедшие с Юго-Запада. Это связано с особенностями расположения сейсмических поясов Земли, однако не является препятствием для получения надежного решения т.к., теоретически, вычисляемые по применяемой методике анизотропные параметры не зависят от азимута используемого события, а зависят только от упругих параметров среды. На азимутальной схеме разным цветом выделены направления движения частиц по эллипсу на дневной поверхности, “линия”, в данном случае, означает вырожденный эллипс, свидетельствующий о близости азимуты события и кристаллографической оси. Видно, что при переходе через азимут приблизительно равный 80° , направление движения меняется на противоположенное.

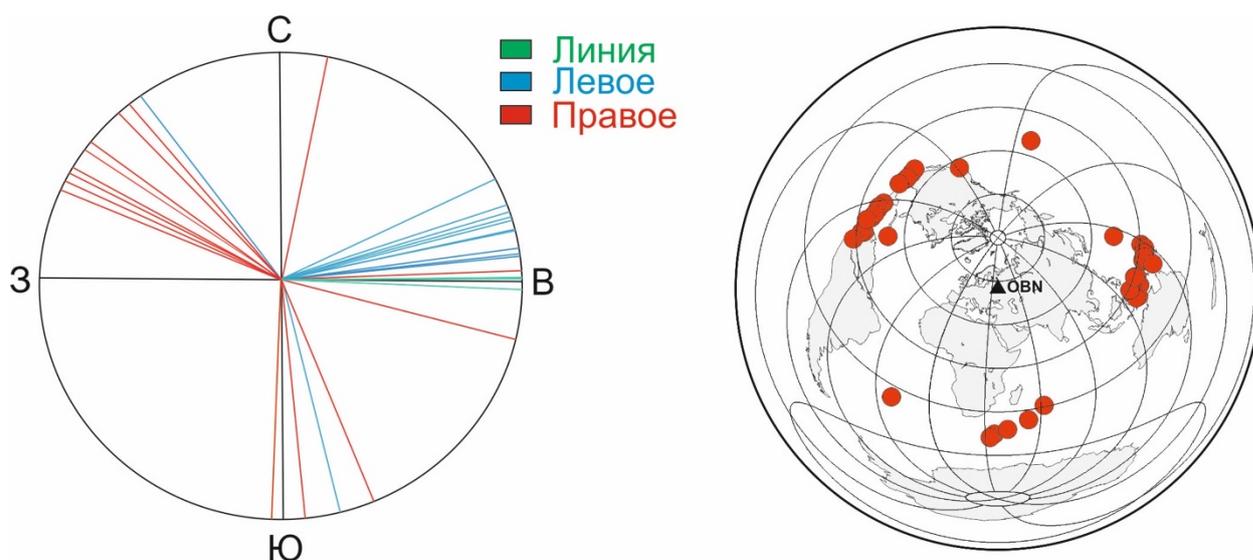


Рисунок 4.4 Азимутальная схема и распределение очагов событий, использованных для определения параметров упругой анизотропии для среды под станцией OBN. Цветом показано направление движение частиц на дневной поверхности.

Для полного набора из 36 событий решена обратная задача и рассчитана итоговая целевая функция для пробных значений α и δt . Распределение ее значений приведено на рисунке 4.5 Выделяется ярко выраженный локальный минимум, соответствующий $\alpha \approx 90^\circ$, $\delta t \approx 0.4$ с.

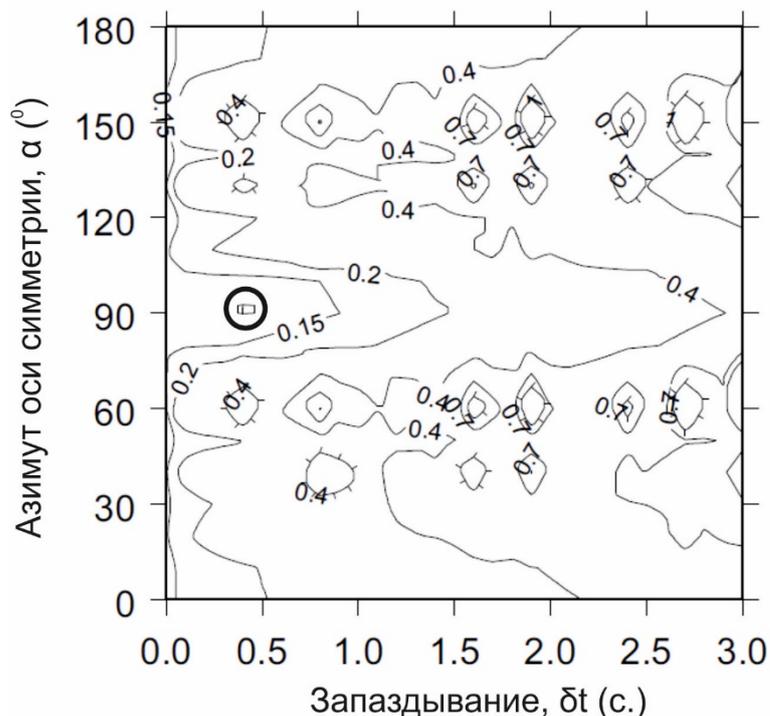
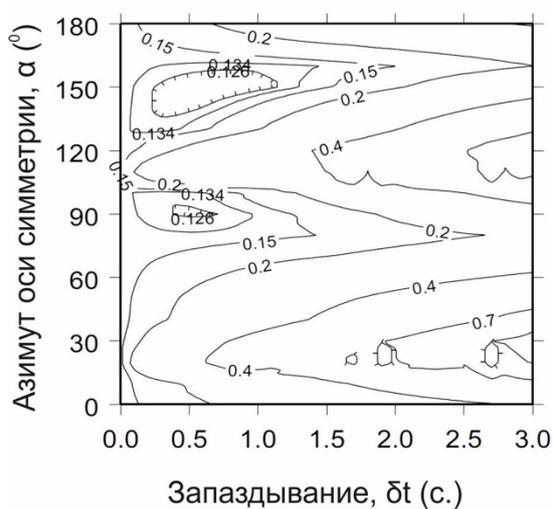
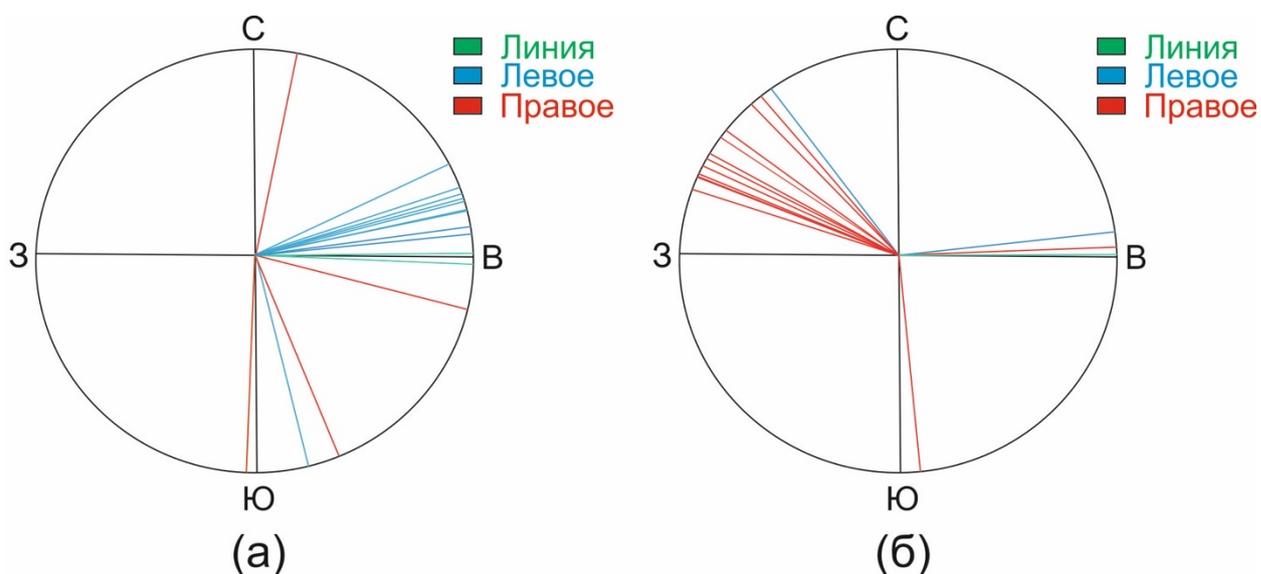


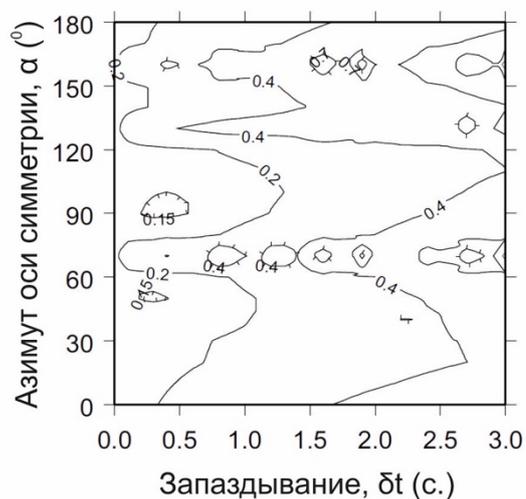
Рисунок 4.5 Изолинии значений целевой функции по данным станции OBN. Решение, полученное по полному набору из 36 событий: $\alpha \approx 90^\circ$, $\delta t \approx 0.4$ с. Для наглядности, область абсолютного минимума обведена кругом

При более детальном рассмотрении индивидуальных решений, приведенных в таблице 4.1, выделяются две группы по азимутам кристаллографической оси – первая, с индивидуальными значениями $\alpha \approx 160^\circ$ представляет собой группу из 21 события; вторая, оставшиеся 15 событий с доминирующими значениями $\alpha \approx 100^\circ$. В дальнейшем, эти группы событий были обработаны отдельно.

На рисунке 4.6 представлены схемы азимутальных распределений и распределения целевых функций для выявленных групп. Необходимо заметить, что события первой группы (индивидуальные $\alpha \approx 100^\circ$) имеют, в основном, восточные азимуты, тогда как практически все события второй группы имеют северо-западные азимуты. На схемах распределения целевых функций для обеих групп событий отчетливо выделяются минимумы, соответствующие азимутам осей симметрии $\alpha \approx 90^\circ$ и $\delta t \approx 0.4$ секунд. Однако, для первой группы событий выявляется побочный локальный минимум для $\alpha \approx 160^\circ$ и $\delta t \approx 0.5 - 1$ секунда.



(в)



(г)

Рисунок 4.6 Схемы азимутального распределения событий двух выделенных групп. (а) – набор из 21 событий с индивидуальными решениями порядка 160° , (б) – набор из 15 событий с индивидуальными решениями порядка 100° . Распределения значений целевых функций после инверсии каждой из групп событий. (в) – соответствует набору (а) и (г) – соответствует набору

(б)

4.4 Результаты оценки параметров анизотропии верхней мантии для станции “Михнево”

Оценка анизотропных параметров с использованием SKS/SKKS фаз проводилась аналогично оценкам для станции OBN и выполнена впервые. В работе использованы 417 событий, удовлетворяющим критериям магнитуды и удаленности, из которых 37 событий (таблица 4.2) соответствуют всем описанным выше критериям. После удаления событий, с параметром запаздывания ≥ 3.0 с., оставшиеся 16 трасс были использованы для получения оценок азимутальной анизотропии. На рисунке 4.7 показано азимутальное распределение 16 использованных событий и расположение их очагов. На азимутальном распределении можно отметить сгущение “вырожденных” в линию эллипсов и изменение направления вращения в районе азимута оси симметрии $\alpha \approx 90^\circ$.

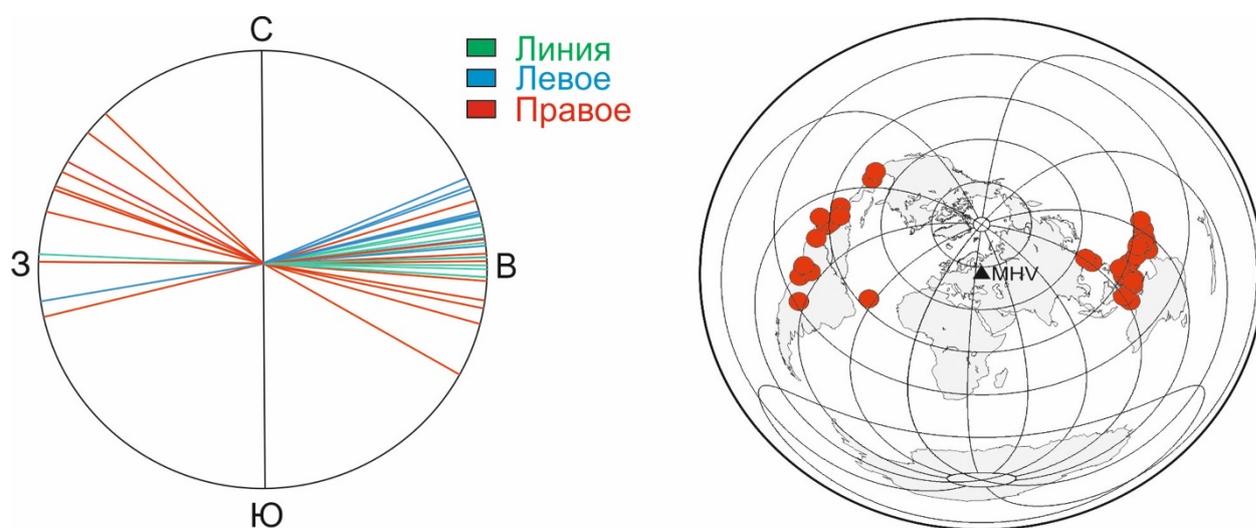


Рисунок 4.7 Азимутальная схема и распределение очагов событий, использованных для определения параметров упругой анизотропии для среды под станцией MHV

Таблица 4.2. Список событий, использованных для оценки параметров анизотропии для станции MNV. Расстояния и азимуты указаны в градусах. Звездочками отмечены события, использованные для получения окончательного решения. α - направление распространения квазипоперечной волны с максимальной скоростью (ось анизотропии). δt - запаздывание медленной волны относительно быстрой при прохождении их через анизотропную среду (величина анизотропии)

Дата	Расстояние ($^{\circ}$)	Азимут ($^{\circ}$)	Магнитуда	α ($^{\circ}$)	δt (сек)
06.03.2011*	114.3	273.2	6.3	100	0.9
07.04.2011	97.3	314.3	6.7	60	3.0
20.06.2011*	116.6	269.8	6.5	80	0.4
26.06.2011*	97.1	84	6.4	170	1.9
15.08.2011	105.4	289.5	5.7	30	3.0
24.08.2011	108.9	284.1	7.0	20	3.0
30.08.2011*	94.6	94.4	6.9	100	0.3
12.09.2011	102.4	78.5	6.0	160	3.0
13.10.2011	90.2	106	6.2	110	3.0
14.10.2011	106.9	77	6.5	160	3.0
14.11.2011*	90.3	91.2	6.4	100	0.2
22.11.2011*	109.8	271.4	6.6	10	0.8
14.12.2011	107.1	78.5	7.1	160	3.0
14.01.2012*	70.8	83.9	5.8	160	1.3
18.01.2012*	90.2	91.2	5.8	120	0.4
11.02.2012*	90.3	91.3	5.6	10	2.8
14.03.2012*	107.8	73.7	6.2	180	0.3
20.03.2012	99.5	307.4	7.4	50	3.0
21.03.2012	105.5	78.5	6.6	160	3.0
21.04.2012	95.1	85.5	6.7	90	3.0
14.05.2012*	114.2	273.7	6.2	180	0.3
28.05.2012*	118.5	261.3	7.8	160	1.8
01.06.2012*	93.8	85.8	5.8	100	0.9
04.06.2012	102.3	298.4	6.3	40	3.0
09.02.2013	103.2	291.6	6.9	30	3.0
18.02.2013	74.5	257.1	5.6	30	3.0
23.02.2013	96.7	95	5.9	10	3.0
06.04.2013	99	83.2	7.0	80	3.0
16.04.2013	101.1	79.6	6.6	70	3.0
19.04.2013	96.3	101.8	5.8	20	3.0
07.07.2013	108	70.2	7.3	150	3.0
12.08.2013*	97	92.4	6.1	180	1.2
12.08.2013	111.1	292	6.3	40	3.0
13.08.2013	99.7	294.8	6.7	40	3.0
21.09.2013*	91.5	100.5	6.1	20	2.5
19.11.2013*	88.3	87.9	6.0	10	0.6

Для отобранных 16 событий было построено распределение значений целевой функции (рисунок 4.8). Выявляется выраженный локальный минимум, соответствующий азимуту оси симметрии $\alpha \approx 90^{\circ}$ и $\delta t \approx 0.2$ секунд. Также выявлен второй локальный минимум, соответствующий $\alpha \approx 160^{\circ}$ и $\delta t \approx 0.2$ секунды.

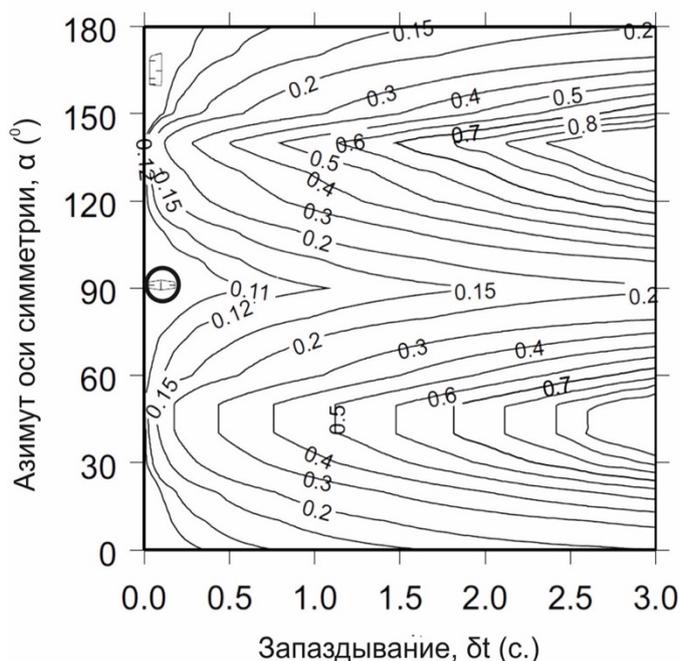


Рисунок 4.8 Изолинии значений целевой функции по данным станции МНV. Решение, полученное по полному набору из 16 событий: $\alpha \approx 90^\circ$, $\delta t \approx 0.2$ с. Для наглядности, область абсолютного минимума обведена кругом

4.5 Сопоставление результатов определения азимутальной анизотропии по данным станций “Обнинск” и “Михнево”

С целью подтверждения полученных результатов и с учетом близости расположения сейсмостанций "Обнинск" и "Михнево", а также принадлежности их одной тектонической структуре (коллизийной зоне центральной части Восточно-Европейской платформы), из таблиц 4.1 и 4.2 были отобраны события, зарегистрированные одновременно на обеих станциях. Таким образом было отобрано 11 событий и обе получившиеся группы были обработаны отдельно.

На рисунок 4.9 показаны распределения значений целевых функций, полученных для обеих станций. Выделяются хорошо выраженные и локализованные экстремумы целевых функций, соответствующих $\alpha \approx 90^\circ$, $\delta t \approx 0.3$ с. для станции "Обнинск" и $\alpha \approx 100^\circ$, $\delta t \approx 0.3$ с. для станции "Михнево". С учетом ошибки определения, оцениваемой в $\pm 10^\circ$ для параметра α и ± 0.1 с. для δt , результаты можно считать идентичными.

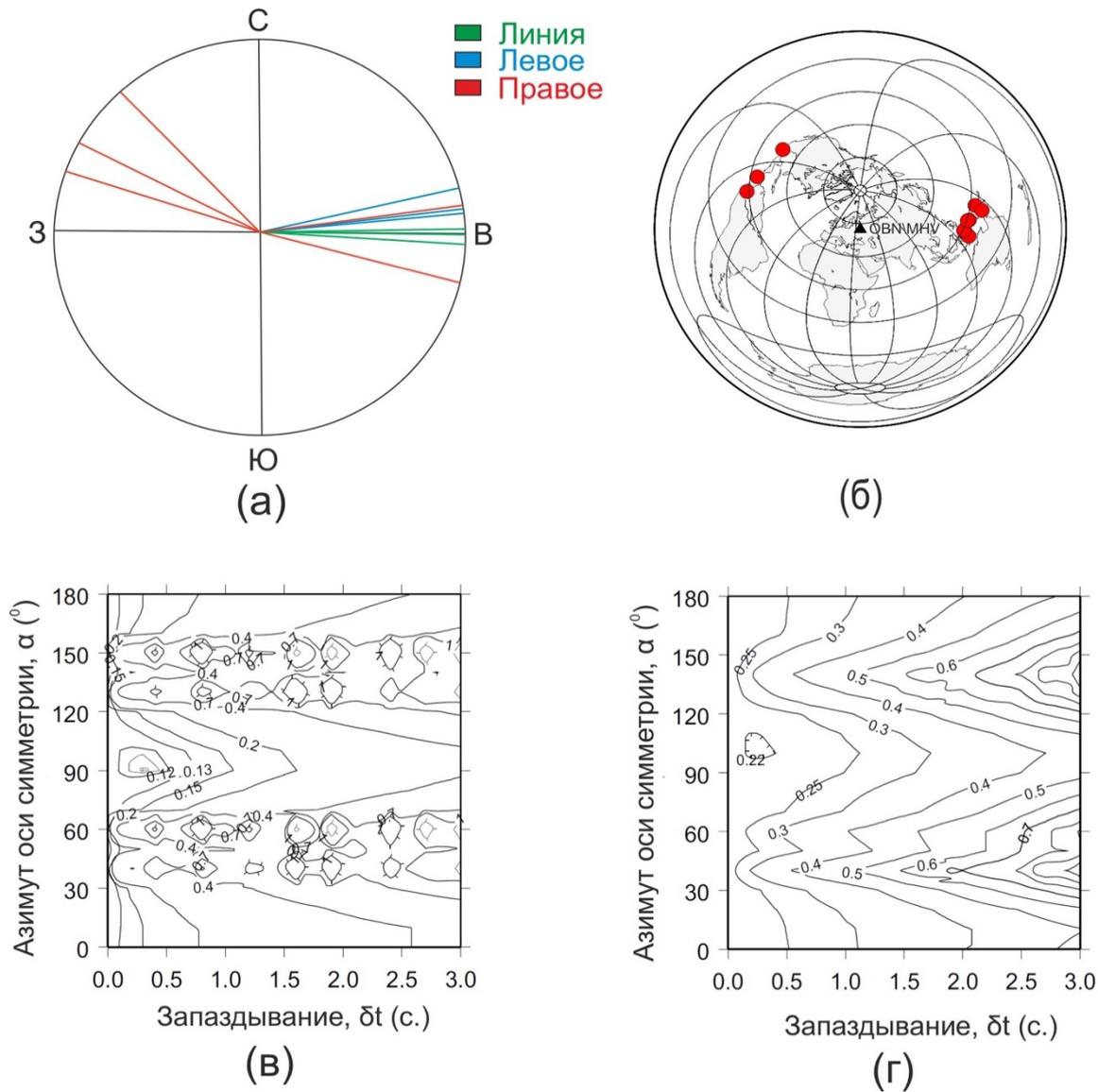


Рисунок 4.9 Азимутальная схема (а) и распределение очагов событий (б), а также распределения значений целевых функции для событий, зарегистрированных одновременно для станций OBN и MHV. Решение, полученное по данным станции OBN – $\alpha = 90^\circ$, $\delta t = 0.3$ с (в); решение, полученное по данным станции MHV – $\alpha = 100^\circ$, $\delta t = 0.3$ с (г)

Выводы к главе 4.

1. Изучение упругой анизотропии на различных иерархических уровнях началось в 19 веке и продолжается до сих пор. Анизотропные параметры несут в себе информацию о деформационных процессах, происходивших в прошлых геологических эпохах и в настоящее время.
2. Метод SKS/SKKS анизотропии является одним из немногих подходов, позволяющим оценить анизотропные параметры по данным одиночных

широкополосных сейсмических станций. Тем самым, обосновано его использование в настоящей работе.

3. Для коллизионной зоны тройного сочленения мегаблоков центральной части ВЕП, по данным станций “Обнинск” и “Михнево”, главное направление оси симметрии $\alpha = 90^\circ$. Величина запаздывания одной квазиоперечной волны относительно другой $\delta t = 0.3$ с. Тем самым анизотропия оценивается как слабая.
4. Для обеих станций выявлен второй локальный экстремум, с параметрами $\alpha \approx 160^\circ$ и $\delta t \approx 0.3-0.4$.

Глава 5. Обсуждение полученных результатов

В главе приводится сопоставление полученных результатов с известными работами по исследуемой территории. Проводится анализ основных выявленных закономерностей скоростного строения изученной территории.

Также обсуждаются результаты сделанных оценок азимутальной анизотропии и их возможная связь со строением коллизионной зоны центральной части ВЕП и глобальными геодинамическими процессами.

5.1 Обсуждение результатов оценок и моделирования скоростного строения коллизионной зоны центральной части ВЕП

Как уже отмечалось в первой главе, глубинное строение изучаемой территории никогда не было в фокусе специальных геофизических исследований ввиду своей асейсмичности. По этим причинам сопоставление полученных результатов будет проводиться с картами, основанными преимущественно на интерполяции данных удаленных длинных и сверхдлинных профилей. Имеются лишь отдельные работы в районе расположения сейсмостанции “Обнинск”, как центральной станции Геофизической Службы РАН (ГС РАН) и имеющей долговременный ряд наблюденных данных.

Глубина залегания кристаллического фундамента на территории ВЕП известна по данным Центра ГЕОН и представлена на рисунке 5.1 [Костюченко и др., 2001]. На ее основе фундамент в районе сейсмостанции “Обнинск” залегает на глубине 1.1 – 1.2 км. По данным ГС РАН, представленным в отчете [Рогожин и др., 1997], эта глубина оценивается в 1.5 км. Данный факт еще раз доказывает необходимость верификации данных карт, основанных на интерполяции и получения независимых результатов. В отчете также приводятся глубины основных установленных границ в земной коре, основанные опять же на интерполяции профиля ГСЗ [Линькова и др., 1984], проходящего в 150 км от сейсмостанции и представленного в главе 1 настоящей работы (рисунок 1.3). Основные выделенные

границы по V_s залегают на глубинах – 1.5 км (фундамент), 15 км – граница верхняя/нижняя кора (граница Конрада), 42 км – граница Мохо. Разрез представленный на рис.1.3 имеет максимальную глубину 100 км и не может отразить структуру верхней мантии, тем самым не представляется возможным верифицировать прослеженный на глубинах 70-145 км слой пониженных скоростей в мантии. Вместе с тем выше и ниже, определённой как Мохо границы, обнаружена группа границ, которые могут формировать зону Мохо в диапазоне глубин – 39-56 км. Скорости, полученные методом ГСЗ, везде стабильно выше скоростей, определенных методом функций приемника. Это расхождение не является новым т.к. для многих регионов, исследованных обеими методиками, обычно наблюдается этот эффект. Для станции “Обнинск” по результатам проведенного в предложенной работе моделирования глубина залегания границы фундамента определена как 1.5 км и совпадает с опубликованными в отчете [Рогожин и др., 1997]. На 4 км ниже по разрезу уточнена граница Конрада, определенная залегающей на 19 км. Раздел кора-мантия определен зоной Мохо на глубинах 39-56 км что также совпадает с разрезом [Линькова и др., 1984], с учетом сделанного допущения о возможности объединения ряда границ. На представленной карте поверхности границы Мохо (рисунок 5.1б) значения этого параметра для станции “Обнинск” определены равными 39 км. По всей видимости, в данном случае определена кровля переходной зоны.

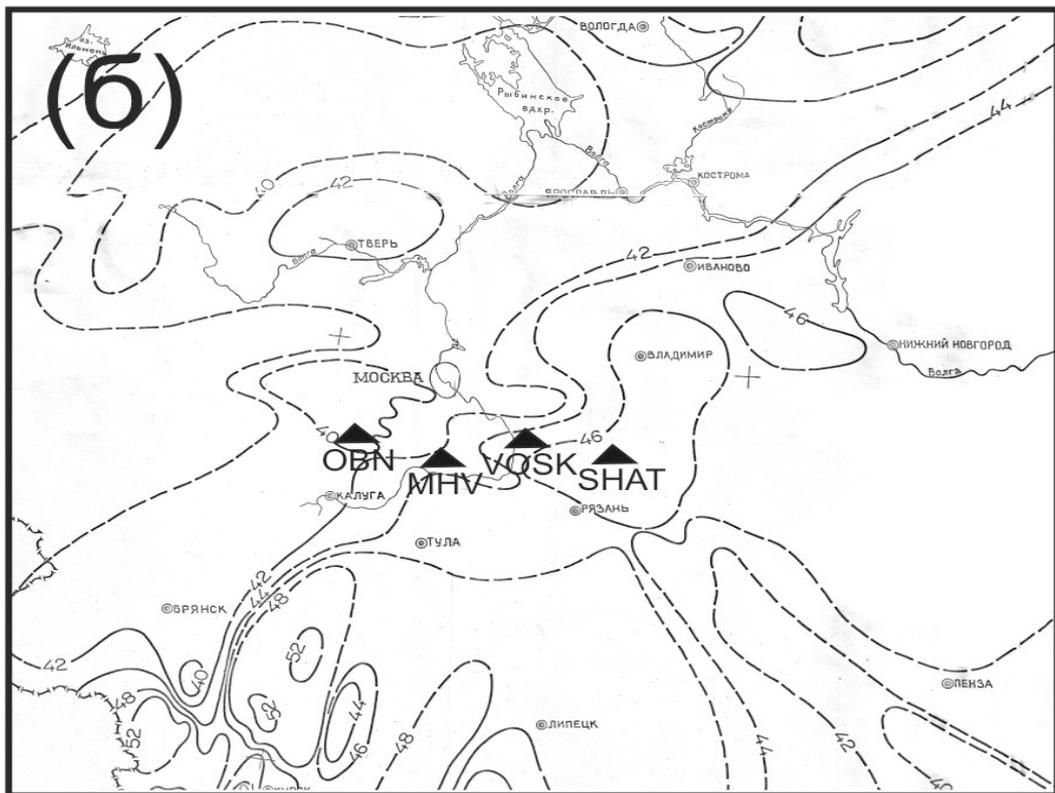
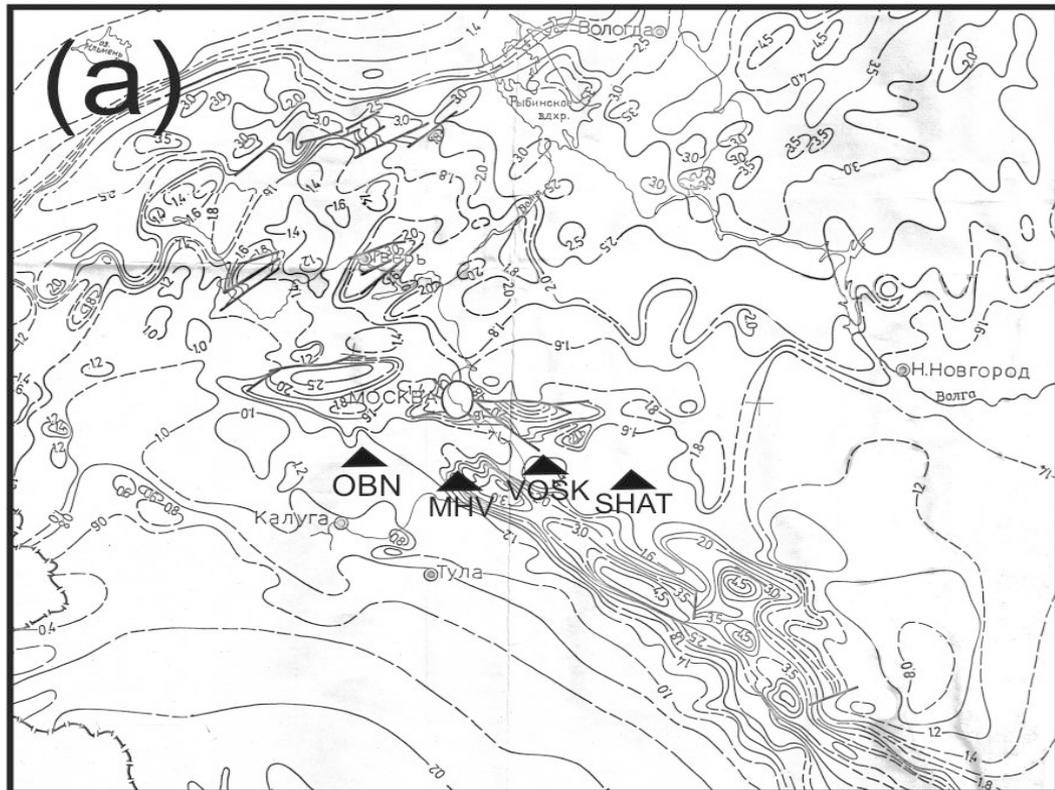


Рисунок 5.1 – Схемы глубины залегания кристаллического фундамента (а) и поверхности Мохо (б) по данным [Костюченко и др., 2001], треугольниками отмечены анализируемые станции

В 2014 к данным станции “Михнево” был применен метод функции приемника (только в варианте PRF и по существенно меньшему набору данных) [Санина и др.,

2014]. В результате, глубина залегания фундамента определена на глубинах 1.5-2 км, граница Конрада на глубине порядка 20 км, зона Мохо – 35-45 км. Также выявлен слой пониженных скоростей в мантии на глубинах 120-170 км. Согласно карте (рисунок 5.1а), глубины залегания фундамента и Мохо определены как – 2.2 и 42 км. Проведенное моделирование существенно уточняет известные результаты. Мощность осадочного слоя определена равной 1.6 км, зона Мохо в диапазоне глубин 40-54 км. Также определена граница верхняя/нижняя кора на глубине 18 км. Обнаруженный слой пониженной скорости в верхней мантии имеет ту же мощность, что и определенный в работе [Санина и др., 2014], однако залегает на 20 км выше по разрезу. Это расхождение, как и стабильно более высокие скорости по всей модели может быть объяснено включением в обращение гораздо большего числа PRF, а также SRF и невязок времен пробега обменных волн от опорных границ 410-660.

В целом можно считать, что модели “Обнинск” и “Михнево” дают согласованные решения. В обеих моделях расхождение в глубинах залегания границы Конрада и зоны Мохо не велико (порядка 1 км.). На обеих моделях прослежен слой пониженных скоростей в мантии с подошвой на близких, по значениям, глубинах. Различия в оценке кровли этих слоев вызваны слоем относительно повышенных скоростей в мантии модели “Михнево” на глубинах 70-105 км. Его природа, на данный, момент не ясна.

Станция “Воскресенск” была установлена 2 года назад и по собранным на ней данным не удалось накопить достаточно представительный набор событий для получения кондиционной SRF. Моделирование данных выявило глубину заложения кристаллического фундамента равную 1.6 км., границу в осадочном слое 0.6 км., границу Конрада 18 км, зону Мохо в диапазоне глубин 40-54 км. Согласно картам (рисунок 5.1а), глубина залегания кристаллического фундамента составляет 1.3-1.4 км, граница Мохо более 46 км. Другие данные для этого региона отсутствуют. Выявленная при моделировании особенность верхней мантии на глубинах 90-140 км, с учетом подобия по залеганию основных выделенных границ с результатами моделирования данных станций “Обнинск” и “Михнево” может интерпретироваться как слой пониженных скоростей.

Моделирование данных станции “Шатура” также, как и для станции “Воскресенск”, проводилось без SRF. По его результатам глубина залегания фундамента определена на 0.4 км. глубже чем указано на рисунке и составляет 1.9 км. Раздел верхняя/нижняя кора определён на глубине 35-47 км. В целом, полученная для станции “Шатура” скоростная модель существенно отличается от моделей, полученных для станций “Обнинск”, “Михнево” и “Обнинск”. В первую очередь, в модели не выявляется слой пониженных скоростей в мантии. Кроме того, глубина залегания зоны Мохо и скоростные характеристики всего разреза разнятся с оценками этих границ для остальных станций. В качестве объяснения этого факта высказывается предположение о том, что станция, расположенная на восточной окраине коллизионной зоны, испытывает сильное влияние микроконтинента – Волго-Урاليا (рисунок 5.2) [Goev et. al., 2019; Ivanchenko et. al, 2018]. Для подтверждения этой гипотезы необходимо продолжать регистрацию сейсмических событий с целью получения кондиционной SRF и установить дополнительный пункт регистрации восточнее станции “Шатура”.

Аналогичные работы проводятся в различных регионах мира. В тектоническом смысле наиболее близкая к Восточно-Европейской платформе, Северо-Американская платформа изучается в рамках проекта USArray [Kumar et. al, 2012]. Проект длится с 2013 года и задействует сотни временных и постоянных широкополосных сейсмических станций. В его рамках для Северо-Американской платформы на глубинах порядка 40-50 определена граница раздела кора-мантия. Она определена не единым разделом, а переходной зоной Мохо. Кровля и подошва ее имеет рельеф, который сложно проследить в рамках предложенного исследования в связи с малым количеством регистраторов. Граница раздела литосфера-мантия также имеет рельеф, и ее глубина меняется от 70-80 до 150 км. Для коллизионной зоны центральной части ВЕП глубина заложения кровли слоя пониженной скорости оценивается 70-80 км.

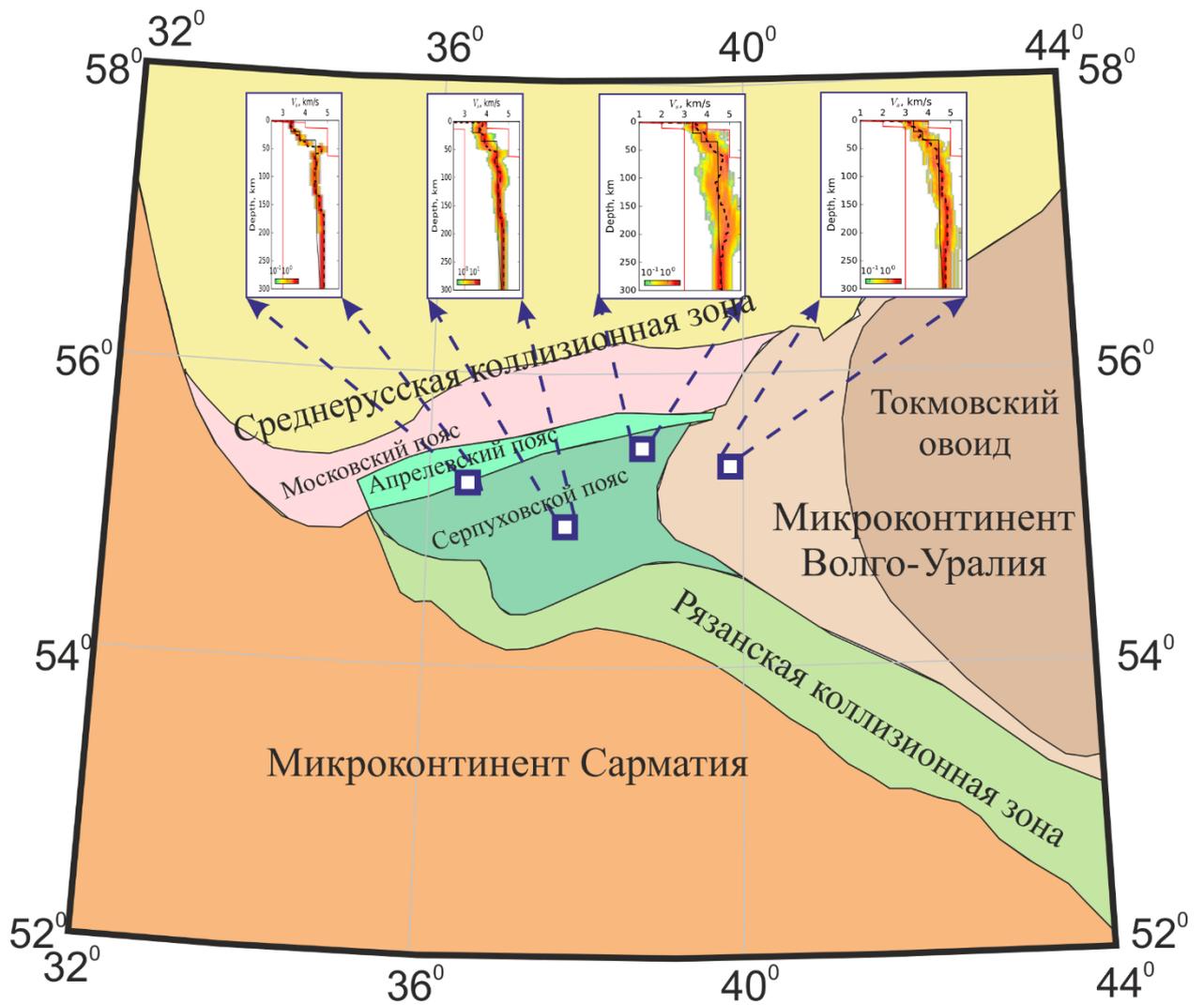


Рисунок 5.2 Тектоническая схема докембрийской коры центральной части ВЕП (по [Минц и др., 2010]), с указанием мегаблоков. Отмечены места расположения станций и полученные на них скоростные разрезы.

5.2 Обсуждение результатов оценок средних скоростей в верхней мантии коллизийной зоны центральной части ВЕП

Невязки времен пробега волн от опорных границ зоны фазовых переходов по PRF оценивались для станций “Обнинск” и “Михнево” в работах [Kosarev et. al., 1996; Санина и др., 2014]. Для станции “Обнинск” по 32 событиям зарегистрированы времена $P_{410S} - 42.3$ с., $P_{660S} - 66.7$ с. Для станции “Михнево” по 36 событиям времена $P_{410S} - 42.9$ с., $P_{660S} - 66.8$ с. В диссертации эти времена характеризуются значениями $P_{410S} - 42.8$ с., $P_{660S} - 66.8$ с (для “Обнинска” по 152

событиям) и $P_{410S} - 42.9$ с., $P_{660S} - 66.8$ с (для “Михнево” по 150 событиям). Тем самым, по в 5 раз большему количеству данных на 0.5 секунды уточнено время прихода волны 410 км. границы. В данном случае, это является существенным результатом т.к. по уточненным данным невязка времен прихода P_{660S} и P_{410S} составляет 23.9 секунды, что означает стандартные характеристики зоны фазовых переходов согласно модели IASP91. Основываясь на полученных данных, невязки времен прихода обменных волн от обеих границ определяются отрицательными $\approx -1,2$ секунды (стандартные времена согласно модели IASP91 составляют - $P_{410S} - 44.0$ с., $P_{660S} - 67.9$ с для параметра луча – 6.4). Отсюда, делая предположение о соответствии скоростных характеристик разреза в диапазоне глубин 300-410 модели IASP91, делается вывод о средних повышенных скоростях в верхней мантии. Как уже отмечалось в параграфе 3.4, по результатам численного моделирования, для наблюдаемых значений времен прихода обменных волн от опорных границ, средние скорости V_s в верхней части верхней мантии определены повышенными на величину порядка 3%.

Следует заметить, что такие оценки проводились по комплексу геофизических данных с использованием мировой сети (рисунок 5.3) [Artemieva, 2009]. Видно, что для центральной части ВЕП на всех срезах глубин отмечена повышенная скорость поперечных волн (порядка 6-7% от модели IASP91). Более высокие оценки повышения скорости могут быть связаны как с отсутствием детальных сведений о регионе, так и с другими способами определения скоростей (на основе сейсмотомографии и данных о тепловом потоке).

Качественные определения средних скоростей верхней мантии методом функций приемника проводились в тектонически различных регионах Земли. Выявлено что для древних платформ и щитов скорости в мантии повышены.

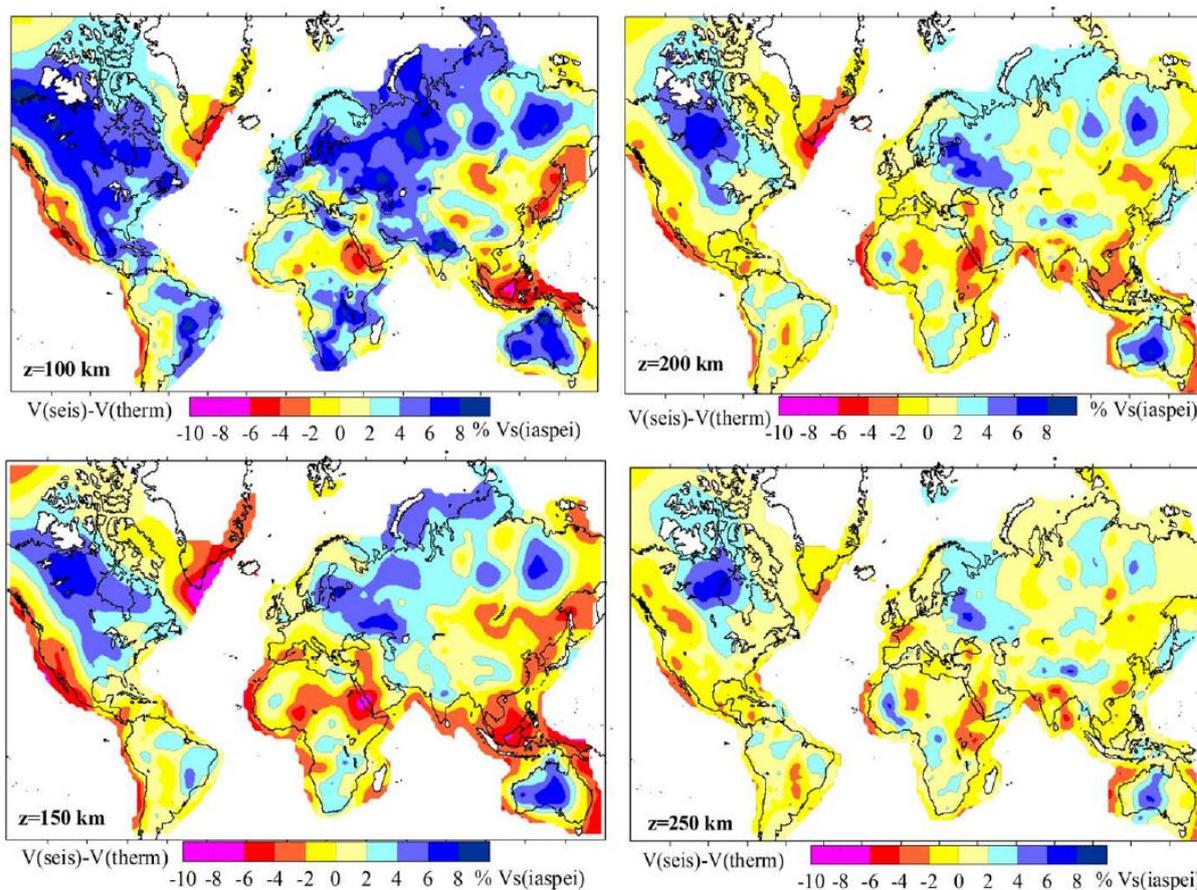


Рисунок 5.3 Вариации средних скоростей поперечных волн с глубины 100 км [Artemieva, 2009] на основе томографической модели по поверхностным волнам [Sapiro, Ritzwoller, 2002] и вариаций скоростей, вызванных тепловым потоком

С учетом того что на временных станциях “Воскресенск” и “Шатура” времена прихода волн P_{660s} полностью совпадают с зарегистрированными на постоянных станциях, а отсутствие выделенной обменной волны от границы 410 км можно объяснить мощным осадочным чехлом (см. параграф 2.7) будем считать, что произведенные оценки справедливы и для них.

Пространственная локализация участка, для которого справедливы приведенные выводы, может быть выполнена с помощью расчета, так называемых, точек обмена. Обменные волны, на основании времен прихода которых произведены оценки, несут в себе информацию о границе, на которой произошел обмен (410 и 660 км). Для каждого использованного события, зная параметр луча и азимут, можно вычислить координаты точки обмена для любой заданной глубины. В данном случае, с учетом стандартной мощности и скоростей объемных волн зоны фазовых переходов, отнесем эту оценку середине слоя – 535 км. Тем самым, вывод

о повышенных скоростях в верхней мантии можно отнести к региону, указанному на рисунке 5.4.

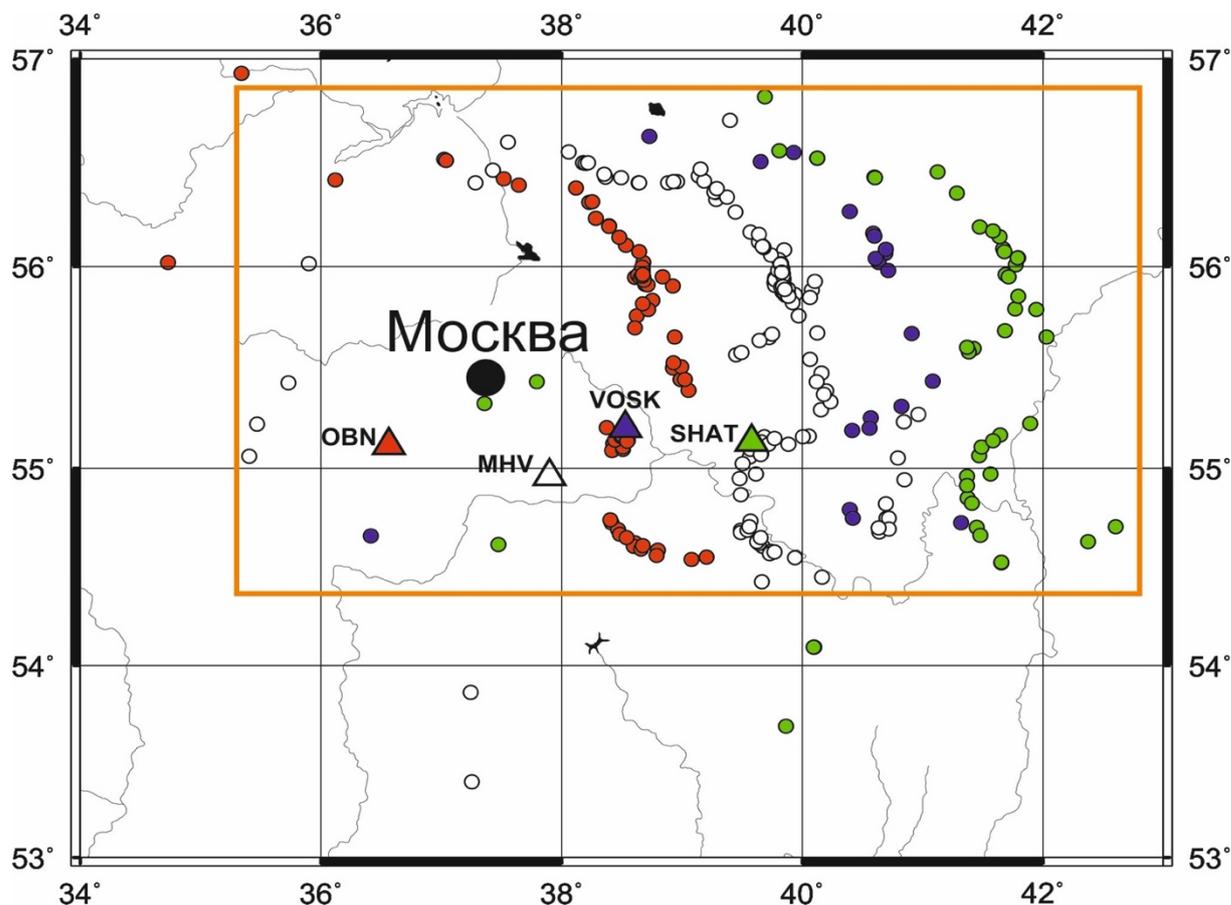


Рисунок 5.4 Карта точек обмена, отнесенных к глубине 535 км. Для каждой из станций точки обмена рассчитывались отдельно и выделены цветом. Красным показаны точки обмена событий, зарегистрированные станцией “Обнинск”; без цвета – “Михнево”; синие – “Воскресенск”; зеленые – “Шатура”. Оранжевый прямоугольник обозначает территорию, для которой справедлив вывод о повышенных скоростях в верхней мантии.

5.2 Обсуждение результатов оценок азимутальной упругой анизотропии, определенных по данным станций “Обнинск” и “Михнево”

В Главе 4 подробно обсуждаются методы определения упругой мантийной анизотропии и полученные результаты. Важно подчеркнуть, что в работе не оцениваются анизотропные параметры всей Восточно-Европейской платформы,

представляющей собой сложный конструктор разновозрастных геотектонических структур [Bogdanova et. al., 2008], фокусируясь только на коллизионной зоне тройного сочленения мегаблоков центральной ее части. При этом, параметры оценивались только для двух станций - "Обнинск" и "Михнево". Для вновь установленных станций "Воскресенск" и "Шатура" получение подобных оценок на данный момент практически невозможно ввиду недостаточно представительных для рядов данных для SKS/SKKS анализа.

Для станции "Обнинск" аналогичные работы проводились в прошлом веке в работах [Silver et. al, 1991; Vinnik et. al, 1992; Helffrich et. al, 1994]. В работе [Silver et. al., 1991] для станции OBN по неуказанному набору событий были получены значения $\delta t = 0.5$ с., $\alpha = 5^\circ$. Впоследствии авторы продолжили работу, и в статье [Helffrich et. al., 1994] по 12 событиям (рисунок 4.10) были получены значения $\delta t = 0.68$ с., $\alpha = -19^\circ$ (с учетом 180° периодичности, $-19^\circ = 161^\circ$). В работе [Vinnik et. al., 1992] для станции OBN по 6 исследованным событиям (рисунок 5.5) были получены значения $\delta t = 0.5$ с., $\alpha = 160^\circ$. Важно заметить, что в первых работах [Helffrich et. al., 1994] азимуты использованных событий сосредоточены в восточном направлении (9 событий из 12), а в работе [Vinnik et. al., 1992] использовано меньшее (6 трасс) количество событий, но распределенных более равномерно по азимутальным направлениям. Как видно, обеими исследовательскими группами были получены несколько различные, однако всегда субмеридианальные направления оси симметрии. Важно также заметить, что в относительно современной работе [Ваганова Н.В., 2012] приводится субширотное направление азимута оси симметрии. Однако, работа сфокусирована на исследованиях северных регионов ВЕП и не дает представления ни о количестве, ни о качестве использованного экспериментального материала для станции OBN.

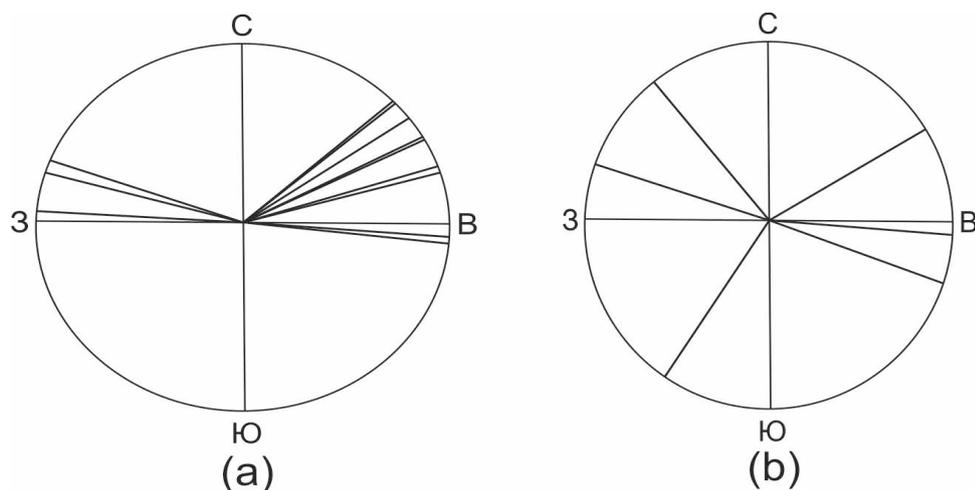


Рисунок 5.5 (а) Азимутальная схема событий, использованных в работах [Helffrichet. al., 1994], (б) азимутальная схема, использованная в работе [Vinniket. al., 1992]

В диссертации, в качестве окончательного решения для станции "Обнинск", предлагаются значения направления главной оси симметрии $\alpha \approx 90^0$ (субширотное направление) и запаздывания $\delta t \approx 0.4$ с. Однако, вновь полученные результаты не вступают в противоречие с уже известными т.к. в рамках работы для событий с азимутами с восточного направления (рис. 4.6), был получен второй глубокий локальный экстремум, соответствующий $\alpha \approx 160^0$ и $\delta t \approx 0.5 - 1$ секунда. По всей видимости, несмотря на то что теоретически направление анизотропии, полученное по данной методике, не зависит от азимута использованного события, а зависит только от симметрических свойств среды, допущенные при моделировании упрощения (например, падение SKS/SKKS волны принято нормальным) делают необходимым накопление существенного числа событий с разных азимутов.

В качестве основного направления оси симметрии для коллизионной зоны центральной части Восточно-Европейской платформы выбрано субширотное направление ($\alpha \approx 90^0$). Выбор обусловлен тем, что для любой выборки событий для обеих станций "Обнинск" и "Михнево" присутствует экстремум, соответствующий этому направлению оси симметрии.

К сожалению, примененный в данном исследовании подход к изучению симметрических свойств среды не позволяет установить или оценить глубину

залегания анизотропного слоя. Однако, существует возможность грубой оценки его мощности [Vinnik et. al., 1992]. Запаздывание квазипоперечных волн связано с их скоростями распространения как

$$\frac{\delta t}{t} = \frac{\delta V}{V}$$

где δt - запаздывание "медленной" квазипоперечной волны относительно "быстрой", t - среднее время пробега SKS волны в анизотропном слое, δV - невязка скоростей квазипоперечных волн, V - средняя скорость распространения SKS волн.

Имея ввиду практически вертикальное распространение SKS волн в среде и их кажущуюся скорость порядка 15-20 км/с, принимая содержание анизотропного оливина в верхней мантии величиной порядка 30%, параметр $\frac{\delta V}{V}$ можно оценить как 0.02 [Vinnik et. al., 1992]. Таким образом, подставляя полученные времена запаздывания δt для станций "Обнинск" и "Михнево" ($\delta t \approx 0.3, 0.4$ с.), получаем оценку мощности анизотропного слоя 75 - 100 км. Следует еще раз подчеркнуть, что эта очень грубая оценка, которая дает представление лишь о порядке мощности анизотропного слоя.

Причины, вызывающие ориентацию больших объемов мантийного вещества сложны и до конца не изучены. Наиболее распространённым в литературе [Vinnik et. al., 1995; Savage, 1999] процессом, вызывающим ориентацию мантийных ксенолитов, является астеносферный поток (или иной поток подплавленного мантийного вещества). При этом разделяют современные геодинамические процессы и, так называемую, "вмороженную" анизотропию. Последний тип связывают с подкорковой литосферой, сохраняющей ориентацию вещества с последнего времени тектонической активности.

Говоря о современных геодинамических процессах региона исследований, стоит отметить, что мы рассматриваем центр древней платформы, с практически отсутствующей сейсмичностью. С другой стороны, данные GPS, геотектонического и палеомагнитного моделирования свидетельствуют о направлении движения Евразийской плиты в восточном направлении (рисунок 5.6) [В.Хаин, М.Ломидзе 1995], что совпадает с полученным в работе направлением оси симметрии мантийного вещества. Основными причинами, вызывающими

движение литосферных плит, являются: 1) конвективные процессы в верхней мантии; 2) спрединг в рифтовых областях; 3) процессы в зонах субдукции [В.Хаин, М.Ломидзе 1995]. В общем случае, эти процессы оказывают совместный эффект и определить вклад каждого из них в движение конкретной плиты представляется чрезвычайно сложной задачей. Однако, все они связаны с направленным переносом мантийного вещества (его потоком) и, по всей видимости, должны находить свое отражение в анизотропных свойствах верхней мантии.

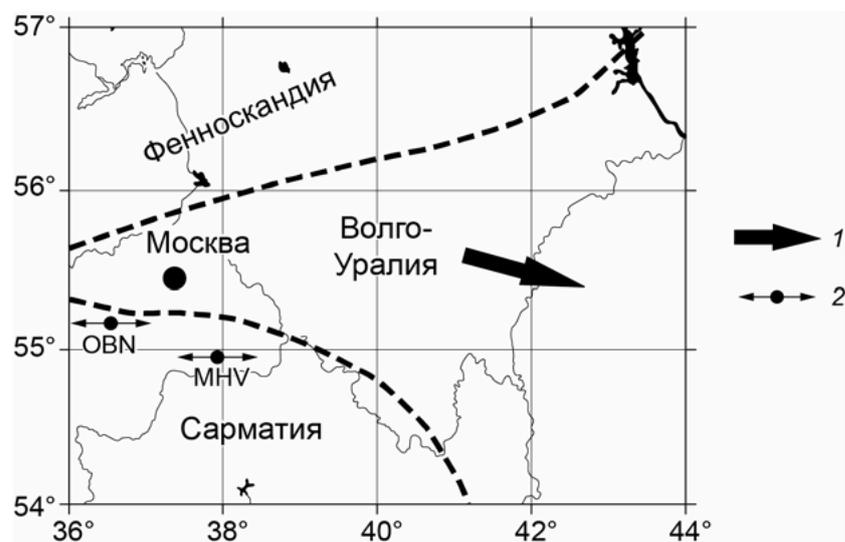


Рисунок 5.6 Тектоническая схема центральной части Восточно-Европейской плиты (по [Bogdanova et. al., 2016]) с указанием местоположения станций OBN и МНУ и направлений оси анизотропии. 1 – направление движения Восточно-Европейской плиты по [Хаин, Ломидзе, 1995]; 2 – местоположение станций, стрелки – направление оси анизотропии (главное направление оси симметрии мантийного вещества)

Второй локальный экстремум, отвечающий направлению оси симметрии $\alpha \approx 160^\circ$ может быть объяснен наличием “вмороженного” анизотропного слоя подкоровой мантии. Тем более что по результатам единственного исследования анизотропных свойств под станцией “Обнинск”, проведенных на базе Pn волн (т.е. фокусируясь на подкоровой части разреза) азимут оси симметрии определен порядка 190° [Бугаевский, 1988; Краснова, Чесноков, 1986]. Такое значение, с учетом точности измерения, практически совпадает с результатами, полученными в настоящей работе.

Эти выводы подтверждаются и результатами скоростного моделирования, проведенного для станций “Обнинск” и “Михнево”. В моделях (рисунки 3.11 и 3.15) граница кора – мантия представляется достаточно мощным переходным слоем. Причем, для станции “Обнинск” этот слой характеризуется резким повышением скоростей V_s от 4.04 до 4.77 км/с и является ярко выраженной особенностью. Для обеих станций определены слои пониженных скоростей в верхней мантии мощностями порядка 70 км для станции “Обнинск” и порядка 50 км для станции “Михнево”, на согласованных глубинах залегания. Пониженные скорости могут свидетельствовать о ослабленной зоне, в которой и может происходить пластичная ориентация мантийных пород (в частности, оливина).

Для получения более определенного ответа и уточнения интерпретации уже полученных данных необходимо проведение аналогичных исследований для других станций в близлежащих районах. Для этого необходима установка дополнительных широкополосных датчиков и время (не менее пяти лет), для накопления необходимого числа кондиционных фаз SKS/SKKS.

Выводы к главе 5.

1. При моделировании глубинного строения коллизионной зоны тройного сочленения мегаблоков центральной части ВЕП для станций “Обнинск”, “Михнево” и “Воскресенск” выявлено подобие полученных разрезов и глубин залегания основных сейсмических границ. Модель, построенная для станции “Шатура”, существенно отличается от них. В модели не выявляется слой пониженных скоростей в мантии. Кроме того, глубина залегания зоны Мохо и скоростные характеристики всего разреза разнятся.
2. Отличие моделей может быть вызвано тем, что станция “Шатура” расположена на границе коллизионной зоны и существенная часть точек обмена, в которых сформировались обменные волны, лежат в мегаблоке – Волго-Урاليا. Тем самым полученный разрез испытывает сильное влияние структуры этого мегаблока.

3. Повышенные скорости в верхней мантии уверенно характеризуют участок 8.5° – 2.5° . Его составляет практически все коллизионная зона и часть континента Волго-Уралия.

4. Определенные в Главе 4 анизотропные параметры находят свое подтверждение в скоростных моделях, построенных для станций “Обнинск” и “Михнево”. По результатам сопоставления всех имеющихся данных сделан вывод о наличии двуслойной анизотропии, с первым (подкоровым слоем), характеризующимся $\alpha \approx 160^{\circ}$ и $\delta t \approx 0.3-0.4$; и вторым (мантийным) слоем с $\alpha = 90$ и $\delta t = 0.3$ с.

Заключение

Основные результаты выполненной работы могут быть сформулированы следующим образом:

1. Впервые определено глубинное скоростное строение коллизийной зоны тройного сочленения мегаблоков центральной части ВЕП.
2. Совместное моделирование продольных и поперечных функций приемника, а также невязок времен пробега обменных волн зоны фазовых переходов по данным станций “Обнинск” и “Михнево” позволило впервые получить одномерные скоростные модели коллизийной зоны тройного сочленения мегаблоков до глубины 300 км.
3. По данным временных станций “Шатура” и “Воскресенск” было проведено моделирование продольных функций приемника, а также невязок времен пробега обменных волн зоны фазовых переходов до глубины 250 км.
4. По данным анализа индивидуальных продольных функций приемника основные параметры зоны фазовых переходов оцениваются как стандартные относительно модели IASP91. В исследуемом регионе по данным как продольных, так и поперечных функций приемника скорости V_s в верхней мантии оцениваются как пониженные, в среднем, на 3%.
5. По всем полученным моделям определены глубины основных сейсмических границ. Граница раздела верхняя/нижняя кора, для данного региона, определена на глубине порядка 18 км. Раздел кора/мантия определён не единой границей, а зоной Мохо. Для станций “Обнинск”, “Михнево” и “Воскресенск” ее кровля и подошва залегают на глубинах 39-40 – 53-56 км. Для станции “Шатура” кровля и подошва зоны Мохо определены как 35 – 47 км.
6. В разрезах, построенных для станций “Обнинск”, “Михнево” и “Воскресенск” в верхней мантии выделяется слой слабого понижения скорости (1-2%) на глубинах 70-140 км. Данный слой не прослеживается в модели, полученной для станции “Шатура”.
7. Скоростные характеристики разреза, построенного для станции “Шатура”, существенно отличаются от остальных полученных моделей. Вероятно, это связано

с тем, что станция установлена на границе раздела коллизионная зона – мегаблок Волго-Уралья и полученная модель может испытывать влияние структуры мегаблока.

8. Определенные в работе анизотропные параметры находят свое подтверждение в скоростных моделях, построенных для станций “Обнинск” и “Михнево”. По результатам сопоставления всех имеющихся данных сделан вывод о наличии двуслойной анизотропии, с первым (подкоровым слоем), характеризующимся $\alpha \approx 160^\circ$ и $\delta t \approx 0.3-0.4$; и вторым (мантийным) слоем с $\alpha = 90$ и $\delta t = 0.3$ с.

Полученные результаты определяют направления будущих исследований, а именно:

- Продолжение регистрации на временных станциях “Воскресенск” и “Шатура” установленных станций с целью накопления более представительного ряда данных, особенно в контексте получения кондиционной поперечной функции приемника;
- Установка новых широкополосных сейсмических станций на предполагаемых границах коллизионной зоны и непосредственно на территории микроконтинентов Волго-Уралья, Сарматия и Феноскандия.

Список литературы

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: теория и методы: В 2 т. М.: Мир, - 1983, - 880 с.
2. Адушкин В.В., Гоев А.Г., Косарев Г.Л., Санина И.А. Оценка параметров сейсмической азимутальной анизотропии верхней мантии центральной части Восточно-Европейской платформы по данным станций “Обнинск” и “Михнево” // Геофизические исследования. - 2019. - Т.20, - №3. - С.23-35.
3. Артюшков Е.В. Вертикальные движения земной коры на континентах как отражение глубинных процессов в коре и мантии Земли: геологические следствия // Вестник РАН. - 2012. - Т.82, - № 12. - С.1075-1091.
4. Артюшков Е.В., Чехович П.А. Мощность литосферы под докембрийскими кратонами и механизмы их новейших поднятий // ДАН. - 2016. - Т. 466, - № 2. - С. 188-192.
5. Атлас «Опорные геолого-геофизические профили России». Глубинные сейсмические разрезы по профилям ГСЗ, отработанным в период с 1972 по 1995 год. Электронное издание. СПб.: ВСЕГЕИ. - 2013. - 94 с.
6. Бубнов В.П., Алексанова Е.Д., Сулейманов А.К. Результаты региональных и магнитотеллурических исследований на Восточно-Европейской платформе в 2003 г. // Записки Горного института. С.-Пб.: - 2005. - Т. 162. - С.26-31.
7. Бугаевский А.Г. Природа азимутальной сейсмической анизотропии. М.: Институт Физики Земли АН СССР, - 1988. - 157 с.
8. Бурмаков Ю.А., Винник Л.П., Косарев Г.Л. и др. Структура и динамика литосферы по сейсмическим данным. М.: Наука, - 1988. - 221с.
9. Ваганова Н.В. Измерение параметров азимутальной сейсмической анизотропии Восточно-Европейской платформы по наблюдениям обменных SKS-волн. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Седьмой Международной сейсмологической школы. Обнинск: ГС РАН, - 2012. - С. 74 – 78.

10. Винник Л.П., Алешин И.М., Кабан М.К., Киселев С.Г., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Райгбер К. Кора и мантия Тянь-Шаня по данным томографии приемных функций. // Физика Земли. - 2006. - №8. - С. 14-26.
11. Винник Л.П., Орешин С.И., Цыдыпова Л.Р., Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Тубанов Ц.А. Кора и мантия Байкальской рифтовой зоны по данным приемных функций продольных и поперечных волн // Геодинамика и тектонофизика. - 2017. - Т. 8, - № 4. - С. 695-709.
12. Винник Л.П., Косарев Г.Л. Определение параметров коры по наблюдениям телесеismicических объемных волн // Докл. АН СССР. - 1981. - Т. 261, - №5. - С. 1091–1095.
13. Винник Л.П., Косарев Г.Л., Макеева Л.И. Анизотропия литосферы по наблюдениям волн SKS и SKKS // Докл. АН СССР. - 1984. - Т.278, - № 6. - С.1335-1339.
14. Винник Л.П., Эрдуран М., Орешин С.И., Косарев Г.Л., Кутлу Ю.А, Чакир О., Киселев С.Г. Совместное обращение Р- и S- приемных функций и дисперсионных кривых волн Рэлея: результаты для центрального Анатолийского плато // Физика Земли. - 2014. - №4. - С.1-11.
15. Волярович М.П., Баяк Е.И. и др. Физико-механические свойства горных пород и материалов при высоких давлениях и температурах. М.: Наука. - 1974. – 115 с.
16. Гарецкий Р.Г., Каратаев Г.И. Шовные зоны Фенноскандии, Сарматии и Волго-Уралии. Минск: Беларуская наука. - 2014. - 120 с.
17. Гарецкий Р.Г., Леонов М.Г. «Структура омота» - новая категория зон взаимодействия литосферных плито-потоков // ДАН. - 2018. - Т. 478, - № 5. - С.546-550.
18. Геотраверс «ГРАНИТ» Восточно_Европейская платформа – Урал – Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого-геофизических исследований) / Под ред. С.Н. Кашубина. Екатеринбург: ГУПР МПР России по Свердловской области, ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция». - 2002. - 312 с.

19. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: в 2 томах. М.: ГЕОКАРТ: ГЕОС. - 2010. - Т. 1. - 408 с., - Т. 2. - 400 с.
20. Гоев А.Г., Косарев Г.Л., Ризниченко О.Ю., Санина И.А. Скоростная модель западной части Волго-Уралии методом функции приемника // Физика Земли. - 2018. - № 6. - С.154-169.
21. Гоев А.Г., Косарев Г.Л., Санина И.А., Ризниченко О.Ю. Об устойчивости моделирования скоростного разреза методом функции приемника // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. [Электронный ресурс]: Труды Седьмой научно-технической конференции. - 2019. - С.422-426. ISBN 978-5-903258-40-6.
22. Дубянский А.И. Глубинные сейсмические исследования на территории ВКМ // Литосфера Воронежского кристаллического массива по геофизическим и петрофизическим данным. Воронеж: Научная книга. - 2012. - С. 196-206.
23. Егоркин А.В. Геологическая информативность многоволнового ГСЗ на примере изучения Европейской части России//Региональная геология и металлогения. - 2000. - № 10. - С. 85-93.
24. Ежова И.Т., Трегуб А.И. Сопоставление глубинных неоднородностей литосферы с неотектоническими структурами восточной части Воронежского кристаллического массива // Труды всероссийской научной конференции «Актуальные проблемы динамической геологии при исследовании платформенных областей». М.: - 2016. - С. 33-38.
25. Золотов Е.Е., Ракитов В.А. Строение коры и мантии Пачелмского авлакогена // Региональная геология и металлогения. - 2000. - №10. - С.94-98.
26. Исанина Э.В., Крупнова Н.А., Шаров Н.В. Сейсмологические исследования МОВЗ на юге Карелии // Глубинное строение и сейсмичность Карельского региона и его обрамления / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН. - 2004. - С.60-76.
27. Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С. Скоростное строение верхней мантии Восточно-Европейской платформы по данным сейсмического шума // Физика Земли. - 2010. - № 10. - С. 38-47.

28. Косарев Г. Л., Макеева Л.И., Саваренский Е.Ф., Чесноков Е.М., Влияние анизотропии под сейсмостанцией на объемные волны // Изв. АН СССР, Физика Земли. - 1979. - № 2. - С.26-37.
29. Косминская И.П. Метод глубинного сейсмического зондирования земной коры и верхов мантии. М.: Наука.- 1968. - 226 с.
30. Костюченко С.Л., Маухин А.В., Кадурын И.Н., Ракитов В.А., Чернышев Ю.Г. К 50-летию юбилею деятельности Центра ГЕОН//Разведка и охрана недр. - 2018. - № 2. - С 28-37.
31. Костюченко С.Л., Солодилов Л.Н. и др. Отчет «Составление структурно-геодинамической карты территории Восточно-Европейской платформы для целей минерагенического прогноза». М.: Центр ГЕОН, - 2001., - 136 с.
32. Краснова М.А., Чесноков Е.М. Экспериментальное исследование сейсмической анизотропии литосферы Земли в СССР и за рубежом. М.: - 1986. - 36 с.
33. Левшин А.Л. Поверхностные и каналовые сейсмические волны // М.: Ин-т физики Земли АН СССР. Наука, - 1973. - 176 с.
34. Линькова Т.М. и др. Результаты работ с аппаратурой Земля по профилю Калуга – Наро-Фоминск // Разведочная геофизика. Вып. 97. М.: Недра. - 1984. - С. 25-31.
35. Макеев В.М., Макарова Н.В., Суханова Т.В. Новейшие глубинные деформации земной коры Восточно-Европейской платформы // Проблемы тектоники и геодинамики земной коры. Материалы I тектонического совещания. М.: ГЕОС. - 2018. - Т.1. - С. 405- 409.
36. Минц М.В. Модели земной коры и верхней мантии: по результатам глубинного сейсмопрофилирования // Глубинное строение и эволюция раннедокембрийской коры Восточно-Европейского кратона: данные по профилям 1-ЕВ, 4В, ТАТСЕЙС, ЭГГИ, FIRE-1, FIRE-4, ERSV-2003-2005. С.-Пб.: - 2007. - С. 106-109.
37. Минц М.В., Сулейманов А.К., Бабаянц П.С., Белоусова Е.А., Блох Ю.И., Богина М.М., Буш В.А., Докукина К.А., Заможняя Н.Г., Злобин В.Л., Каулина Т.В., Конилов А.Н., Михайлов В.О., Натапов Л.М., Пийп В.Б., Ступак В.М., Тихоцкий

- С.А., Трусов А.А., Филиппова И.Б., Шур Д.Ю. Глубинное строение, эволюция и полезные ископаемые раннедокембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы: Интерпретация материалов по опорному профилю 1-ЕВ, профилям 4В и ТАТСЕЙС: В 2 т. + 1 папка-комплект цветных приложений. М.: Геокарт; ГЕОС, - 2010. - Т. 1, - 408 с., - Т. 2, 400 с.; папка содержит 9 приложений на 29 листах.
38. Минц М.В., Филиппова И.Б., Сулейманов А.К. и др. Объемная модель глубинного строения Рязано-Саратовского и Восточно-Воронежского коллизионных орогенов (восточная часть Воронежского кристаллического массива, Восточно-Европейская платформа): профиль 1-ЕВ, 2450-3500 км // Модели земной коры и верхней мантии: по результатам глубинного сейсмопрофилирования. С-Пб.: ВСЕГЕИ. - 2007. - С.120-125.
39. Мордвинова В.В., Винник Л.П., Косарев Г.Л., Орешин С.И., Треусов А.В. Телесеismicкая томография литосферы Байкальского рифта // Доклады Академии Наук. - 2000. - Т. 372, - №2. - С.248-252.
40. Нолет Г., Чепмен К. и др. Сейсмическая томография. С приложениями в глобальной сейсмологии и разведочной геофизике: Пер. с англ. / Под ред. Г. Нолета. М.: Мир, - 1990. - 416 с.
41. Павленкова Н.И., Павленкова Г.А. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами // Серия аналитических обзоров «Очерки по региональной геологии России». Вып. 10. М.: ГЕОКАРТ, ГЕОС. - 2014. - 192 с.
42. Пейве А.В. Избранные труды: Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука, - 1990. - 352 с.
43. Пушаровский Ю.М. О трех парадигмах в геологии // Геотектоника. № 1. - 1995. - С. 4-11.
44. Рогожин Е.А. и др. Отчет «Систематизация геолого-геофизической информации для создания унифицированных паспортов районов размещения цифровых сейсмических станций IRIS». М.: Центральная опытно-методическая экспедиция Геофизической службы РАН, - 1997. – 56 с.

45. Рыжкова В.М., Соловьев В.В. Карта рельефа подошвы литосферы СССР и сопредельных территорий (по глубинам заложения структур центрального типа). Масштаб 1: 1 000 000. - 1986. Л.: ВСЕГЕИ. МинГео. - 1990.
46. Санина И.А., Королёв С.А., Косарев Г.Л., Ризниченко О.Ю. Строение литосферы в зоне сочленения мегаблоков Восточно-Европейской платформы по данным функции приемника // ДАН. - 2014. - Т.456, - № 3. - С.338–341.
47. Сулейманов А.К., Берзин Р.Г., Заможная Н.Г., Липилин А.В. Результаты комплексных глубинных геолого-геофизических исследований Восточно-Европейского кратона: (опорный геофизический профиль 1-ЕВ) // Модели земной коры и верхней мантии: по результатам глубинного сейсмопрофилирования. С-Пб.: ВСЕГЕИ. - 2007. - С. 215-223.
48. Трофимов В.А. Глубинные сейсмические исследования МОВ-ОГТ на геотраверсе ТАТСЕЙС-2003, пересекающем Волго-Уральскую нефтегазоносную провинцию // Геотектоника. - 2006. - № 4. - С. 3-20.
49. Федьинский В.В. Глубинное сейсмическое зондирование // Материалы второго Всесоюзного совещания по изучению коры и верхней мантии Земли методами сейсмологии взрывов. Алма-Ата. Изд. АН КазССР. - 1973. - С.7-8
50. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. Учебник. Для студентов геологических специальностей вузов. М: Изд-во МГУ, - 1995. - 480 с.
51. Цветкова Т.А., Шумлянская Л.А., Бугаенко И.В., Заец Л.Н. Сейсмотомография Восточно-Европейской платформы: трехмерная Р-скоростная модель мантии под Фенноскандией. Ч. I. // Геофизический журнал. - Т. 31, - № 1. 2009. - С. 53-72.
52. Чесноков Е.М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли. М.: Наука. - 1977. - 144с.
53. Юдахин Ф.Н., Щукин Ю.К., Макаров В.И. Глубинное строение и современные геодинамические процессы в литосфере Восточно-Европейской платформы. Екатеринбург: УрО РАН. - 2003. - 300 с.
54. Юров Ю.Г. Региональное сечение через Русскую платформу (профиль Купянск-Кинешма)/В кн. «Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР». М.: Наука. - 1980. - С.50-60.

55. Яновская Т.Б. Поверхностно-волновая томография в сейсмических исследованиях. С-Пб.: Наука, - 2015. - 167 с.
56. Anderson, D. L. Elastic wave propagation in layered anisotropic media // *J. Geophys Res.* - Vol. 66. - 1961. - P. 2953-2963.
57. Artemieva I.M. The continental lithosphere: Reconciling thermal, seismic, and petrologic data // *Lithos.* - Vol. 109. - 2009. - P. 23-46.
58. Artemieva I.M., Thybo H., Kaban K. Deep Europe today: Geophysical synthesis of the upper mantle structure and lithospheric processes over 3.5 Ga. Chapter 1.4 // Special Volume "European Lithosphere Dynamics" /Eds.: D. Gee and R. Stephenson. *Geol. Soc. London Mem.* - 2006. - V.32. - P.1-61.
59. Babuska V. P-wave velocity anisotropy in crystalline rock// *Geophys. J.R. Astr. Soc.* – V. 76. - 1984. -P.113-119.
60. Babuska V., Cara M. Seismic anisotropy in the Earth// *Prague.* - 1991. - P. 217.
61. Bath M., Stefannson R. S-P conversion at base of the crust // *Ann. Geophys.* - 1966. - P.199-130.
62. Bock G. Multiples as precursors to S, SKS and ScS // *Geophys. J. Int.* – 119. - 1994. - P. 421-427.
63. Bock G., Kind R. A global study of S-to-P and P-to-S conversion from the upper mantle transition zone // *Geophys. J. Int.* - 107. - P. 117-129.
64. Bogdanova S. V., Bingen B., Gorbatshev R., Kheraskova T. N., Kozlov V. I., Puchkov V. N., Volozh Y. A. [The East European Craton (Baltica) before and during the assembly of Rodinia]. In *Precambrian Research*, - V. 160(1-2). - 2008. - P. 23-45.
65. Bogdanova S.V., Gorbatshev R., Garetsky R.G. Europe/EastEuropeanCraton. Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier. - 2016. - P. 1-18.
66. Bogdanova S.V., Pashkevich I.K., Gorbatshev R. and Orlyuk M. Riphean rifting and major Palaeoproterozoic boundaries in the East European Craton: geology and geophysics.// *Tectonophysics.* – V. 268. - 1996. - P. 1-22.
67. Birch F. The velocity of compressional waves in rocks in 10 kilobars, part 2.// *J. Geophys. Res.* - 1961, - V. 66. - P. 2199-2224.

68. Burdick L.J., Langston C.J. Modeling crustal structure through the use of converted phases in teleseismic body-wave forms // Bull. Seism. Soc. Am. - 1977. - V. 67(3). - P. 677-691.
69. Christoffel E. B. Uber die Fortpflanzung von Stossen durch elastische feste Korper // Ann. Mater. 8. - 1877. - P. 193-243
70. Dziewonski A.M., Chou T. A., Woodhouse J.H. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity// J. Geophys. Res. – 1981. – V. 86. - P. 2825-2852.
71. Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M. The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes// Phys. Earth Planet. Int. - 2012 - V. 200-201. - P. 1-9.
72. Estey L. H., Douglas, B. J. Upper-mantle anisotropy: a preliminary model// J. Geophys. Res. - 1996. - V. 91. - P. 11393-11406.
73. Faber S., Muller G. Sp phases from the transition zone between the upper and the lower mantle // Bull. Seism. Soc. Am. – 1980. – Vol. 70. - P. 487-508.
74. Faber S., Muller G. Converted phases from the mantle transition zone observed at European stations // J.Geophys. Res. – 1984. – Vol. 54. - P. 183-194.
75. Farra V., Vinnik L. Upper mantle stratification by P and S receiver functions. // Geophys. J. Int. – 2000. - V. 141. - P. 699-712.
76. Forsyth D. W. The early structural evolution and anisotropy of the oceanic upper mantle// Geophys J. R. Astron. Soc. – 1975. - V. 43. - P. 103-162.
77. **Goev A.**, Gorbunova E., Ivanchenko G., Kosarev G., Sanina I. Features of the structure of collision zones of the central part of the East European Craton // 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM 2019. - P.187-194. ISBN 978-619-7408-76-8 / ISSN 1314-2704, DOI: 10.5593/sgem2019/1.1
78. Haskell N. A. The dispersion of surface waves in multilayered media// Bull. Seismol. Soc. Am. – 1953. – Vol. 43. - P. 17-34.
79. Haskell N.A. Crustal reflection of plane P and SV waves // Jornal of Geophysical Research. - 1962. - Vol. 67. - № 12. - P. 4751 – 4767.
80. Helffrich G., Silver P.G., Given H. Shear wave splitting variation over short spatial scales on continents // Geophys. J. Int. – 1994. – Vol. 119. - P. 561-573.

81. Hess H. Seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans. // *Nature*. 1964, vol. 203 № 4945. P. 629-631.
82. Ivanchenko G.N., Gorbunova E.M., Kosarev G.L., Riznichenko O.Yu, **Goev A.G.** Lithospheric architecture of European craton // 18th International Multidisciplinary Scientific GeoConference SGEM - 2018. - P.205-212. ISBN 978-619-7408-35-5 / ISSN 1314-2704 DOI: 10.5593/sgem2018/1.1.
83. Kelvin Lord (W. Thomson). *Baltimore Lectures* // Cambridge Univ. Press, New York. - 1904. PP. 84
84. Kennet B.L.N. *Seismological tables: ak135*. Research School of Earth Sciences the Australian National University - 2005.
85. Kennett B. L. N., Engdahl, E. R. Traveltimes for global earthquake location and phase identification // *Geophys. J. Int.* – 1991 – V. 105. - P. 429-465.
86. Kind R., Kosarev G.L. and Petersen N.V. Receiver function at the station of the German Regional Seismic Network (GRSN). // *Geophys. J. Int.* – 1995. - Vol. 121. - P. 191-202.
87. Kosarev G., Oreshin S., Vinnik L., Kiselev S., Dattatrayam R., Suresh G., Baidya P. Heterogeneous lithosphere and the underlying mantle of the Indian subcontinent.// *Tectonophysics.* – 2013. – Vol. 592. - P. 175–186.
88. Kosarev G.L., Oreshin S.I., Vinnik I.P., Makeyeva L.I. Mantle transition zone beneath the central Tien Shan: Lithospheric delamination and mantle plumes // *Tectonophysics.* - 2018. - V. 723. - P. 172–177.
89. Kosarev G., Petersen N., Vinnik L. Comment on «The use of velocity spectrum for stacking receiver functions and imaging upper mantle Ediscontinuities» by H. Gurrola, J. B. Minster and T. Owens // *Geophys. J. Int.* - 1996 - V. 124. - P. 637-641.
90. Kumar P., Kind R., Yuan X., and Mechie J. USArray receiver function images of the LAB // *Seismol. Res. Lett.* - 2012. - P. 486-491.
91. Langston C. Structure under Mount Rainier, Washington, inferred from teleseismic body waves // *J. Geophys. Res.* - 1979. - V. 84(9). - P. 4749–4762.
92. Langston C. Corvallis, Oregon, crustal and upper mantle structure form teleseismic P and S waves // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 1977. – V. 67. - P. 713-724.

93. Love A. E. H. A Treatise on the Mathematical Theory of Elasticity. 4th ed., Dover, Mineola, N.Y., - 1944.
94. Meer D.G., Hinsbergen D.J., Spakman W. Atlas of the underworld: Slab remnants in the mantle, their sinking history, and a new outlook on lower mantle viscosity // *Tectonophysics*. - 2018. - V. 723. - P. 309-448.
95. Musgrave M. J. P. Propagation of elastic waves in crystals and anisotropic media // *Rep. Progr. Phys.* – 1959. – V. 22. - P.74-99.
96. Oreshin S., Kiselev S., Vinnik L, K. Prakasam Surya, Shyam S. Rai, Makeyeva L., Savvin Y. Crust and mantle beneath western Himalaya, Ladakh and western Tibet from integrated seismic data // *Earth Planet. Sci. Lett.* – 2008. V. - 271. - P. 75-87.
97. Owens T.J., Taylor S.R., Zandt G. Crustal structure at regional seismic test network stations determined from inversion of broadband teleseismic P waveforms // *Bull. Seism. Soc. Am.* – 1987. – V. 77. - P. 631-662.
98. Owens T.J., Zandt G., Taylor S.R. Seismic evidence for an ancient rift beneath the Cumberland Plateau, Tennessee: A detailed analysis of broadband teleseismic P waveforms // *J.Geophys. Res.* -1984. – Vol. 89. - P. 7783-7795.
99. Peterson J. Observation and modeling of seismic background noise // U.S. Department of Interior, Geological Survey. Open-File Report 93-322. - 1993. - 91 p.
100. Phinney R.A. Structure of the Earth crust from spectral behavior of long-period body waves // *J. Geophys. Res.* - 1964. - V. 69. - P. 2997–3017.
101. Press W.H., Teukolsky S.A., Vetterling W.T., Flannery B.P.: Numerical Recipes 3rd Edition: the Art of Scientific Computing. Cambridge University Press, New York. - 2007.
102. Raitt R.W., Shor G.G., Francis T.J.G., Morris G.B. Anisotropy of the Pacific upper mantle // *J. Geophys. Res.* – 1969. - Vol. 74. - P. 3005.
103. Ringwood A. E. Phase transformations and their bearing on the constitution and dynamics of the mantle // *Geochim. Cosmochim. Acta.* – 1991. - Vol. 55. - P. 2083-2110.
104. Ritzwoller M., Shapiro N., Barmin M., Levshin A.L. Global surface wave diffraction tomography // *J. Geophys. Res.* - 2002. - V. 107. - P.2335.
105. Sack I.S., Snoke J.A., Huseby E.S. Lithosphere thickness beneath the Baltic shield // *Tectonophysics*. – 1979. – Vol. 56. - P. 101-110.

106. Savage M.K. Seismic anisotropy and mantle deformation: What have we learned from shear wave splitting? // *Rev. Geophys.* – 1999. – Vol.37. - P. 65-106.
107. Shapiro N.M., Ritzwoller M.H. Monte-Carlo inversion for a global shear velocity model of the crust and upper mantle // *Geophysical Journal International.* – 2002. - V.151. - P. 1-18.
108. Silver P.G., Chan W.W. Shear wave splitting and subcontinental mantle deformation // *J. Geophys. Res.* – 1991. – Vol. 96. - P. 1449–1454.
109. Smith M. L., Dahlen F. A. The azimuthal dependence of Love and Rayleigh wave propagation in a slightly anisotropic medium // *J. Geophys. Res.* - 1973. – Vol. 78. - P. 3321-3333.
110. Vinnik L.P. Detection of waves converted from P to S in the mantle. // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* - 1977. - V.15. - P. 39-45.
111. Vinnik, L. P., Farra V., Romanowicz B. Azimuthal anisotropy in the Earth from observations of SKS at Geoscope and NARS broadband stations// *Bull. Seismol. Soc. Am.* - 1989. – V.79. - P. 1542-1558.
112. Vinnik, L. P., Green R. W. E., Nicolaysen L. O. Recent deformations of the deep continental root beneath southern Africa // *Nature.* – 1995. – V.375. - P. 50-52.
113. Vinnik L.P., Makeyeva L.I., Milev A., Usenko A.Yu. Global patterns of azimuthal anisotropy and deformations in the continental mantle // *Geophys. J. Int.* – 1992. - Vol.111. - P.433–447.
114. Vinnik L.P., Reigber Ch., Aleshin I.M., Kosarev G.L., Kaban M.K., Oreshin S.I., Roecker S.W. Receiver function tomography of the central Tien Shan // *Earth Planet. Sci. Lett.* - 2004. - V.225. - P. 131-146.
115. Vinnik L., Singh A., Kiselev S., Kumar M.R. Upper mantle beneath foothills of the western Himalaya: subducted lithospheric slab or a keel of the Indian shield? // *Geophys. J. Int.* - 2007. - V.171. - P. 1162–1171.