

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

*На правах рукописи*

**МЕЛЬНИК Елена Александровна**

**РАЗНОМАСШТАБНЫЕ СЕЙСМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ  
ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА,  
ЕГО ВОСТОЧНОЙ И ЮЖНОЙ ОКРАИН**

1.6.9 – Геофизика

**ДИССЕРТАЦИЯ**

на соискание ученой степени

доктора геолого-минералогических наук

Научный консультант:  
доктор геолого-минералогических наук  
Владимир Дмитриевич Суворов

НОВОСИБИРСК

2023

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|  |     |    |
|--|-----|----|
| ВВЕДЕНИЕ.....  | 4   |    |
| ГЛАВА 1. ИЗУЧЕННОСТЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ   |     |    |
| СИБИРСКОГО КРАТОНА, ЕГО ВОСТОЧНОЙ И ЮЖНОЙ ОКРАИН .....   | 17  |    |
| 1.1. Сейсмическая структура литосферы Сибирского кратона .....   | 19  |    |
| 1.2. Геолого-геофизические модели строения земной коры<br>и верхней мантии Якутской кимберлитовой провинции .....  | 24  |    |
| 1.3. Геолого-геофизические модели строения земной коры<br>и верхней мантии южной и восточной окраин Сибирского кратона .....   | 31  |    |
| ГЛАВА 2. ЛИТОСФЕРА И ПРИЗНАКИ АСТЕНОСФЕРЫ СИБИРИ ПО ДАННЫМ<br>МИРНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ ПРОФИЛЯМ РИФТ,<br>МЕТЕОРИТ И КРАТОН .....   |     | 37 |
| 2.1. Аномальные особенности изменений времен пробега<br>продольных волн в первых и последующих вступлениях.....  | 40  |    |
| 2.2. Лучевое моделирование кинематики преломленно-рефрагированных<br>и закритических отраженных волн в двумерно-неоднородной<br>скоростной модели верхней мантии с учетом сферичности Земли..... | 47  |    |
| 2.3. Латеральные неоднородности литосферы и астеносферы Сибири .....   | 65  |    |
| ГЛАВА 3. СТРУКТУРНО-СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ РАЙОНОВ<br>ЯКУТИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕТАЛЬНОЙ ПЕРЕИНТЕРПРЕТАЦИИ<br>ДАННЫХ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ .....                           |     | 77 |
| 3.1. Пространственные аномалии волнового поля в Мало-Ботуобинском<br>кимберлитовом районе .....  | 79  |    |
| 3.2. Двумерное моделирование структурно-скоростных неоднородностей<br>земной коры Мало-Ботуобинского района методом прямого лучевого<br>трассирования.....                                       | 93  |    |
| 3.3. Пространственно-неоднородная структура земной коры<br>и верхов мантии Мало-Ботуобинского кимберлитового района .....  | 107 |    |

|   |     |
|---|-----|
| 3.4. Сейсмические неоднородности земной коры Мало-Ботуобинского района и сопредельных территорий в связи с прогнозом кимберлитового магматизма.....           | 115 |
| ГЛАВА 4. СЕЙСМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ ЮЖНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ОКРАИН СИБИРСКОГО КРАТОНА (ПРОФИЛЬ 3-ДВ).....                              | 119 |
| 4.1. Аномалии волнового поля и локализация глубинных неоднородностей Алдано-Станового щита .....  | 121 |
| 4.2. Латерально-неоднородная структура земной коры и верхней мантии Алдано-Станового щита .....   | 131 |
| 4.3. Обоснование локализации глубинных структурно-скоростных неоднородностей зоны сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой области ..... | 136 |
| 4.4. Латеральные неоднородности земной коры и верхов мантии пассивной восточной окраины Сибирского кратона.....   | 155 |
| 4.5. Оценка изостатического состояния литосферы южной и восточной окраин Сибирского кратона.....  | 162 |
| ГЛАВА 5. РАЗНОМАСШТАБНАЯ ЛАТЕРАЛЬНО-НЕОДНОРОДНАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ .....  | 167 |
| 5.1. Разломно-складчатая структура верхней коры Забайкалья по сейсмическим и геотектоническим данным (профиль 1-СБ).....                                      | 169 |
| 5.2. Региональное сейсмогравитационное структурно-тектоническое районирование земной коры Забайкалья.....   | 185 |
| 5.3. Петрофизическая интерпретация сейсмоплотностной структуры земной коры Муйской впадины.....   | 191 |
| ЗАКЛЮЧЕНИЕ .....  | 207 |
| ЛИТЕРАТУРА.....   | 210 |

## ВВЕДЕНИЕ

**Объект исследования** – разномасштабная латерально-неоднородная структура земной коры и верхней мантии Сибирского кратона, его восточной и южной окраин с локализацией верхнемантийных и коровых аномалий под основными региональными структурами фундамента (Тунгусская, Присаяно-Енисейская и Вилюйская синеклизы, Якутская кимберлитовая провинция, Алдано-Становой щит, Верхояно-Колымская и Саяно-Байкальская складчатые области).

### **Актуальность**

Традиционно сейсмическая информация о глубинной структуре континентальной литосферы является определяющей для решения широкого спектра фундаментальных задач геологии, геодинамики и геофизики. Несмотря на масштабные объемы региональных сейсмических исследований, проведенных в шестидесятые-девяностые годы прошлого столетия, земная кора и верхи мантии Сибирского кратона и его окраин остаются слабо или вовсе неизученными, что определяет необходимость всестороннего изучения литосферы Сибири сейсмическими методами с получением более детальных сведений о ее структуре с применением современных вычислительных технологий обработки и интерпретации.

Необходимая для решения геодинамических задач связь между разномасштабными структурами верхней мантии и земной коры имеет в настоящее время дискуссионный характер. Новые сведения о распределении латеральных сейсмических неоднородностей в литосфере необходимы для развития геодинамических представлений о структурно-тектонической природе формирования региональных неоднородностей земной коры Сибирского кратона и его окраин, контролирующих закономерности размещения месторождений полезных ископаемых.

Невозможность широкого использования профильных и площадных данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) для прогноза локальных участков, перспективных на поиск кимберлитовых полей, была обусловлена

технологическими рамками существовавших ранее методов обработки данных, ограниченных к тому же количеством и плотностью расстановок регистрирующих станций. Учитывая, что Якутская кимберлитовая провинция до сих пор остается наиболее изученной методом ГСЗ среди других кимберлитовых провинций мира, оцифровка имеющихся данных и применение современных технологий обработки позволяет получить более обоснованные сведения о строении земной коры для обнаружения локальных признаков проявлений кимберлитового магматизма.

Несмотря на большие объемы выполненных региональных сейсмических исследований, по-прежнему остаются «белые пятна», среди которых особый структурно-тектонический интерес представляют слабоизученные сейсмическими методами восточная и южная окраины архейского Сибирского кратона. Детальные данные вдоль опорных геофизических профилей (З-ДВ, 1-СБ) обеспечивают получение обоснованных сведений о строении верхней коры (данные метода первых вступлений (МПВ) и всей ее толщи (ГСЗ)). Это обусловлено необходимостью изучения природы формирования зоны сочленения Сибирского кратона с Верхояно-Колымской складчатой областью, структуры докембрийской толщи пород Алдано-Станового щита (З-ДВ), Саяно-Байкальской складчатой области (1-СБ), коровые неоднородности которых необходимы для выявления их связей с тектоникой и сейсмичностью.

Актуальной задачей является применение комплекса разномасштабных методов активной сейсмологии, в том числе метода первых вступлений, ранее традиционного для платформенных регионов, при изучении складчатых структур верхней коры в Забайкалье, локализации магматических неоднородностей в Алдано-Становом щите и восточной пассивной окраине Сибирского кратона. Развитие вычислительных технологий решения прямых и обратных кинематических задач в двумерных постановках по данным первых вступлений и закритических отражений обеспечивает повышение пространственной разрешенности и детальность интерпретационных моделей с новыми возможностями прослеживания корней тектонических блоков, выделенных по данным приповерхностной геологии, и связанных с ними генезисом и размещением крупных магматических тел.

Таким образом, представляется актуальным решение проблемы обнаружения структурно-скоростных неоднородностей в литосфере Сибирского кратона и земной коре его окраин, связанных с глубинными корнями приповерхностных геологических структур, в качестве геофизического обоснования структурно-тектонических моделей и выявления глубинных сейсмических признаков, контролирующей закономерности размещения полезных ископаемых, в том числе и проявлений кимберлитового магматизма.

**Цель исследования** – выявить разномасштабные структурно-скоростные неоднородности земной коры и верхней мантии Сибирского кратона, его восточной и южной окраин лучевым двумерным численным моделированием кинематики опорных сейсмических волн.

### **Научные задачи**

1. Определить латеральное распределение двумерных структурно-скоростных неоднородностей в литосфере Сибирской платформы по данным сверхдлинных профильных наблюдений от мирных ядерных взрывов (Рифт, Метеорит и Кратон) с учетом сферичности Земли и их связь с региональными структурами земной коры.

2. Уточнить локализацию латеральных структурно-скоростных неоднородностей земной коры в районе эталонного Мирнинского кимберлитового поля по профильным и площадным данным глубинных сейсмических зондирований, которые в качестве поисковых признаков распространить на Мало-Ботуобинский район.

3. Выделить в земной коре по сейсмическим данным разномасштабные структурно-скоростные неоднородности в пределах Алдано-Станового щита и восточной окраины Сибирского кратона (профиль 3-ДВ) и их связь с тектоникой.

4. Выявить признаки разломно-складчатой структуры в верхней коре Забайкалья и оценить возможность структурно-тектонического районирования по сейсмическим данным метода первых вступлений (профиль 1-СБ).

## Методы исследований и фактический материал

Теоретической основой решения поставленных задач является лучевая теория распространения сейсмических волн в неоднородной изотропной среде. Основной метод исследования – численное решение прямой кинематической задачи сейсмоки в двумерной латерально-неоднородной модели среды методом прямого лучевого трассирования [Červený et al., 1977].

Численное моделирование выполнялось с использованием широко известных программ Ray84PC [Thybo, Luetgert, 1990] и SeisWide [Zelt, Smith, 1992; Zelt, 1999], позволяющих проводить обработку сейсмических записей (частотная фильтрация, выравнивание амплитуд и т.д.), выполнять корреляцию волн и построение годографов, а также рассчитывать времена пробега и лучевые траектории распространения различных типов сейсмических волн в двумерных моделях. Критерием качества и достоверности построения скоростных моделей является величина невязок между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега сейсмических волн. Достоверность сейсмических результатов определяется их разномасштабной корреляцией с результатами структурно-тектонического районирования по геологическим данным.

Фактическим материалом являются: экспериментальные данные вдоль профилей Рифт, Метеорит и Кратон от мирных ядерных взрывов, выполненные Специальной региональной геофизической экспедицией в 1977, 1978 и 1982 гг.; профильные и площадные данные ГСЗ (около 13 000 сейсмических трасс, хранившихся в аналоговой форме на магнитных носителях и оцифрованные в 2000–2005 гг.), полученные в 1982–1988 гг. коллективами организаций: Ботуобинской геологоразведочной экспедицией ПГО «Якутскгеология», Якутским институтом геологических наук СО АН СССР, Новосибирской опытно-методической вибросейсмической экспедицией СО АН СССР и Институтом геологии и геофизики СО АН СССР; данные МПВ и ГСЗ опорных региональных профилей Российской Федерации 3-ДВ и 1-СБ, выполненные в 2009–2015 гг. по заказу Министерства природных ресурсов и экологии Российской Федерации и Федерального агентства по недропользованию (Роснедра) коллективами организаций: Федеральным

государственным бюджетным учреждением Всероссийским научно-исследовательским геологическим институтом им. А.П. Карпинского (ФГБУ «ВСЕГЕИ»), Обособленным подразделением «Спецгеофизика» Федерального государственного унитарного предприятия Всероссийского научно-исследовательского института геофизических методов разведки, Федеральным государственным унитарным предприятием Сибирским научно-исследовательским институтом геологии, геофизики и минерального сырья (ФГУП «СНИИГГиМС»).

Основой решения задачи разделения изменений, связанных с влиянием вещественного состава и/или состояния вещества (трещиноватостью) с глубиной, является использование коэффициента петрофизической (химической) неоднородности [Магницкий, 1955; Буллен, 1966] по данным продольных, поперечных волн и плотности на примере Муйской впадины (профили ГСЗ Янчуй–Леприндо и Баунт–Орон) [Мишенькина, Мишенькин, 2004] и лабораторных измерений этих параметров на образцах горных пород (около 750 определений) [Баяк, Лебедев, 1988; Christensen, 1999].

### **Защищаемые научные результаты**

1. В двухслойной модели литосферы Сибирского кратона мощностью 200–250 км латеральные неоднородности верхнего слоя контролируются скоростью 8.0–8.6 км/с на Мохо при более однородном нижнем слое мощностью 0–140 км и скоростью 8.6–8.7 км/с. Подстилающая толща пород мощностью 150–200 км с относительно пониженной до 8.5 км/с скоростью характеризует астеносферу, подстилаемую кровлей переходного слоя «410 км».

2. По данным площадных сейсмических наблюдений определена приуроченность Мирнинского кимберлитового поля к прибортовой части локальной аномалии с повышенной до 6.6 км/с скоростью в толще фундамента мощностью до 6–8 км, подстилаемого протяженным поднятием верхнекоревой границы. Подобная аномалия закартирована в бассейне р. Сьюльдюкар, где в 2015 г. открыта Сьюльдюкарская кимберлитовая трубка.

3. Земная кора и верхи мантии восточной и южной окраин Сибирского кратона характеризуются контрастными латеральными аномалиями пониженной скорости



по сравнению с платформой и различиями в слоисто-блоковой структуре коры и рельефе Мохо, маркирующими Верхояно-Колымскую пассивную континентальную окраину, Алданский, Становой блоки и разделяющую их аномально неоднородную зону.

4. Приповерхностная по геологическим данным складчатая структура верхней коры Забайкалья в сейсмической модели характеризуется разнонаправленными пологонаклонными разломными зонами шириной 7–10 км, прослеженными на глубину 3–5 км, разделяющими блоки с разной структурой, скоростью и вещественным составом. Выявленная связь между геологическими и сейсмическими неоднородностями демонстрирует высокую эффективность метода первых вступлений при решении задач структурно-тектонического районирования складчатых областей.

### **Научная новизна**

1. Развита методический подход к построению априорных двумерно-неоднородных разномасштабных моделей глубинного строения литосферы на основе корреляции регистрирующихся волн, соответствующих увязанной системе прямых и встречных годографов, в зависимости от параметров системы наблюдений (интервал между источниками возбуждения, длина линии наблюдения), определяющих размер и характер распределения локализованных неоднородностей, выраженных в упорядоченных изменениях редуцированных времен пробега волн, кажущейся скорости в зависимости от расстояния источник–приемник и положения на профиле, подлежащих двумерному численному моделированию методом прямого лучевого трассирования.

2. Предложен способ непосредственного учета сферичности Земли при прямом лучевом трассировании, использованный вдоль сверхдлинных сейсмических профилей Рифт, Метеорит и Кратон с учетом разрешающей способности системы наблюдений по данным ядерных взрывов, обеспечивший обоснованное районирование неоднородностей двухслойной литосферы Сибирского кратона и Западно-Сибирской плиты с горизонтальными размерами 300 км и более.

3. Применение комплексного анализа кинематических аномалий волнового поля, выраженных в системе годографов регистрирующихся волн, в связи с результатами численного моделирования структуры земной коры и верхов мантии вдоль профиля 3-ДВ обеспечило обнаружение ряда уникальных региональных неоднородностей, определяющих геодинамические различия в структурно-тектоническом районировании восточной и южной окраин Сибирского кратона, коррелирующихся с приповерхностной региональной геологией.

4. Особая эффективность методического подхода показана при корреляции преломленно-рефрагированных и отраженных волн с последующим двумерным численным моделированием структур верхней коры Мало-Ботуобинского района Якутской кимберлитовой провинции, осадочного чехла восточной пассивной окраины Сибирского кратона и в более мелком масштабе неоднородностей приповерхностной части коры Алдано-Станового щита и Саяно-Байкальской складчатой области для прослеживания результатов структурно-тектонического районирования на глубину 5–7 км и локализации по значениям скорости блоков с различным вещественным составом.

5. Предложен новый подход к интерпретации сейсмоплотностных данных на основе комплексного параметра – коэффициента петрофизической неоднородности для разделения изменений, обусловленных влиянием, связанным с трещиноватостью пород (состоянием вещества) и/или изменениями их вещественного состава с глубиной на примере верхней коры Муйской впадины.

### **Личный вклад**

1. При непосредственном учете сферичности Земли вдоль сверхдлинных сейсмических профилей Рифт, Метеорит и Кратон построены отличающиеся от известных многослойных (многопараметрических) двухслойные латерально-неоднородные модели мантийной литосферы Сибирского кратона и Западно-Сибирской плиты, в которых обнаружена корреляция между региональными структурами земной коры и аномалиями скорости в литосфере.

2. Для эталонного Мирнинского кимберлитового поля построена латерально-неоднородная модель верхней части земной коры до глубины 12–15 км, в которой

выявлено его расположение на участке, приуроченном к блоку в верхах фундамента с аномально высокой до 6.6 км/с скоростью, расположенному на склоне локального поднятия верхнекоровой границы. По аналогии со структурно-скоростными критериями проявления кимберлитового магматизма в районе эталонного Мирнинского поля в междуречье Вилюя и Мархи обнаружена подобная аномалия, подтвержденная в 2015 г. открытием Сюльдюкарской кимберлитовой трубки.

3. В земной коре на востоке Сибирского кратона установлены сейсмические признаки пассивной континентальной окраины, подверженной мезозойской складчатости в виде передового Приверхоянского и Тылового прогибов с мощностью осадочного чехла до 20 км, разделенных высокоскоростным Сетте-Дабанским массивом и погружением границы кратона под кору Верхояно-Колымской складчатой области под углом около 15°.

4. Для Алдано-Станового щита приповерхностная слоистость характеризуется изменениями скорости и мощности трех слоев, предположительно связанных со свойствами переотложенных пород в локальных прогибах рельефа, процессами выветривания и дезинтеграции. В подстилающей толще пород скорость составляет 6.0–6.2 км/с в сравнении с 6.3–6.4 км/с в архейском фундаменте Сибирской платформы. Слоисто-блоковая структура земной коры представлена двухслойной моделью в Становом блоке и трехслойной в Алданском при вертикально неоднородной зоне коры под Чульманской впадиной, контролируемой ступенеобразным увеличением глубины Мохо от 40 до 50 км.

5. Приповерхностная структурно-тектоническая модель коры Саяно-Байкальской складчатой области (южный участок профиля 1-СБ) представлена блоковыми структурно-скоростными неоднородностями, выраженными в изменениях скорости 5.2–5.4 и 5.6–5.7 км/с, прослеженных на глубину 3–5 км и разделенных пологонаклонными (15–25°) разломными зонами шириной до 7–10 км с различными направлениями падения осевых линий.

6. Вариациями комплексного параметра – коэффициента петрофизической (химической) неоднородности, описываемого зависимостью модуля сжатия и плотности от глубины, обосновывается разделение эффектов изменения вещественного состава и/или состояния вещества, основанное на общей

закономерности уменьшения коэффициента петрофизической неоднородности с глубиной, связанной с закрытием трещин, подтвержденной на образцах горных пород и на сейсмоплотностных характеристиках верхней коры Муйской впадины.

### **Теоретическая и практическая значимость**

Уникальные данные от мирных ядерных взрывов являются эталонными для изучения континентальной литосферы Сибирского кратона, неоднородности которой связаны со структурно-тектоническими аномалиями земной коры и геодинамикой их формирования. Локализация глубинных сейсмических аномалий, коррелируемых с известными проявлениями кимберлитового магматизма, кроме геодинамических аспектов, важна и для обоснования глубинных критериев их прогноза.

Сформулированы локальные структурно-скоростные критерии проявления кимберлитового магматизма, основанные на распределении наиболее контрастных сейсмических аномалий в верхах фундамента, аналогичных району Мирнинского кимберлитового поля, подтвержденные в 2015 г. открытием Сюльдюкарской кимберлитовой трубки.

Обработка детальных данных МПВ с использованием метода прямого лучевого трассирования показывает возможности его применения в складчатых областях для решения задачи структурно-тектонического районирования верхней части разреза на глубину 3–5 км и более в различных геологических условиях. Результаты иллюстрируются примерами, полученными в пределах Алдано-Станового щита, восточной пассивной окраины Сибирского кратона и в Саяно-Байкальской складчатой области.

### **Апробация работы и публикации**

Основные научные результаты диссертационной работы докладывались и обсуждались *на международных конференциях и симпозиумах*: Международном научно-практическом семинаре «Модели земной коры и верхней мантии по результатам глубинного сейсмопрофилирования» (Санкт-Петербург, 2007), Международной конференции «Геофизические исследования Урала и сопредельных

регионов» (Екатеринбург, 2008), Международной конференции «Образование и разрушение кратонов» (КНР, Пекин, 2011), Международной молодежной научной школе-конференции «Теория и численные методы решения обратных и некорректных задач» (Новосибирск, 2012), IX Международной школе-семинаре «Физические основы прогнозирования разрушения горных пород» (Иркутск, 2013), Международном симпозиуме «Проблемы геодинамики и геоэкологии внутриконтинентальных орогенов» (Киргизия, Бишкек, 2014, 2017), 6-й, 7-й Международных конференциях и выставках EAGE «Санкт-Петербург 2014, 2016» (Санкт-Петербург, 2014, 2016), IX, XIII, XIV, XV Международных научных конгрессах и выставках «Гео-Сибирь» (Новосибирск, 2013, 2017, 2018, 2019, 2020, 2021, 2022), IX Международной конференции «Мониторинг ядерных испытаний и их последствия» (Казахстан, Алматы, 2016), Международной конференции «Вычислительная математика и математическая геофизика» (Новосибирск, 2018), Международной конференции «Строение орогена, рост коры от аккреции до коллизии» (КНР, Пекин, 2018), *на всероссийских конференциях и семинарах*: VII–XIX Всероссийских конференциях «Геодинамика. Геомеханика и геофизика» (Денисова пещера, 2007–2019), Всероссийском совещании «Разломообразование и сейсмичность в литосфере: тектонофизические концепции и следствия» (Иркутск, 2009), 2-м Всероссийском симпозиуме «Континентальный рифтогенез, сопутствующие процессы» (Иркутск, 2013), IV Всероссийской научно-практической конференции «Геодинамика и минерагения Северо-Восточной Азии» (Улан-Удэ, 2013), Всероссийской научно-практической конференции «Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России» (Якутск, 2013), Всероссийской конференции «Геофизические методы исследования земной коры» (Новосибирск, 2014), Всероссийском совещании приуроченном к 60-летию Института геологии и геофизики СО АН СССР «Геология и минерагения Северной Евразии» (Новосибирск, 2017), Всероссийском совещании «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ» (Иркутск, 2021), Всероссийской научной конференции «Добрецовские чтения: наука из первых рук» (Новосибирск, 2022), а также *на совещаниях* в ведущих научно-исследовательских

и производственных организациях: ФГБУ «ВСЕГЕИ», АО «СНИИГГиМС», АК «АЛРОСА» (ПАО).

По теме диссертации опубликовано более 70 научных работ, из них 15 статей в ведущих рецензируемых научных журналах из перечня ВАК, 5 статей в других рецензируемых научных журналах.

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Институте нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук. Научные исследования проводились в соответствии с Планами научно-исследовательских работ ИНГГ СО РАН: на 2007–2009 гг. (проект № 7.11.1.2), на 2010–2012 гг. (проект № VII.64.1.1.), на 2013–2016 гг. (проект № VIII.70.1.3), на 2017–2018 гг. (проект ИСГЗ ФАНО 0331-2016-0025), на 2019–2021 гг. (проект ИСГЗ Минобрнауки 0331-2019-0006), на 2022–2025 гг. (проект FWZZ-2022-0021). Научные исследования поддерживались грантом Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых (МК-4054.2008.5).

### **Благодарности**

За формирование научных взглядов, всестороннюю поддержку и постоянное внимание автор выражает глубокую благодарность своему Учителю, доктору геолого-минералогических наук В.Д. Суворову.

За поддержку, сотрудничество и обсуждение различных вопросов автор выражает благодарность коллективу лаборатории глубинных геофизических исследований и региональной сейсмичности ИНГГ СО РАН: З.Р. Мишенькиной, А.В. Беляшову и Е.В. Павлову – за помощь в обработке и интерпретации сейсмических и гравитационных данных, Ю.П. Стефанову – за поддержку проводимых автором сейсмических исследований, О.А. Кучай – за постоянный интерес к работам автора, Т.Я. Благовидовой – за помощь в оцифровке и подготовке сейсмических данных.

Автор выражает искреннюю признательность В.И. Самойловой за методические рекомендации и консультации при подготовке диссертации.

Результаты получены при участии в совместных исследованиях коллективов Ботуобинской геологоразведочной экспедиции АК «АЛРОСА» (ПАО), Федерального государственного бюджетного учреждения Всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского, Акционерного общества «Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья», Алтае-Саянского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН». Автор выражает искреннюю благодарность своим коллегам: С.Н. Кашубину, Е.Д. Мильштейн, Ю.М. Эринчеку, А.С. Сальникову, В.С. Селезневу, В.М. Соловьеву, И.Ю. Винокурову, Т.В. Кашубиной за сотрудничество при изучении земной коры и верхней мантии Сибири.

### **Объем и структура работы**

Диссертация состоит из введения, пяти глав и заключения, объемом – 233 страницы, 86 рисунков. Библиографический список используемых источников содержит 232 наименования.

Последовательность изложения материалов обусловлена логикой выполнения научных исследований и последовательностью поставленных научных задач, включающих следующие основные этапы:

- построение с учетом сферичности Земли двумерных латерально-неоднородных структурно-скоростных моделей литосферы Сибирской платформы по данным сверхдлинных профильных наблюдений от мирных ядерных взрывов (Рифт, Метеорит, Кратон);

- уточнение переобработкой площадных данных ГСЗ латеральных структурно-скоростных характеристик земной коры Мало-Ботуобинского кимберлитового района и выявление основных закономерностей глубинного строения, контролирующих проявления кимберлитового магматизма для эталонного объекта Мирнинского кимберлитового поля;

- построение детальной латерально-неоднородной скоростной структуры земной коры и верхов мантии южной и восточной окраин Сибирского кратона и обнаружение глубинных коровых корней региональных тектонических структур

Алдано-Станового щита и Верхоянской пассивной континентальной окраины по комплексу данных разномасштабных МПВ и ГСЗ опорного профиля 3-ДВ;

– построение разломно-складчатой структуры верхней коры Саяно-Байкальской складчатой области методом прямого лучевого трассирования по данным МПВ вдоль опорного профиля 1-СБ, выявление корреляционных признаков приповерхностных геологических и сейсмических характеристик с оценкой возможности структурно-тектонического районирования.



## **Глава 1. ИЗУЧЕННОСТЬ СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА, ЕГО ВОСТОЧНОЙ И ЮЖНОЙ ОКРАИН**

Изучение глубинного строения земной коры и верхов мантии связано с решением задач структурно-тектонического районирования и геодинамической природы формирования приповерхностных неоднородностей разнообразной природы в виде складчатых областей, прогибов, магматических и метаморфических образований, контролирующих напряженно-деформированное состояние земной коры (сейсмичность) и размещение месторождений полезных ископаемых. Ведущая роль в решении таких задач принадлежит сейсмическим методам, особенно активно развивающимся в настоящее время на основе активного применения численных методов обработки данных повышенной детальности.

Вследствие особой сложности строения разномасштабных геологических объектов пространственная разрешенность (детальность) применяемых геофизических методов, решающих, как правило, обратные задачи, также зависит от размеров и глубины залегания изучаемых объектов. Кроме того, обратные задачи не имеют единственного решения (являются некорректными), что определяет необходимость применения априорных моделей. При этом результаты решения оказываются условными. Выход из этого положения находится в совместном применении других геофизических методов и, в конечном счете, еще и в использовании геологических данных о свойствах горных пород (петрофизики, петрологии, минералогии и др.), определяющих комплексный подход к решению стоящих задач.

Изучение регионального строения земной коры и верхней мантии производилось по разномасштабным системам сейсмических наблюдений в зависимости от глубины и алгоритмов решения обратных задач. Наиболее часто использовались продольные волны, регистрирующиеся в окрестности первых вступлений (преломленно-рефрагированные и закритические отраженные), характеризующиеся повышенной интенсивностью на фоне помех [Методика..., 1978; Сейсмические модели..., 1980; Недра..., 1981; Глубинное строение..., 1991; Консолидированная кора..., 2008]. Параметрами систем наблюдений являются

плотность расположения источников возбуждения, регистрирующих станций и величина удалений источник–приемник. Так, для изучения структуры верхней части коры (метод МПВ) таковыми являются 10–20 км между источниками, 3–7 км между приемниками (в ранние годы, при ограниченном количестве регистрирующей аппаратуры до 7–10 км) и длине годографов до 30–40 км.

В настоящее время к детальному масштабу локализации неоднородностей можно отнести наблюдения методом МПВ, обеспечивающие получение параметров структурно-тектонического районирования, приближающиеся к геологическим построениям. Такая возможность обоснована современными численными методами моделирования волнового поля при достаточно плотных системах наблюдений, реализованных вдоль опорных региональных профилей России [Государственная сеть..., 2016]. Особое значение это имеет при локализации приповерхностных неоднородностей и зон разломов, прослеживаемых на глубину до 2–4 км в складчатых областях и в магматических блоках коры, обрамляющих Сибирскую платформу, в том числе и сейсмоактивных районах.

Метод ГСЗ при плотности сейсмоприемников 3–6 км на удалениях от пункта возбуждения (ПВ) до 300–400 км, при расстояниях между ПВ, как правило, 30–40 км обеспечивает картирование региональных неоднородностей в земной коре, положения Мохо, и скоростей в верхах мантии.

Уникальная возможность изучения структуры всей толщи верхней мантии вплоть до переходной зоны Земли на глубине 410 км (граница «410 км») представилась при проведении работ с применением подземных ядерных взрывов на территории СССР в 1968–1988 гг. [Sultanov et al., 1999]. При этом вдоль линий-профилей, пересекающих Сибирскую платформу и Западно-Сибирскую плиту (Рифт, Метеорит, Кратон), соединяющих пункты мирных ядерных взрывов, были проведены наблюдения по системе ГСЗ (с химическими взрывами [Егоркин, Костюченко, 1991], что обеспечило достаточно обоснованное изучение строения земной коры в дополнение к данным более редких ядерных взрывов при расстояниях между ними 500–1000 км. Такие наблюдения представляют значительный интерес для обнаружения возможной корреляции между региональными неоднородностями коры и верхней мантии, свидетельствующей о геодинамической природе их

формирования. В частности, например, представляет интерес локализация в земной коре и верхней мантии на Сибирской платформе глубинных следов Вилюйской впадины и формирования пермо-триасовых траппов Тунгусской синеклизы, также, как и в целом Якутской кимберлитовой провинции. Отдельное внимание при этом привлекает также дискуссионный вопрос о существовании [McKenzie, Priestley, 2008] или отсутствии астеносферы под Сибирским кратоном [Павленкова, 2020].

### **1.1. Сейсмическая структура литосферы Сибирского кратона**

При значительном количестве публикаций о структуре литосферы по данным ядерных взрывов многие вопросы остаются дискуссионными вследствие значительных различий в результатах. Последние обусловлены: неоднозначностью решения обратных задач сейсмологии, выбором параметров интерпретационных моделей, объемом и типом используемых характеристик регистрирующихся волн, алгоритмами обработки данных (например, программы Seis-83 и SeisWide). Примеры обсуждения таких проблем содержатся в сборнике статей под редакцией С.М. Зверева и И.П. Косминской [Сейсмические модели..., 1980].

Наиболее распространенными являются скоростные модели верхней мантии, построенные по временам пробега продольных волн в первых и последующих вступлениях (оси синфазности отражений) от отдельных ядерных взрывов в одномерном горизонтально-слоисто-однородном (квази-2Д) приближении [Upper mantle..., 1994; Cipar, Priestley, 1997; Major features..., 1997; Properties..., 1998]. Подчеркивается возможность использования одномерных моделей в качестве стартовых второго порядка (первые приближения получены при априорном применении глобальной модели IASP91). Окончательный результат представляется в виде композитных близгоризонтальных слоисто-неоднородных моделей, составленных вдоль профилей [Results..., 1987; Solodilov, 1997; Pavlenkova et al., 2002; Егоркин, 2004; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006; Pavlenkova, 2011].

Основной особенностью моделей верхней мантии, построенных по данным ядерных взрывов, является близгоризонтальная многослойность с относительно пониженной и повышенной скоростью, представленная в наиболее ранних

публикациях, построенная по временам пробега адаптивно отфильтрованных отраженных волн [Результаты..., 1991], также по наблюдаемым осям синфазности отраженных волн и в других работах [Структура..., 1996; Major features..., 1997; Pavlenkova, 1996], без представления результатов анализа проверки моделей лучевым моделированием как и в более поздних работах [Pavlenkova et al., 2002; Егоркин, 2004].

В частности, для непосредственного учета латеральных неоднородностей применен сейсмотомографический метод в сферической модели [Nielsen et al., 1999], где результаты представлены в виде скоростных колонок и двумерно-неоднородных моделей с абсолютными и относительными (к стартовой модели IASP91) значениями скорости. Приведены и полученные в результате решения прямой задачи, характеризующиеся неравномерно распределенной по глубине плотностью лучевых траекторий, распространения рефрагированных волн при непрерывных осях синфазности волн в первых вступлениях.

Двумерные разрезы вдоль профилей получены квази-2Д лучевым трассированием волн из отдельных пунктов возбуждения частично в первых вступлениях и множеством отдельных интенсивных фаз колебаний с высокой кажущейся скоростью в последующих, отнесенных к отраженным волнам при фактической интерполяции данных от источников возбуждения, отстоящих на значительном расстоянии друг от друга. Поскольку преимущественно эти данные получены на территории России, то основные материалы для публикаций подготовлены двумя ведущими российскими специалистами А.В. Егоркиным и Н.И. Павленковой. Ими верхняя мантия до глубины 410 км представлена пяти-восьюми горизонтально-неоднородными слоями пониженной и повышенной скорости. Количество слоев, скорость в них и глубина залегания в моделях различаются, хотя и при достаточно малых невязках между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн [Егоркин и др., 1987, Егоркин, Костюченко, 1991; Pavlenkova, 1996, 2011; Pavlenkova et al., 1996, 2002; Priestley et al., 2003; Егоркин, 2004; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006; Павленкова, 2012; Павленкова, Павленкова, 2014]. Так, в обобщенной модели Н.И. Павленковой наиболее значимой структурной особенностью верхней мантии являются, отражающие сейсмические границы  $N_1$ ,  $N_2$ ,

L и H на глубине около 100, 150, 200 и 300 км, прослеженные вдоль всех профилей, выделяемые на сейсмограммах только в последующих вступлениях [Павленкова, Павленкова, 2014]. Эти модели характеризуются множеством локальных (аномальных) особенностей слоистой структуры, выделенных по одиночным непротяженным осям синфазности волн в последующих вступлениях, которые трудно отнести к достаточно обоснованным, чтобы использовать при моделировании. Не всегда рассчитанные модели соответствуют временам пробега волн в первых вступлениях, особенно при различии времен пробега волн во взаимных точках (несогласованность квази-2Д моделей, полученных независимо от разных пунктов возбуждения). Причину расхождений назвать затруднительно из-за отсутствия в публикациях сведений о соответствии наблюдаемых и рассчитанных годографов использованных волн [Major features..., 1997].

Отдельно можно отметить публикации, в которых рассмотрена природа зон затухания волн в первых вступлениях за счет локальных зон затухания в мантийных слоях мощностью 100–180 км [Thybo, Perchuc 1997; Nielsen, Thybo, 2003, 2006], также в квази-2Д приближении и без анализа приповерхностных условий регистрации волнового поля, предположительно, связанных с приповерхностными неоднородностями.

Несмотря на значительное количество опубликованных результатов глубинных сейсмических исследований, существует необходимость выявления ее неоднородностей, коррелируемых с региональными структурами земной коры. Этому способствует два основных момента. В первую очередь, при ограниченном объеме данных вследствие малой плотности источников возбуждения построение многослойных моделей с повышенным количеством неизвестных параметров (мощности слоев и соответствующей скорости) не может быть единственным. Решение такой задачи видится в построении регионально-латеральных неоднородных моделей с минимальным количеством параметров, контролируемых временами пробега волн в первых вступлениях, коррелируемых с протяженными их аномалиями в критической области с аномальными амплитудами отражений. При аномалиях скорости, представленных достаточно протяженными изменениями кажущейся скорости волн, согласованные с осями синфазности в первых и

последующих вступлениях представляются достаточно обоснованными [Суворов, Мельник и др., 2010; Сейсмические неоднородности..., 2013; Seismic and density..., 2015]. Во-вторых, скоростные модели мантийной литосферы Сибирского кратона на основе лучевого моделирования построены для плоской модели верхней мантии, хотя наблюдения произведены на сферической поверхности. Поэтому при длине годографов более 700–800 км при расчете параметров среды необходимы поправки за кривизну Земли. Во всех публикациях отмечается наличие значительных горизонтальных неоднородностей, выраженных изменениями мощности слоев и скорости, хотя поправки за сферичность Земли рассчитываются в одномерной (радиально-симметричной) модели [Muller, 1971], что является не вполне корректным в горизонтально неоднородной верхней мантии.

Не менее дискуссионным является вопрос оценки мощности литосферы Сибирского кратона. По многим методам она значительно варьирует в различных геодинамических обстановках. Наибольшую мощность (150–250 км) литосфера имеет под континентальной архейской корой с возрастом от 3.6 до 2.5 млрд лет. Долгое время считалось, что, сформировавшаяся 3 млрд лет назад, кратонная архейская литосфера имеет, с момента своего образования, практически постоянную мощность. Однако по мере получения больших данных о структуре и свойствах кратонной литосферы, возникли основания утверждать, что ее мощность может изменяться с полным исчезновением литосферного кия [Archean cratons..., 1987; Розен и др., 2005]. На основе анализа глубинных ксенолитов и ксенокристаллов из кимберлитов это было показано для Сино-Корейского кратона, где установлено, что его мантийная литосфера потеряла в мощности более 120 км [On...Craton..., 2000].

Для северо-восточной части Сибирского кратона Н.П. Похиленко с коллегами [Peculiarities..., 1999, Вариации состава, 2022], на основании ксеногенных материалов из девонских и юрских кимберлитов, также показано существенное уменьшение мощности литосферы с 210–200 км до 120–130 км с потерей ее алмазоносного слоя. Причиной этого могло быть воздействие мантийного плюма, следы которого видны в обширных проявлениях траппового магматизма.

На основе метода минеральной термобарометрии также сделан вывод, что мощность Сибирского кратона сократилась от 270–250 км в верхнедевонское время

до 250–220 км в нижнем триасе и до 130–180 км в верхнеюрское время за счет взаимодействия с суперплюмом [Мантейные террейны..., 2019]. Вместе с тем, процессы и особенности геодинамической обстановки, приводящие к уменьшению мощности кратонной литосферы с 200 до 120 км до сих пор являются дискуссионными.

Оценки мощности литосферы делались и по геофизическим данным. Подстилающая литосферу астеносфера, по сейсмическим данным, выделяется как слой пониженных скорости и добротности [Егоркин, Егоркина, 1980; Мордвинова, 1988, Павленкова, 2006; Pavlenkova et al., 2002; Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Bushenkova et al., 2002], а по данным магнитотеллурического зондирования – как слой повешенной электропроводности [Роров, 1990; Мороз, Поспеев, 1991], по данным измерений теплового потока определяется глубина возможного солидуса [Лысак, 2002]. В зависимости от методики выделения астеносферы существуют и различные ее определения – сейсмическая, термическая, электрическая.

Определение мощности литосферы, как оценки глубины до термической астеносферы, оказываются крайне неоднозначными, так как, во-первых, сильно зависят от используемой существенной модели земной коры и верхней мантии, а во-вторых, существует трудность разделения на коровую и мантийную составляющие поверхностного теплового потока [Rudnick et al., 1998]. Точно не установлены источники тепла в мантии, механизмы его переноса, а также наличие или отсутствие в веществе мантии флюидов. В результате термические модели разных авторов, основанные на измерении поверхностного теплового потока, заметно различаются в оценках распределения температуры с глубиной: существующие здесь проблемы далеки от разрешения [The composition..., 2009; O'Reilly, Griffin, 2010; Кусков и др., 2011; Артюшков, Чехович, 2016].

В последнее время предложено другое определение подошвы литосферы по термическим данным, где под термической границей литосферы понимается пересечение расчетного профиля температуры с потенциальной адиабатой 1300 °С [The elusive lithosphere..., 2009]. Полученные результаты в пределах возможной точности дают оценки мощности литосферы, определенной для Сибирского кратона по тепловому потоку, в 300–350 км, [Дучков, Соколова, 1997; Artemieva I.M.,

Mooney W.D., 2001; Розен и др., 2009; Структура..., 2014] и томографическим моделям [Bushenkova et al., 2002; Priestley, Debayle, 2003; Priestley, McKenzie 2006].

Полученные по тепловому потоку значения глубин до термической астеносферы не всегда согласуются с сейсмическими данными: слои имеющие пониженную скорость не выделяются или находятся все области предполагаемого частичного плавления. Модель мантии, построенная с помощью сейсмической томографии [McKenzie, Priestley, 2008], показывает, что мощность литосферы под центральной частью Сибирского кратона составляет 250 км и чуть меньше под Прианабарьем. Данные по поверхностным волнам [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003; Upper mantle..., 2006] дают мощность литосферной мантии Сибирского кратона около 200–230 км. Это также подтверждается уменьшением под Сибирским кратоном на глубинах порядка 250 км величин добротности, определенных по сверхдлинным профилям на основе спектрального анализа сейсмических волн [Егоркин и др., 1981].

Эти факторы, определяют необходимость построения новых латерально-неоднородных моделей в сферическом приближении с основными, наиболее крупными структурными и скоростными особенностями верхней мантии, проявляющимися в контрастных и протяженных изменениях времен распространения сейсмических волн. Вследствие неоднозначности оценки мощности литосферы представляет интерес поиск сейсмических признаков существования астеносферы.

## **1.2. Геолого-геофизические модели строения земной коры и верхней мантии Якутской кимберлитовой провинции**

Связь строения земной коры и верхов мантии с проявлениями кимберлитового магматизма исследуется многими учеными. Интересны геологические и геофизические результаты, полученные в Якутской кимберлитовой провинции, где в стандартных для древних платформ условиях вблизи дневной поверхности располагаются уникальные по вещественному составу и характеру



взаимоотношений с вмещающими породами образования в виде кимберлитовых тел различной формы (трубок взрыва, штоков, жил и даек).

Исходя из общей концепции о механизме образования кимберлитов и анализе геолого-геофизических данных, рядом авторов разрабатываются модели кимберлитового поля. Интересна так называемая мантийная модель [Артюшков, Соболев, 1977], согласно которой очаг (размером  $103\text{--}104\text{ км}^3$ ) зарождается в верхах мантии в условиях алмаз-пироповой фации глубинности, откуда кимберлитовая магма с большой скоростью устремляется к поверхности.

Оригинальная идея возникновения кимберлитовых расплавов (и алмазов) под кратонами за счет плавления на глубинах 150–250 км протерозойской (2600–2000 млн лет) карбонатно-железородной формации в зонах палеосубдукции подвижных поясов предлагается О.Г. Сорохтиным [Сорохтин, 1985]. Следует заметить, что попытка связать древние зоны субдукции с кимберлитоконтролирующими структурами сделана и для Южной Африки [Helmstaedt et al., 1984]. Эта идея впоследствии получила развитие в работах В.Б. Василенко, сделавшего предположение, что размещение кимберлитов на Сибирской платформе контролировалось таким геодинамическим фактором, как субдукция океанической литосферы под восточный фланг Сибирской платформы [Василенко и др., 2001], и в работах О.М. Розена [Якутская...провинция..., 2002], А.П. Смелова [Смелов, Тимофеев, 2003], где докембрийская литосфера в восточной части Сибирской платформы представляется в виде сложного коллажа террейнов, при этом часть кимберлитовых полей размещается вдоль зон различного ранга, их разделяющих, а другие располагаются внутри выделенных блоков.

По мнению ряда исследователей, проникновение кимберлитового вещества сквозь земную кору происходит по глубинным разломам, неоднократно оживлявшимся в интервале 400–130 млн лет от девона до юры включительно [Структурный контроль..., 1974; Брахфогель, 1984], поэтому, усилия многих авторов сосредотачиваются на поиске структурно-тектонических критериев локализации кимберлитовых полей.

Интересная идея о контроле границ кимберлитового поля рифтоподобными малоамплитудными грабен-структурами горизонтального растяжения,

сопряженными с авлакогенами, закартированными по данным ОГТ предложена в работе [Дукардт и др., 1996]. В отличие от модели простирающихся субмеридиональных разломов В.А. Варламова [Варламов, 1989], Ю.А. Дукардт с коллегами полагают, что главным конструктивным элементом кимберлитового поля являются гипотетические кольцевые разломы.

Попытки практического применения рассмотренных моделей формирования и размещения кимберлитовых полей не привели к положительному результату. Можно только заметить, что указанные системы признаков, возможно, необходимы, но недостаточны, поскольку они присутствуют и за пределами кимберлитовых полей. Большие трудности с выделением подобных разломов возникают в районах с маломощным осадочным чехлом, где кимберлитовые трубки перекрыты поздними отложениями. Фундамент при этом, как правило, с многочисленными нарушениями, и неясно, по каким признакам выделять среди них кимберлитконтролирующие структуры.

В связи с такими трудностями задачу прогнозирования участков поиска кимберлитов можно разделить на две части. Первая – прогнозирование локальных участков поиска кимберлитовых трубок по результатам детальных поисковых и разведочных работ. Вторая – определение закономерностей размещения кимберлитовых полей через выделение крупных кимберлитконтролирующих структур и элементов в земной коре и верхах мантии.

Детально с этой точки зрения алмазопроисхождение проблемы решаются В.В. Ковальским с коллегами [Олейников и др., 1985]. Предлагается модель коры, в которой на границе кора–мантия локализованы линзовидные тела определенного состава, поднимающиеся вверх при поступлении эндогенного тепла, расплавляясь за счет декомпрессии, и перемещаются далее к поверхности по системе трещин.

По результатам анализа комплекса сейсмических и гравимагнитных данных в районе Мирнинского кимберлитового поля построена глубинная геофизическая модель кимберлитового поля [Фельдман, Морозова, 1989]. Главным конструктивным элементом этой модели является массивный магматический мантийный диапир, залегающий в земной коре на глубинах 30-35 км и имеющий поперечные размеры, превышающие 60 км. В средних и верхних частях коры

формируются диапиры – сателлиты, разветвляющиеся в виде локальных магматических очагов и связанных с ними кимберлитовых трубок, внедряющихся в породы чехла платформы.

Эта модель не поддерживается другими исследователями, полагающими, что локальная отрицательная гравитационная аномалия над кимберлитовым полем связана с разуплотнением пород верхней части консолидированной коры [Романов, 1998].

С других позиций рассмотрено обособление полей в работе [Милашев, Розенберг, 1974], где локализации группы магматических тел приурочивается не к местам пересечения крупных разломов, а к участкам повышенной проницаемости земной коры, которые выделяются при дешифрировании гидросети.

В представленных прогнозно-поисковых моделях выделяются следующие основные элементы: пересечение глубинных разломов; склоны поднятий, сопровождающих смежные впадины и желоба; блоковое или купольное поднятия в осадочном чехле диаметром 30–100 км и амплитудой от десятков до первых сотен метров; такие же по диаметру кольцевые морфоструктуры, выраженные в кольцевых и дугообразных разломах в осадочном чехле, смена структуры потенциальных полей.

На основе высказанных предположений [Артюшков, Соболев, 1977; Милашев, Розенберг, 1974], с дополнениями и уточнениями [Никулин и др., 2002] создается обобщенная историко-геологическая модель процесса формирования кимберлитового поля. Известные модели глубинного образования кимберлитов, несмотря на их различие, сходятся в том, что для продвижения кимберлитов к поверхности необходимы определенные структурно-тектонические условия в земной коре. Если считать, что безотносительно к эволюции кимберлитового очага эти условия существовали, то они должны были проявиться на больших территориях вне связи с кимберлитами, однако последние размещаются только там, где на глубине располагалась магматическая колонна, потенциально готовая к перемещению в верхние горизонты. Если же структурно-тектоническая перестройка среды обусловлена внедрением кимберлитов, то указанные изменения происходят в пределах ограниченного пространства, т.е. кимберлитового поля.

Все модели образования кимберлитов указывают на вертикально направленное физико-химическое и динамическое воздействие перемещающихся мантийных масс на вмещающую среду. Тогда локализованный участок внедрения кимберлитов (кимберлитовое поле) должен на некоторой глубине характеризоваться объемом, отличающимся от окружающей среды проявлением вещественных преобразований, произошедших под воздействием коромантийных вещественных и геодинамических процессов. Указанные физико-геологические изменения среды в районах проявления кимберлитового магматизма и являются объектом поиска методами глубиной геофизики.

Как известно из публикаций, для прогноза размещения кимберлитовых полей начиная с 1970 г. и по настоящее время выполняются значительные объемы полевых региональных средне- и крупномасштабных геофизических работ. Исследования в основном проводятся с целью обнаружения крупных структурных аномалий в консолидированной коре, на поверхности мантии, в том числе и в районах кимберлитовых полей как эталонных участков. Данные, полученные методами гравиметрии, магнитометрии, магнитотеллурических и глубинных сейсмических зондирований (МТЗ, ГСЗ), имеющие потенциально высокую разрешающую способностью, используются для разработки научно обоснованного комплекса поисковых критериев, принципов и методик выделения кимберлитовых трубок.

Благодаря использованию новых цифровых технологий обработки результатов измерений на эталонных объектах Мирнинского кимберлитового поля, появляется возможность их выделения по результатам средне- и мелкомасштабных геофизических съемок при обработке данных современными технологиями: локальные гравитационные аномалии над кимберлитовыми полями представляются минимумами силы тяжести интенсивностью 1–2 мГл, а в их пределах располагается преобладающее число кимберлитовых трубок [Глубинное строение..., 1986; Манаков и др., 2000].

По дополнительным данным гравиметрии и магнитометрии выполнено районирование территории по степени перспективности на коренную алмазность и прогнозная оценка площадей [Романов, 1998]. Большим преимуществом этих методов перед более трудоемкими геофизическими являются

относительно невысокие затраты на полевые работы, хотя приведенная система признаков полезна, но недостаточна, так как хорошо выделяемые на эталонном объекте аномалии невелики и неоднозначны.

Еще одним методом высокой детальности изучения коры, является метод отраженных волн – метод общей глубинной точки (МОВ–ОГТ). По данным этого метода по профилю, пересекающему Мирнинское кимберлитовое поле, выявлена повышенная неоднородность верхней части земной коры (типа яркого пятна) [Новые сейсмические..., 1992]. Обработка данных глубинного ОГТ, выполняемая в модификации рассеянных волн, как следует из рассмотрения амплитудных интегральных характеристик, надежно отождествляются с горизонтальными региональными и локальными транскоровыми аномалиями гетерогенного типа [Сейсмическая...коры..., 1998]. Остается неясной природа образования и пространственное распространение таких зон, что затрудняет оценку их прогнозной значимости.

Региональные исследования методом магнитотеллурического зондирования (МТЗ) в Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), выполняемые для определения геоэлектрических характеристик разреза верхней мантии и земной коры показали, что для алмазоносной провинции характерно пониженное удельное электрическое сопротивление, отсутствие мантийного (астеносферного) слоя высокой электропроводности на глубинах 100–200 км [Полтарацкая, 2000; Манаков и др., 2000], а кимберлитопроявлениям отвечают субвертикальные электропроводящие высокоомные неоднородности среды [Поспеева, 2008].

Научная целесообразность проведения глубинных сейсмических исследований в пределах Якутской кимберлитовой провинции достаточно очевидна, поскольку кимберлитовая магма, являясь продуктом глубинных процессов, прошла сквозь земную кору к дневной поверхности и могла оставить следы своего проникновения. Но главной предпосылкой (учитывая, что такие следы могут быть невелики по размерам и малоконтрастны) является предположение, что процессы, обусловившие тектоническую активизацию, сопутствующую кимберлитовому магматизму, проявлялись более масштабно и могли сформировать крупные структурные и вещественные аномалии в земной коре и верхах мантии [Соотношение..., 1997].

Разработка критериев глубинных проявлений кимберлитового магматизма по данным ГСЗ проводилась как в рекогносцировочной постановке по серии субширотных профилей и отдельным маршрутам других направлений [Структурный контроль..., 1974; Бабаян и др., 1978], так и в более детальном масштабе изучения глубинного строения района кимберлитового поля, ориентируясь на определение площадное распределения граничных скоростей на поверхностях Мохо и кристаллического фундамента, рельефа сейсмических границ в консолидированной коре и выявление аномалий волнового поля, соответствующих размерам кимберлитовых полей [Суворов, 1993].

Для детального исследования и более полной реализации возможностей при изучении свойств среды с привлечением данных о сейсмических волнах разного типа поляризации используются трехкомпонентные записи опорных волн в районе г. Мирный на профильной и площадной сети приемных установок. По результатам их обработки выделяются участки земной коры с изотропным распределением скоростей и различной степенью анизотропии. При этом отклонение от изотропии не превышает 10 %. Однако полученные оценки лишь приблизительно характеризуют реальную анизотропию среды вследствие определения ее свойств на больших интервалах [Использование..., 1987].

Существенное значение для идентификации области кимберлитовой провинции имеет обнаружение и картирование сложной структуры изменения граничной скорости по поверхности Мохо от 8.0 до 9.8 км/с [Суворов и др., 1999]. Хотя природа аномально высокой скорости на Мохо до сих пор остается невыясненной, как и аналогичное повышение скорости, обнаруженное в Канаде в области расположения кимберлитов [Nemeth et al., 1998]. Вместе с тем отмечаются некоторые локальные аномалии волновой картины, такие как отсутствие корреляции отраженных волн, аномальное изменение коэффициента Пуассона и эффективного поглощения упругих волн на нижних горизонтах земной коры. Причиной этих аномалий может быть как анизотропия, так и аномальный вещественный состав верхов мантии.

Учитывая трудности обнаружения признаков кимберлитовых полей в геофизических полях и неоднозначность интерпретации при попытках выделения

соответствующих аномалий, были получены лишь сведения о крупномасштабных, региональных характеристиках земной коры, что недостаточно для решения задач локального прогнозирования на уровне кимберлитовых полей.

Таким образом, наибольший интерес представляет изучение строения земной коры в районах непосредственного расположения кимберлитовых полей как эталонных объектов. Кроме того, важным моментом современных методов обработки является цифровое представление наблюдаемых данных ГСЗ, изображаемых в виде монтажей сейсмограмм. В данном случае оцифровка аналоговых сейсмограмм ГСЗ решила проблему сохранения уникальных материалов, а их переинтерпретация дает новые результаты, которые могут оказаться принципиально важными для поиска геофизических критериев прогноза размещения кимберлитовых полей.

### **1.3. Геолого-геофизические модели строения земной коры и верхней мантии южной и восточной окраин Сибирского кратона**

Вопрос о структуре земной коры в зонах сочленения Сибирского кратона с восточной мезозойской Верхояно-Колымской складчатой областью и с архейским Алдано-Становым щитом до сих пор является дискуссионным.

Понятие Северо-Азиатский кратон в границах Сибирской платформы и Верхояно-Чукотской складчатой области введено Ю.А. Косыгиным с соавторами [Докембрийская тектоника..., 1964], где его кристаллический фундамент рассмотрен как единая тектоническая единица возрастом 1.6–1.7 млрд лет. Позднее, понятие Сибирский кратон практически в границах Сибирской платформы введено О.М. Розеном с соавторами [Archean... evolution..., 1994], сформированный как единое целое в результате объединения архейских микроконтинентов в конце палеопротерозоя [Розен, 2003]. По Л.М. Парфенову [Модель..., 2003] контуры кратона сформировались после того, как в конце позднего рифея – начале венда протерозойский суперконтинент Родиния распался. Восточная граница кратона соответствует Адыча-Тарынскому разлому (Верхояно-Колымский орогенный пояс), а юго-восточная отождествляется с Монголо-Охотским разломом. В работе

[Башарин, 2005] восточная граница Сибирского кратона проходит по хребту Черского, южная – по Монголо-Охотскому шву.

В настоящее время доминируют два основных направления во взглядах на тектоническую эволюцию и строение кристаллического фундамента востока Сибирского кратона. В рамках первого направления, тектоническое развитие кратона как единого тектонического объекта рассматривается поступательно от архея до кайнозоя [Структура..., 1985; Мишнин и др., 1987; Стогний, Стогний, 2005; и др.], тогда как в рамках второго, Сибирский кратон представляет собой коллаж террейнов, объединенных в протерозое [Тектоника..., 2001; Розен, 2003; Смелов, Тимофеев, 2003; и др.].

**Алдан-Становой щит.** Нет единого мнения на тектоническую эволюцию и строение Алдано-Станового щита. О.М. Розеном он представлен Становой и Алданской провинциями [Розен, 2003]. Другой взгляд на природу сочленения Алданского и Станового блоков предложен [Александров, Авченко, 2003], где рассматривается модель, в которой Джугджуро-Станового блок субдуцировал под Алданский щит в протерозое.

При изучении глубинного строения южной окраины Сибирского кратона кроме геологических данных активно рассматриваются гравитационное и магнитное поля [Павлов, Парфенов, 1973; Малышев, 1977, Алакшин, Карсаков, 1985; Стогний, Стогний, 2021] в комплексе с сейсмологическими данными [Суворов, Корнилова, 1983; Имаев и др., 2005; Активные сейсмоструктуры..., 2006]. На основе геофизических данных, можно сделать вывод, что в целом Алдано-Становой щит состоит из блоков, разделенных ортогональной системой разломов различного порядка, выделяемых по полосовым региональным магнитным аномалиям.

Региональное увеличение в восточном направлении уровня гравитационного поля вдоль широтного профиля [Витте, Ремпель, 1977] объяснено увеличением мощности базальтового слоя при горизонтальном Мохо. Изучение сейсмическими методами МОВЗ, ГСЗ и волновых полей близких землетрясений [Глубинный разрез..., 1972; Суворов, Корнилова, 1983; Результаты..., 1989] дало оценку глубины залегания поверхности Мохо при ее резком погружении от 38–42 км в районе Олекмы до 50–60 км в области Алданского блока.



Предпринимались попытки оценить и мощность литосферы Алданского щита [Абрамов, 1993], где Якокутский, амплитудой до 20 мГал и размером до 100 км, гравитационный минимум интерпретируется как Центрально-Алданская магматогенная колонна до глубин 220 км.

Существенно продвинулся в построении геолого-геофизических моделей коры Алдано-Станового щита стало возможно после проведения работ на региональном опорном профиле 3-ДВ [Государственная сеть..., 2014, 2016], где на участке профиля Сковородино–Томмот были составлены геофизические модели коры по данным ОГТ, ГСЗ и МТЗ [Структура..., 2013; Рудницкая и др., 2013; Гошко и др., 2014; Использование...моделей, 2014; Особенности...2016]. Построенная комплексная геолого-геофизическая модель позволила выделить новый тектонический элемент – Пристановую складчато-надвиговую зону, а также обнаружить наклонные структурные элементы, что стало еще одним аргументом в пользу позднемезозойских горизонтальных перемещений Станового мегаблока относительно Алданского [Строение..., 2018].

Вместе с тем полученные данные не дают однозначного ответа о природе Становой области. Одни исследователи считают Становой блок частью щита и выделяют Алдано-Становой щит. В этом случае южной границей кратона является палеозойско-мезозойская Монголо-Охотская складчатая область [Башарин и др., 2005]. Другие выделяют Становой блок в самостоятельную структуру. В ее пределах действительно распространены глубоко метаморфизованные образования архея, сопоставляемые с комплексами пород Алданского блока. Но в последующем они подверглись неоднократной тектоно-магматической активизации, сопровождаемой обычно интенсивной гранитизацией, во многом изменившей облик этой области. При этом варианте граница кратона проходит по долгоживущей Становой шовной зоне между Алданским и Становым блоками. Последние движения надвигового характера произошли по ней уже после раннего мела, амплитуда их достигала 70–80 км [Archean...evolution, 1994].

**Сочленение Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой области.** В отличие от восточной части Сибирского кратона, где был проведен большой объем сейсмических и электрических зондирований [Бабаян и др., 1973;

Результаты..., 1988; Суворов, 1993; Эринчек и др., 2000; Полтарацкая, 2001; Поспеева, 2008; и др.], в Верхояно-Колымской зоне, так же, как и на Алдано-Становом щите, основные геофизические исследования были выполнены методами грави- и магниторазведки.

Выполненные на территории Верхояно-Колымской складчатой области гравиметрическая съемка масштаба 1:1 000 000 и аэромагнитная съемка масштаба 1:200 000 в 50–60-е годы XX века позволяют составить первые схемы разломной тектоники кристаллического фундамента и рельефа Мохо [Тектоника..., 1975]. Базируясь на этих данных, построена ортогональная система глубинных разломов с шагом 150–200 км в связи со складчатыми структурами, а также в северо-западной части Верхояно-Колымской складчатой области по ряду гравитационных минимумов выделяются впадины глубиной до 16–18 км [Андрусенко, 1995].

Изучение волновых полей близких землетрясений [Суворов, Корнилова, 1986] показало относительное уменьшение мощности земной коры складчатой области до 35–38 км по сравнению с Алданским щитом и Сибирской платформой (40–44 км).

Эти данные не противоречат и результатам интерпретации гравиметрических наблюдений [Вашилов и др., 1999], по которым составлена плотностная модель земной коры и мантии Верхояно-Колымской орогенной области маркирующая кровли базитового и базит-ультрабазитового слоев, а также Мохо, глубина которого монотонно убывает от 40 км в пределах Лены–Индикирки до 34 км восточнее этого района.

На фоне крайней недостаточности данных активной геофизики о структуре земной коры Верхояно-Колымской складчатой области, а также ее сочленения с Сибирским кратоном новые возможности дают глубинные геофизические исследования методами ОГТ [Структура..., 2013; Рудницкая и др., 2013; Гошко и др., 2014; Глубинное строение..., 2018, 2021], МПВ и ГСЗ по опорным профилям 2-ДВ (п-ов Кони–о. Врангеля) и 3-ДВ (Сковородино–Маякит) [Государственная сеть..., 2014, 2016; Использование...моделей..., 2014; Опыт...сейсморазведки..., 2022]. Эти данные дали новый толчок в обсуждении вопроса о строении северо-восточной окраины Сибирского кратона, связанного с геологическими представлениями о его сочленении с Верхояно-Колымской складчатой областью

[Башарин и др, 2005; Глубинное строение..., 2018; Глубинные...исследования..., 2014; Старосельцев, 2015; Особенности..., 2016; Еманов и др., 2021]. Следует заметить, что модели земной коры по данным ОГТ и ГСЗ трудно сопоставимы, поскольку являются разномасштабными, различаются по разрешающей способности (более детальные по ОГТ) и в зависимости от систем наблюдений, применяемых алгоритмов решения обратных задач и априорной информации.

Различия в глубинном строении земной коры и верхней мантии восточной окраины Сибирской платформы и Верхояно-Колымской складчатой области фиксируются как на сейсмических, так и плотностных разрезах. Край Сибирского кратона, уверенно прослеженный на разрезах по данным ОГТ, имеет выраженную каплевидную форму, продолжающуюся под складчато-надвиговой зоной Сетте-Дабана на 180 км, при этом восточный край кратона фиксируется на глубине порядка 15–18 км [Глубинное строение..., 2018]. Это согласуется с высказанным ранее тезисом о продолжении в восточном направлении фундамента Сибирской платформы под складчато-надвиговую систему почти на 200–250 км от современного расположения фронта надвигов [Худолей, 2004]. Однако при построении геофизических разрезов земной коры по данным ГСЗ остается нерешенной одна из особо важных в складчатых областях задач – это достаточно детальное структурно-тектоническое районирование осадочного чехла по сейсмическим данным. Например, по опубликованным геологическим данным складчатая структура осадочной толщи пород в модели пассивной континентальной окраины Сибирского кратона может достигать 20–24 км [Тектоника..., 1975, 2001; Parfenov, 1991; Третьяков, 2017], что представляет большой интерес для более обоснованного ее регионального районирования по рельефу кристаллического фундамента. С региональной точки зрения, решение такой задачи может быть получено по данным МПВ с применением современных алгоритмов обработки времен пробега преломленно-рефрагированных волн в первых вступлениях и отраженных в последующих в слоисто-неоднородных средах.

Таким образом, для структурно-скоростного районирования земной коры Алдано-Станового щита и детального изучения Верхоянской пассивной континентальной окраины крайне важно проводить совместную интерпретацию

данных МПВ и ГСЗ. Достаточно принципиальные региональные особенности строения коры не могут быть получены этими методами отдельно. Вместе с тем учет структурно-скоростных особенностей верхней коры при обработке наблюдений МПВ обеспечивает повышение детальности районирования в 3–4 раза, что особенно необходимо при изучении структуры складчатости, ее тектоники и геодинамической природы формирования, встроенных в общую структуру коры и, возможно, в верхи мантии. Особое значение это имеет в том числе для Забайкалья, где по данным МПВ вдоль профиля 1-СБ, пересекающего структуры Монголо-Забайкальской и Саяно-Байкальской складчатых областей, необходимым с точки зрения геодинамики является обнаружение корреляции между приповерхностными структурно-скоростными сейсмическими неоднородностями, прослеженными на глубину от 3 до 5 км и результатами структурно-тектонического районирования. Последующим развитием этого подхода может являться интерпретация полученных данных совместно с согласованными результатами ГСЗ для построения геодинамической модели коры, дополненной локальными аномалиями плотности по гравитационным наблюдениям с оценками ее напряженного состояния и сейсмичностью. Важно сравнить получаемые результаты с сейсмически пассивной восточной окраиной Сибирского кратона и сейсмоактивными южными окраинами Сибирского кратона, чтобы получить оценки различия статических пределов прочности в коре, контролирующей возможную сейсмичность [Геомеханические условия..., 2017; Кочарян, 2016].

## **Глава 2. ЛИТОСФЕРА И ПРИЗНАКИ АСТЕНОСФЕРЫ СИБИРИ ПО ДАННЫМ МИРНЫХ ЯДЕРНЫХ ВЗРЫВОВ ПО РЕГИОНАЛЬНЫМ ПРОФИЛЯМ РИФТ, МЕТЕОРИТ И КРАТОН**

В ранних многочисленных построениях [Егоркин и др., 1987; Егоркин, 1996, 1999, 2004; Pavlenkova et al., 1996; Pavlenkova, 2011; Major features..., 1997; Thybo, Perchuc, 1997; Nielsen, Thybo, 2003, 2006; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006; Thybo, 2006], как правило, использовались слоисто-неоднородные модели в плоском приближении с последующим введением поправок за сферичность Земли. В данной работе предлагается новая латерально-неоднородная модель строения мантийной литосферы Сибирского кратона, основанная на численном решении прямой кинематической задачи сейсмоки в двумерно-неоднородной среде, по технологии лучевого трассирования в программах Ray84PC [Thybo, Luetgert, 1990] и SeisWide [Zelt, Smith, 1992; Zelt, 1999] с непосредственным учетом сферичности Земли.

Для изучения скоростного строения литосферы Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты используются данные сейсмических глубинных исследований на трех профилях длиной до 3500–4000 км: двух – в субмеридиональном направлении: Метеорит и Рифт и одном – в субширотном: Кратон (Рисунок 2.1).

Изучается природа коррелируемых в увязанной системе годографов аномалий времен пробега волн и локализация в пространстве соответствующих им неоднородностей. В используемой программе параметры модели определяются направленным перебором значений скорости и формы сейсмических границ [Суворов, Мельник и др., 2010]. Принято, что абсолютные невязки между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега отраженных и преломленных волн не должны превышать в отдельных случаях 1 с при среднеквадратическом отклонении 0.6–0.8 с, соответствующем видимому периоду колебаний. На интервале эпицентральных расстояний 200–300 км (размер надежно выделяемых аномалий времен пробега волн) интервал изменений времен достигает 35–38 с и ошибка определения кажущейся скорости не превышает 0.03 %, что вполне достаточно для обоснованного решения задачи [Суворов, Мельник и др., 2010].

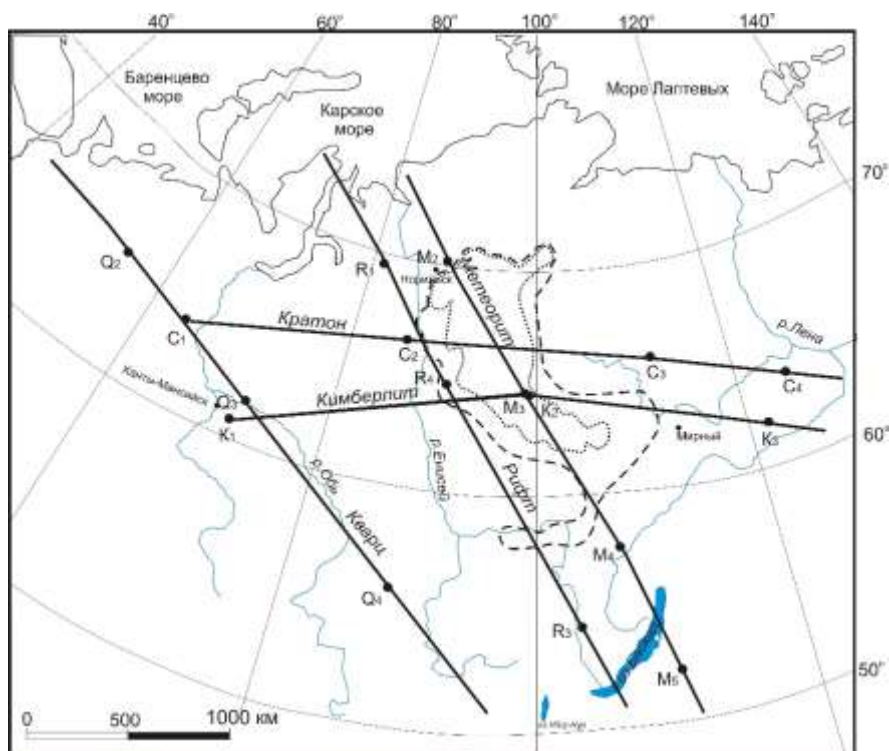


Рисунок 2.1 – Схема расположения профилей Рифт, Метеорит и Кратон. Обозначены области преобладающего распространения трапфов (контур пунктирной линией), туфогенных толщ (штриховой) [Золотухин, Альмухамедов, 1991]. Прямые линии – профили, кружки – положение и номера пунктов взрыва [Sultanov et al., 1999]

Для непосредственного учета сферичности Земли на расстоянии источник–приемник свыше 700–800 км данные и модель проецируются на хорду, соответствующую фиксированным длинам профилей (по профилю Метеорит, например, около 3500 км), а стартовое положение границ в литосфере, как и земной коре по данным ГСЗ, задается также в сферической форме. Это необходимо при латеральных неоднородностях, когда введение в плоскую модель поправок, рассчитанных в условиях сферической симметрии [Muller, 1971], не вполне корректно [Суворов, Мельник и др., 2010]. Расчет времен пробега тестировался в сферических моделях с линейным нарастанием скорости с глубиной (по радиусу) в модели АК135, для которой имеется аналитическое решение задачи. Как показывают результаты, лучевые траектории в латерально-неоднородной сферической структуре литосферы значительно отличаются от рассчитанных в плоском приближении в зависимости от контрастности аномалий. Для построения двумерных моделей по данным вдоль профилей Метеорит, Рифт и Кратон в качестве

стартовой использовалась модель из восьми слоев. Три из них – для земной коры (осадочный чехол, верхняя и нижняя кора) задаются априори по данным химических взрывов [Егоркин 1991, 1999, 2004; Структура..., 1996]. Четыре слоя в верхней мантии: Мохо–100, 100–200, 200–410 (мощность астеносферы), 410–520 км (до кровли переходного слоя). Начальная скорость в слоях соответствует одномерной модели АК135 [Суворов, Мельник и др., 2010; Сейсмические неоднородности..., 2013; Seismic and density..., 2015].

Еще одной отличительной особенностью предложенного подхода является разделение вертикальной (слоистости) и латеральной неоднородностей по имеющимся данным. Многими авторами [Егоркин и др., 1987; Pavlenkova et al., 2002; Pavlenkova, 2011; Егоркин, 1996; 1999, 2004; Major features..., 1997; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006; Павленкова, 2006; Павленкова, Павленкова, 2014] большинство наблюдаемых аномалий волнового поля связывались в основном со слоистостью верхней мантии. В настоящей работе рассматривается возможность присутствия и горизонтальных неоднородностей. Безусловно, такая задача не может быть решена однозначно в связи с малой плотностью источников возбуждения ядерными взрывами [Метод..., 1990; Palmer, 2010]. Поэтому важно найти наиболее крупные аномалии времен пробега волн, источники которых могут быть определены достаточно обоснованно. Это позволяет отдать приоритет крупномасштабным латеральным неоднородностям, что приводит к значительному упрощению моделей (уменьшению количества параметров) в сравнении многослойными моделями. Выделяемые аномалии скорости, отчетливо выраженные в изменениях кажущейся скорости волн в первых и последующих вступлениях, характеризуются размерами более 200–300 км, поэтому их использование при моделировании можно принять за достаточно обоснованные [Суворов, Мельник и др., 2010; Сейсмические неоднородности..., 2013; Seismic and density..., 2015]. Особенно это важно при выявлении связи между крупными структурами земной коры, Западно-Сибирской плиты, Сибирской платформы и особенностями распределения рельефа границ и скорости в верхах мантии.

## 2.1. Аномальные особенности изменений времен пробега продольных волн в первых и последующих вступлениях

Монтажи сейсмограмм по рассматриваемым профилям опубликованы во многих работах [Pavlenkova et al., 1996, 2002; Major features..., 1997; Егоркин, 1999; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006; Павленкова, Павленкова, 2014], поэтому отдельно в работе они не рассматриваются. Используются представленные в этих работах годографы первых вступлений с некоторой корректировкой так, чтобы они более соответствовали опубликованным монтажа́м сейсмограмм и с увязкой взаимных времен.

**Профиль Рифт.** Профиль Рифт пересекает с северо-запада на юго-восток Западно-Сибирскую плиту, Сибирскую платформу и входит в Байкальскую рифтовую зону (БРЗ) (Рисунок 2.1). Большая часть профиля располагается в пределах платформы, где пересекает с севера на юг западный борт Курейской синеклизы, Байкитскую антеклизу, Присяно-Енисейскую синеклизу и Ангаро-Ленскую ступень [Мегакомплексы..., 1987]. Начинается профиль в северо-восточной части Западно-Сибирской плиты в пределах Приенисейской моноклинали.

Длина профиля около 2700 км с тремя пунктами взрыва при расстояниях между ними около 700 и 1400 км (Рисунок 2.2) [Pavlenkova et al., 1996; Егоркин, 1999; Sultanov et al., 1999; Павленкова, Павленкова, 2014]. В первых вступлениях в зависимости от расстояния источник–приемник  $L$  выделяются фазы волны  $P_g$ , распространяющейся в земной коре с кажущейся скоростью до 6.7 км/с, преломленной на поверхности Мохо, и проникающей в верхи мантии волны  $P_n$  с кажущейся скоростью 8.0–8.4 км/с, которую на удалениях свыше 1500 км сменяет волна  $P_{n1}$  с кажущейся скоростью 8.6–8.7 км/с. В первых вступлениях на расстояниях от взрыва свыше 2200 км регистрируются колебания с скачком увеличивающейся скоростью почти до 9.5–10 км/с, что соответствует волне  $P_{410}$ , проникающей в переходный слой. В последующих вступлениях на расстоянии 1500 км от источника выделяется волна  $P_{n1}P$ , интерпретируемая как отраженная волна от кровли высокоскоростного слоя и отраженная волна  $P_2P$ , маркирующая его



подошву. На годографах выделенных волн отмечается ряд аномальных особенностей: резкое увеличение времени пробега первых волн  $P_n$  на участке профиля 1500–1700 км, регистрирующиеся из пунктов взрыва  $R_1$  и  $R_4$ ; понижение кажущейся скорости волны с 8.9 до 8.3 км/с на конечной части годографа из ПВ  $R_4$ , в окрестности расположения оз. Байкал; увеличение кажущейся скорости с 8.4 до 8.9–9.0 км/с на прямом из ПВ  $R_1$  и встречном из ПВ  $R_3$  годографах, начиная с расстояний источник–приемник 1500–1700 км; интенсивная волна  $P_{410}$  из ПВ  $R_1$  с кажущейся скоростью около 10.0 км/с, в последующих вступлениях на расстоянии источник–приемник более 2000 км (менее выразительная на встречном годографе из ПВ  $R_3$ ), интерпретируемая всеми авторами как преломленно-рефрагированная на кровле переходной зоны, залегающей на глубине около 410 км. Она наблюдается на участке с пониженной интенсивностью колебаний в первых вступлениях [Суворов, Мельник и др., 2010].

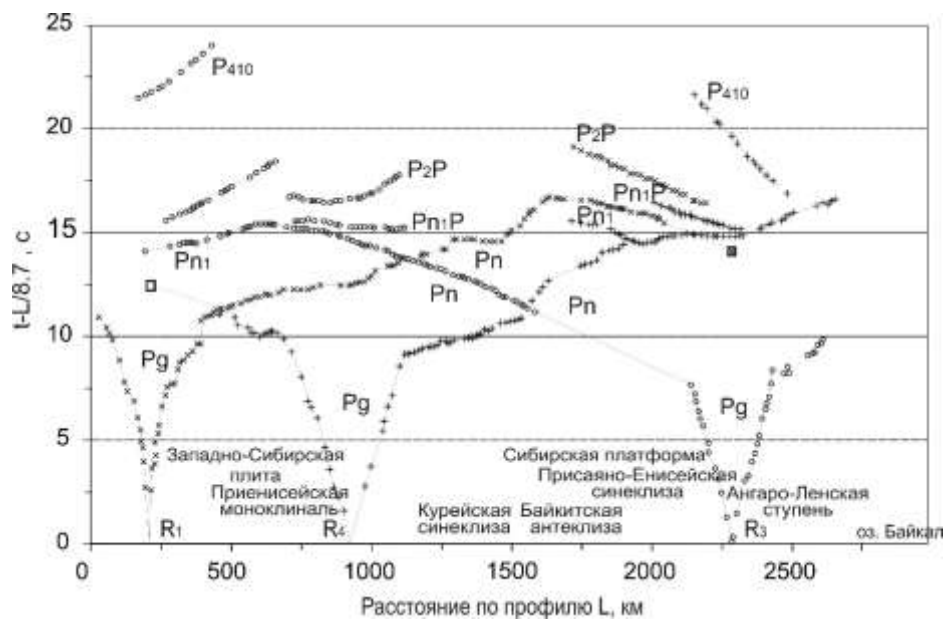


Рисунок 2.2 – Наблюденные годографы волн в первых вступлениях по профилю Рифт в редуцированном масштабе времен [Pavlenkova et al., 1996; Егоркин, 1999; Павленкова, Павленкова, 2014], с изменениями [Суворов, Мельник и др., 2010].  $L$  – расстояние по профилю в сечении большого круга Земли. Из ПВ  $R_1$  в последующих вступлениях на расстоянии более 2000 км выделяется интенсивная волна  $P_{410}$  от границы «410 км». Дополнительно отмечены оси синфазности интенсивных волн в последующих вступлениях  $P_{n1}P$  и  $P_{2P}$  с повышенной кажущейся скоростью [Pavlenkova et al., 2002] Нумерация пунктов взрыва дана в соответствии с [Sultanov et al., 1999]. Отдельным знаком (прямой крестик в квадрате) показаны взаимные времена для годографов из ПВ  $R_1$  и  $R_4$

Обнаруженные аномалии в годографах имеют принципиальное значение для подбора параметров модели при удовлетворяющих наблюдаемым и рассчитанным временам пробега волн. Наблюдается согласное увеличение времени пробега волны  $P_n$  на годографах из ПВ  $R_1$  и  $R_4$  на участке профиля 1500–1700 (см. Рисунок 2.2). Несмотря на то, что в пределах этого участка профиля на встречном годографе из ПВ  $R_3$  данные отсутствуют, такие значения указывают на латеральную неоднородность, коррелируемую с прогибом фундамента в Присяно-Енисейской синеклизе и/или в верхах мантии [Суворов, Мельник и др., 2010].

Понижение кажущейся скорости до 8.0 км/с на годографе из ПВ  $R_4$  (на расстоянии источник–приемник свыше 1400 км) в окрестности оз. Байкал также свидетельствует о локальной неоднородности, отсутствующей на встречном годографе из ПВ  $R_3$  при таких же расстояниях источник–приемник. Вместе с тем, на прямом годографе из ПВ  $R_3$  на значительно меньшем интервале расстояний источник–приемник 200–250 км кажущаяся скорость волны, преломленной на границе Мохо, также аномально низкая – 8.0 км/с (см. Рисунок 2.2). Такие особенности на годографах свидетельствуют о латеральных скоростных мантийных неоднородностях.

Более высокие скорости – до 8.8–8.9 км/с волны  $P_{n1}$  – на расстояниях источник–приемник свыше 1500 км отмечаются на прямом (ПВ  $R_1$ ) и встречном (ПВ  $R_3$ ) годографах, отсутствующие на нагоняемом прямом годографе из ПВ  $R_4$ , что также указывает на юго-восточное ограничение области повышенной скорости в мантии. На годографе из ПВ  $R_1$  на удалениях от ПВ более 2000 км выделены волны, соответствующие преломленно-рефрагированной волне от границы «410 км», проникающей в толщу переходного слоя. В последующих вступлениях из ПВ  $R_3$  (интервал профиля 200–600 км) выделяется ось синфазности  $P_{410}$  с кажущейся скоростью около 9.5 км/с, также отнесенная Павленковой Г.А. [Pavlenkova et al., 2002] к рассматриваемой волне. Выделены и другие оси синфазности в последующих вступлениях, отнесенные к отраженным волнам от границ в верхней мантии (см. Рисунок 2.2) [Суворов, Мельник и др., 2010].

**Профиль Метеорит.** Профиль Метеорит, длиной около 3200 км при четырех пунктов возбуждения [Sultanov et al., 1999; Павленкова, 2012; Павленкова,

Павленкова, 2014] (см. Рисунок 2.1), параллельный Рифту пересекает центральную часть Тунгусской синеклизы, где, располагается центральная область мантийного плюма – источника излияний сибирских траппов в огромных масштабах [Золотухин, Альмухамедов, 1991; Добрецов, 1997; Взаимосвязь..., 2013].

На годографах вдоль профиля Метеорит (Рисунок 2.3) по опубликованным данным [Upper mantle..., 1994; Pavlenkova et al., 1996, Егоркин, 1999; Павленкова, Павленкова, 2014] с некоторой доработкой [Сейсмические неоднородности..., 2013] выделяются локальные аномалии повышенной до 8.7–8.9 км/с кажущейся скорости волн в первых вступлениях на различных расстояниях источник–приемник. Так, из пункта возбуждения ПВ М<sub>4</sub> преломленная волна Р<sub>n</sub> на поверхности Мохо в первых вступлениях свыше 170 км от источника, в непосредственной близости к оз. Байкал (участок профиля 2300–2400 км) характеризуется скоростью около 8.7 км/с. Аналогичные аномалии отмечаются на встречном годографе из ПВ М<sub>5</sub> на более протяженном (2100–2300 км) и несколько смещенном на северо-запад участке относительно аномалии на годографе из ПВ М<sub>4</sub>. Это соответствует повышенной скорости на границе Мохо, выделенной и по данным химических взрывов [Егоркин, 1991].

Локальные аномалии кажущейся скорости отмечается на годографах из ПВ М<sub>2</sub>, М<sub>3</sub> и М<sub>4</sub> и на других участках профиля, но на существенно других расстояниях источник–приемник. Так, из ПВ М<sub>2</sub> повышение скорости до 8.9 км/с отмечается на участке профиля 1950–2200 км (на расстояниях источник–приемник 1450–1700 км). На нагоняемом годографе из ПВ М<sub>3</sub> на расстояниях 0–850 км отмечается такая же аномалия в значениях, но значительно меньшей протяженности. Ей соответствует менее выраженная особенность на встречном годографе из ПВ М<sub>4</sub>, увязываемая по взаимному времени. Отчетливое повышение скорости фиксируется на встречном годографе из ПВ М<sub>3</sub> в начальной части профиля протяженностью около 300 км. Оно прослеживается и на встречном годографе из ПВ М<sub>4</sub> при учете взаимного времени из ПВ М<sub>2</sub>, в пределах наиболее протяженного аномального участка годографа из ПВ М<sub>5</sub> (600–1600 км) корреляция первых вступлений неуверенная [Сейсмические неоднородности..., 2013].

Аномалии пониженной до 7.6–7.8 км/с кажущейся скорости представлены в области БРЗ на годографе из ПВ М<sub>2</sub> с учетом взаимного времени для годографов ПВ М<sub>3</sub> и М<sub>5</sub> (Рисунок 2.3), как результат влияния свойств верхов мантии под Байкальской рифтовой зоной, что соответствует данным ГСЗ [Недра..., 1981; Детальные...исследования..., 1993]. Интерес вызывает понижение кажущейся скорости до 8.0 км/с на встречном годографе из ПВ М<sub>3</sub> (участок профиля 250–550 км на интервале удалений от источника 750–950 км), отмечающееся в области резкого погружения фундамента в Енисей-Хатангском прогибе на глубину от 2–5 до 10–12 км [Разинкова, 1987; Егоркин, 1991].

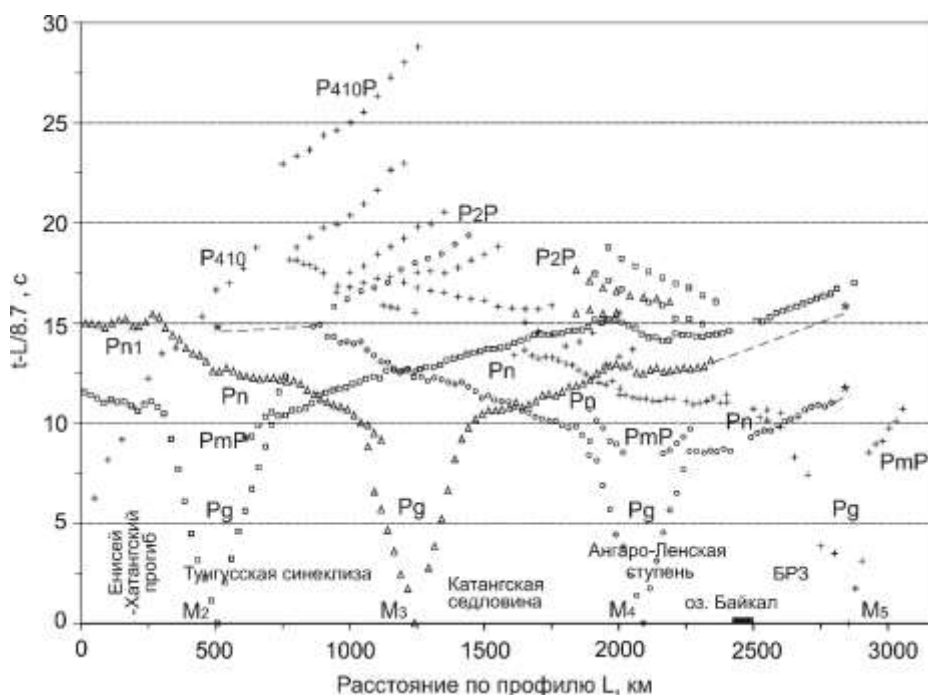


Рисунок 2.3 – Годографы волн в первых и последующих вступлениях по профилю Метеорит в редуцированном масштабе по опубликованным данным [Upper mantle..., 1994; Pavlenkova et al., 1996, Егоркин, 1999; Павленкова, Павленкова, 2014], с дополнениями [Сейсмические неоднородности..., 2013]. Звездочками показаны взаимные времена, соединенные штриховыми линиями с соответствующими годографами. Используются общепринятые обозначения регистрируемых волн. Кажущаяся скорость отраженной волны PmP в последующих вступлениях увеличена до 9.4 км/с. L – расстояние источник–приемник по длине дуги большого круга

Волна, проникающая на глубину более 410 км с кажущейся скоростью около 10 км/с, наблюдается в первых вступлениях на интервале расстояний от источника 2250–2500 км только на годографе из ПВ М<sub>5</sub> (Рисунок 2.3). С удалением от

источника в первые вступления выходит волна с кажущейся скоростью около 12 км/с, которая отнесена к границе на глубине 660 км [Pavlenkova et al., 1996, Егоркин, 1999]. Отдельный годограф в последующих вступлениях, соответствующий протяженной оси синфазности с кажущейся скоростью около 10 км/с, может соответствовать отраженной волне  $P_{410}P$  от границы «410 км» [Pavlenkova et al., 1996].

**Профиль Кратон.** Субширотный профиль Кратон, длиной около 3500 км при четырех пунктах взрыва, располагается вблизи  $65^\circ$  северной широты и пересекает с запада на восток Западно-Сибирскую плиту и Сибирскую платформу [Pavlenkova et al., 1996; Sultanov et al., 1999; Егоркин, 1999; Павленкова, Павленкова, 2014] (Рисунок 2.1). Используется система наблюденных годографов с уточнениями первых вступлений [Seismic velocity..., 2015] в соответствии с опубликованными сейсмограммами [Results..., 1987; Egorikin, 2004; Major features..., 1997; Pavlenkova, Pavlenkova, 2006; Pavlenkova, 2011; Павленкова, Павленкова, 2014] (Рисунок 2.4). В первых вступлениях в зависимости от расстояния источник–приемник  $L$  выделяются фазы волны  $P_g$ , распространяющейся в земной коре с кажущейся скоростью до 6.7 км/с, преломленной на поверхности Мохо, и проникающей в верхи мантии волны  $P_n$  с кажущейся скоростью 8.0–8.4 км/с, которую на удалениях свыше 1500 км сменяет волна  $P_{n1}$  с кажущейся скоростью 8.6–8.7 км/с. В первых вступлениях на расстояниях от взрыва свыше 2200 км регистрируются колебания со скачком увеличивающейся скоростью почти до 9.5–10 км/с, что соответствует волне  $P_{410}$ , проникающей в переходный слой. В последующих вступлениях на расстоянии 1500 км от источника выделяется волна  $P_{n1}P$ , интерпретируемая как отраженная волна от кровли высокоскоростного слоя и отраженная волна  $P_2P$ , маркирующая его подошву. В интервале удалений от источника 1700–2200 км в последующих вступлениях наблюдается интенсивная волна  $P_{410}P$  с кажущейся скоростью около 10 км/с, которая по результатам моделирования отнесена к близкритической отраженной волне от той же границы «410 км». На расстояниях более 2700 км из ПВ  $C_1$  и  $C_4$  в первых вступлениях наблюдается короткий годограф волны с кажущейся скоростью около 12 км/с от границы на глубинах 520 км и более, которая далее не рассматривается [Seismic velocity..., 2015].

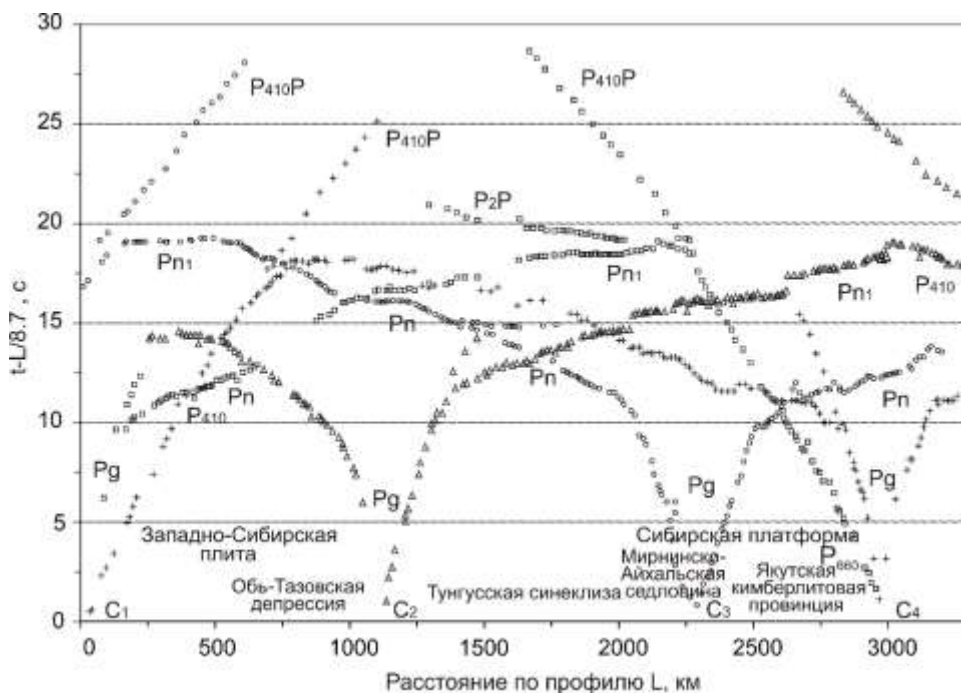


Рисунок 2.4 – Годографы волн в первых и последующих вступлениях по профилю Кратон в редуцированном масштабе времен по опубликованным данным [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006], дополненные и откорректированные [Seismic velocity..., 2015]. Используются общепринятые обозначения.  $L$  – расстояние источник–приемник по длине дуги большого круга

Сложная форма годографов при общей непараллельности (Рисунок 2.4) связана с изменениями скорости по глубине и латерали. При этом повышенные значения кажущейся скорости до 8.7–8.9 км/с наблюдаются на двух участках профиля (Рисунок 2.4). Первый наблюдается на всех четырех годографах и располагается в интервале максимальных удалений от источника 1600–2500 км так же, как и на профилях Рифт и Метеорит (см. Рисунки 2.2, 2.3). Область прослеживания волны  $Pn_1$  на этих участках ограничивается выходом в первые вступления волны  $P_{410}$ . Второй участок выделяется на встречных годографах из ПВ  $C_2$  и  $C_3$  на меньших расстояниях от источников 1000–1500 км. Получается, что разобщенные участки с аномально повышенной скоростью в зависимости от расстояния до пунктов взрыва, можно отнести к одному мантийному слою с резко переменным рельефом кровли, что подтверждается результатами прямого лучевого трассирования [Seismic velocity..., 2015].

В результате анализа годографов по трем профилям, пересекающим северо-восток Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы, выделены характерные особенности изменения времен пробега волн в первых вступлениях:

1. Кажущаяся скорость увеличивается от 8.2–8.4 до 8.6–8.7 км/с, начиная с расстояний источник–приемник 1000–1500 км.

2. На конечной части годографа из ПВ R<sub>4</sub>, M<sub>3</sub>, M<sub>4</sub>, в области расположения оз. Байкал кажущаяся скорость понижается от 8.9 до 8.3 км/с

3. Интенсивная волна с кажущейся скоростью около 10.0 км/с в последующих вступлениях на расстоянии источник–приемник более 2000 км однозначно интерпретируется всеми авторами как преломленно-рефрагированная на кровле переходной зоны при глубине около 410 км [Egorkin, 2004; Major features..., 1997; Pavlenkova, 2011; Суворов, Мельник и др., 2010; Сейсмические неоднородности..., 2013; Seismic and density..., 2015].

Эти характеристики учитываются при моделировании параметров верхней мантии лучевым трассированием.

## **2.2. Лучевое моделирование кинематики преломленно-рефрагированных и закритических отраженных волн в двумерно-неоднородной скоростной модели верхней мантии с учетом сферичности Земли**

Задача прямого лучевого моделирования кинематики рефрагированных и закритических отраженных волн по изменениям времен пробега и кажущейся скорости волн в первых и последующих вступлениях заключается в локализации крупных неоднородностей верхней мантии. Лучевое трассирование и подбор параметров разрезов для профиля Рифт выполнен с помощью программы Ray84PC [Thybo, Luetgert, 1990], разработанной в Геологическом институте Копенгагенского университета и Геологической разведке США, Менло Парк (US Geological Survey Menlo Park), и для профилей Метеорит и Кратон – программы SeisWide [Zelt, Smith, 1992; Zelt, 1999] для сферической модели Земли, представленной в прямоугольных координатах. Расчет времен пробега тестирован в сферической модели с линейным нарастанием скорости с глубиной (по радиусу), для которой имеется аналитическое

решение задачи и АК 135 [Суворов, Мельник и др., 2010; Сейсмические неоднородности..., 2013; Seismic and density..., 2015].

Параметры земной коры в стартовой модели получены А.В. Егоркиным по более плотно размещенным химическим взрывам с интервалом 35–160 км [Results ..., 1987; Егоркин и др., 1987; Егоркин, 1991; Структура..., 1996; Егоркин, 2004]. Использовалась трехслойная модель коры с верхним слоем осадочных пород и двумя слоями консолидированной коры. Средняя скорость в осадочном чехле Западно-Сибирской плиты изменяется от 3.8 до 4.2 км/с по горизонтали в зависимости от глубины кристаллического фундамента. На Сибирской платформе скорость в осадках значительно выше и изменяется в интервале 4.7–5.2 км/с, также коррелируясь с глубиной поверхности архейского фундамента. Различие скорости на кровле и подошве осадков составляет 0.1 км/с. В верхнем более градиентном слое консолидированной коры (между поверхностью фундамента и уровнем 20–30 км) скорость с глубиной изменяется от 6.1 до 6.6 км/с. В нижнем слое (между 20–30 км и Мохо) она нарастает от 6.8 до 7.0 км/с. [Егоркин, 2004].

Для обоснования стартовой модели верхней мантии в сферическом приближении (в декартовых координатах) используются также трансформированные расстояния источник–приемник годографы с учетом расположения пунктов взрывов на профилях. Из анализа следует, что начиная от выхода волны  $P_n$  в первые вступления (расстояние источник–приемник 180–200 км), кажущаяся скорость изменяется в интервале 8.2–8.4 км/с на расстоянии от источника до 1500–1700 км, что можно связать со слоем, залегающим непосредственно под границей Мохо. При этом в первом приближении принимается, что подошва этого слоя располагается на глубине 170 км. Подстилающий слой в этом случае соответствует ветви годографа с кажущейся скоростью до 9.0 км/с и подошвой на глубине 200 км. Глубже находится слой с относительно пониженной скоростью, соответствующий «зоне тени», ограниченной слоем со скоростью около 10 км/с, залегающем на глубине 410 км. Чтобы задать градиент скорости глубже и ограничить разрез, вводится промежуточная граница в переходном слое мантии. Таким образом, получена модель, состоящая из восьми слоев (три – в земной коре и пять – в верхней мантии). В процессе моделирования



рельеф заданных границ и скорость в слоях изменяются в соответствии с условием минимизации различия между рассчитанными и наблюдаемыми временами пробега волн, не превышающего 1 с при среднеквадратическом значении 0.6–0.8 с. Для каждого из годографов отдельно такие расхождения можно сделать еще меньше. Однако уменьшение невязок на одном из годографов может привести к их увеличению на встречных ветвях годографов. За результат моделирования принимаются параметры, при которых различия между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн примерно одинаковы для всех годографов [Суворов, Мельник и др., 2010; Сейсмические неоднородности..., 2013; Seismic and density..., 2015].

**Профиль Рифт.** На рассчитанных годографах (Рисунок 2.5) для данных из ПВ R<sub>1</sub> соответствие между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн в первых вступлениях незначительно изменяется с увеличением расстояния источник–приемник. До удалений от ПВ 700 км (расстояние по профилю 900 км) годографы совпадают, но различаются в интервале расстояний 700–1500 км. На локальных участках рассчитанные значения ниже на величину до 0.5–0.8 с относительно наблюдаемых, на других они совпадают или выше. При уменьшении этих невязок увеличивается различие между рассчитанными и наблюдаемыми временами на встречных годографах из ПВ R<sub>3</sub> и R<sub>4</sub>. На оставшейся части годографов результаты моделирования вполне удовлетворительные. При этом затухание амплитуд в первых вступлениях, начиная с расстояния по профилю 2000 км, можно объяснить выклиниванием высокоскоростного слоя на участке профиля 1500–1900 км. Волна с повышенной до 9.4–9.5 км/с в кажущейся скоростью в последующих вступлениях (расстояние по профилю 2100–2600 км) надежно связывается с преломляющей границей «410 км», где скорость скачкообразно изменяется от 8.5 до 9.4 км/с [Суворов, Мельник и др., 2010].

Времена пробега закритических отраженных волн от кровли слоя с высокой скоростью на участке профиля 1100–1400 км практически совпадают с первыми вступлениями (обозначены прямыми крестиками). Отражения от подошвы этого слоя наблюдаются на расстояниях по профилю 1400–1800 км с временами пробега на 0.8–1 с больше, чем у первых вступлений.

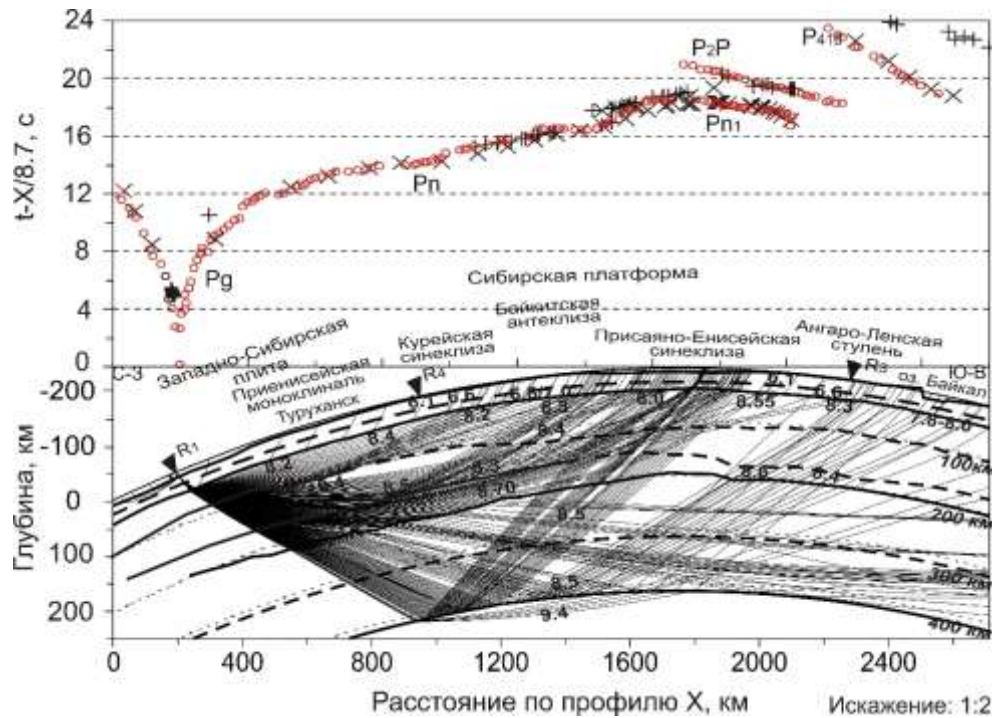


Рисунок 2.5 – Соотношение наблюдаемых (красные кружки) и рассчитанных годографов преломленно-рефрагированных и отраженных (косые и прямые крестики соответственно) волн для ПВ  $R_1$  в сферической модели (расстояние источник–приемник  $X$  равно длине соответствующей хорды). Сейсмические границы (со скачком скорости) показаны толстыми линиями, условные (с изменениями градиента скорости или без такового) – тонкими штриховыми

На Рисунке 2.6 отмечается соответствие наблюдаемых и рассчитанных времен пробега волн из ПВ  $R_4$ , с невязками не превышающими 0.6 с. Аномальное понижение кажущейся скорости (увеличение наклона редуцированных времен пробега) на 7.9–8.0 км/с на отрезке профиля длиной около 300 км (участок профиля 2300–2600 км, окрестность оз. Байкал) на расстоянии источник–приемник 1300–1600 км соответствует области пониженной скорости. Монотонное увеличение редуцированных времен пробега волн в первых вступлениях (с малыми вариациями кажущейся скорости) указывает на резкое утонение или полное выклинивание слоя с повышенной скоростью на глубине 160–230 км (Рисунок, 2.6). Если бы этот слой существовал и под Ангаро-Ленской ступенью, в первых вступлениях обязательно присутствовала бы ветвь годографа с пониженными временами пробега (высокой кажущейся скоростью 8.6–8.7 км/с). Хотя и при выклинивании слоя, на краю профиля в Забайкалье, в первых вступлениях может выделяться рефрагированная волна с пониженными временами пробега (см. Рисунок 2.6) [Суворов, Мельник и

др., 2010]. Чтобы разрешить эту неоднозначность, имеющихся данных недостаточно. Но можно заметить, что по данным С.В. Крылова и Сунн Юншен с соавторами под Байкальской рифтовой зоной выделяется область пониженной скорости в верхней мантии, ограниченной краем Сибирской платформы [Детальные...исследования..., 1993; Глубинное...зондирование..., 1996].

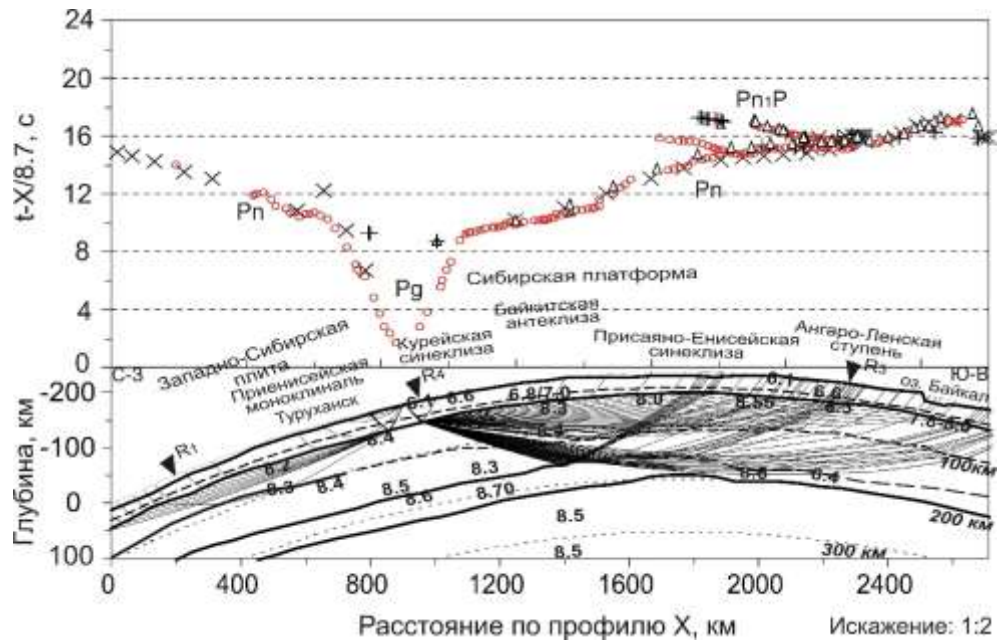


Рисунок 2.6 – Соотношение наблюдаемых (красные кружки) и рассчитанных (крестики) годографов для ПВ R<sub>4</sub>. Лучевая схема. Усл. обозн. см. на Рисунке 2.5

На встречном годографе волн в первых вступлениях из ПВ R<sub>3</sub> отмечается повышение кажущейся скорости на наиболее удаленной его части до 8.7 км/с, аналогичное наблюдаемому из ПВ R<sub>1</sub> (Рисунок 2.7). Это указывает на наличие слоя с повышенной скоростью вдоль профиля в северо-западном направлении. Важно, что мощность слоя можно оценить по относительному положению годографа, его длине и кажущейся скорости. При мощности слоя 40–70 км длина пути волны в нем оказывается значительной (см. Рисунок 2.5), и время ее пробега существенно зависит от скорости, а длина годографа – от градиента изменения скорости в нем [Суворов, Мельник и др., 2010]. Интервал прослеживания волны в первых вступлениях ограничивается, как и на прямом годографе из ПВ R<sub>1</sub>, областью затухания интенсивности этой волны [Pavlenkova et al., 2002].

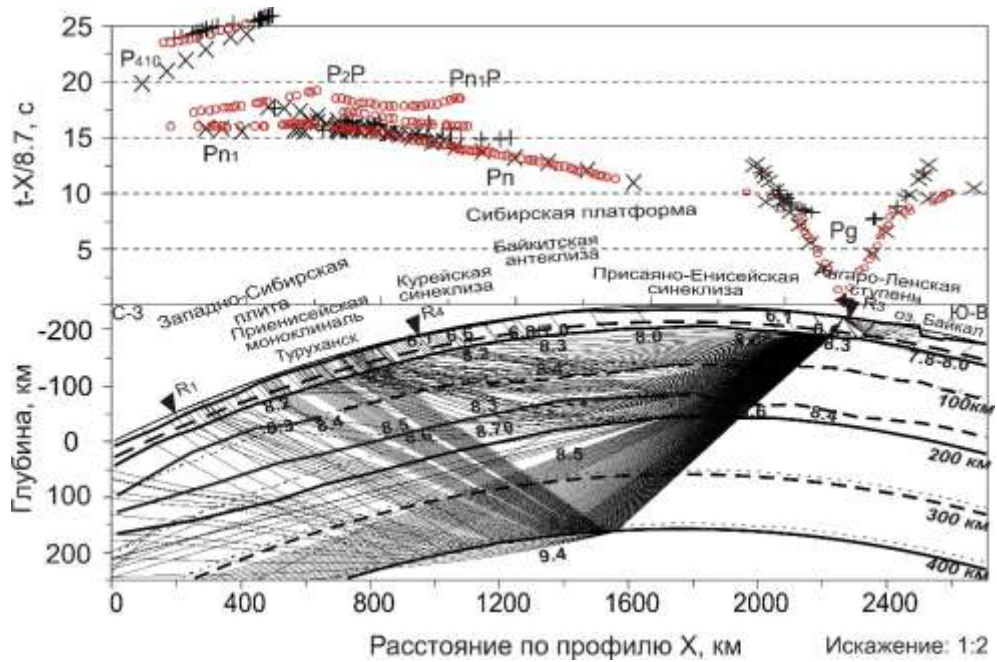


Рисунок 2.7 – Соотношение наблюдаемых (красные кружки) и рассчитанных (крестики) годографов для ПВ  $R_3$  (вверху) и лучевая схема (внизу). Другие усл. обозн. см. на Рисунке 2.5

Ближняя к пункту взрыва ветвь годографа на участке профиля 600–1600 км отличается монотонным изменением времен пробега с расстоянием, ограничивающим возможности подбора параметров модели для более точного соответствия наблюдаемых и рассчитанных годографов в прямом направлении (Рисунок 2.7). При этом повышении значений скорости в верхней мантии под Байкитской антеклизой, как в принятой модели, приводит к более полному соответствию наблюдаемых и рассчитанных годографов.

На участке профиля 2200–2700 км (расстояние источник–приемник более 1400 км) на годографе из ПВ  $R_4$  отмечается понижение кажущейся скорости до 8.3 км/с, в то время как на встречном годографе из ПВ  $R_3$  на расстояниях источник–приемник свыше 1600 км, наоборот видно повышение кажущейся скорости до 9.0 км/с (см. Рисунок 2.2). Результаты моделирования (см. Рисунки 2.5, 2.6) позволяют сделать вывод, что понижение скорости из ПВ  $R_4$  может быть обусловлено наличием низкоскоростной неоднородности, расположенной под Присяжно-Енисейской синеклизой. Волны с глубиной проникания до 150–180 км пересекают эту неоднородность и при отсутствии слоя с повышенной скоростью с

задержкой времени пробега регистрируются в первых вступлениях (см. Рисунок 2.6). Выделение области с пониженной скоростью до глубины около 200 км обусловлено увеличенными временами пробега волн на нагоняемом и нагоняющем годографах, отмеченными на одном и том же участке профиля (1500–1700 км), хотя расстояние источник–приемник для этих годографов различается на 700 км (см. Рисунок 2.2) [Суворов, Мельник и др., 2010]. Увеличение мощности осадочных отложений в синеклизе до 5–9 км не компенсирует отмеченные задержки времен (тем более при инверсионной форме рельефа Мохо под синеклизой [Егоркин, 2004]). Размер и скорость в верхней части мантийной неоднородности контролируются также и временами пробега на встречном годографе из ПВ R<sub>3</sub> (см. Рисунок 2.6), хотя начальная часть годографа преломленной волны на Мохо отсутствует [Pavlenkova et al., 2002].

Сложнее интерпретация, связанная с предполагаемым отражателем P<sub>n1</sub>P (см. Рисунок 2.7). Годографы этой волны из ПВ R<sub>1</sub> и R<sub>3</sub> увязываются во взаимных точках (см. Рисунок 2.2), однако модельное отражение от кровли высокоскоростного слоя наблюдается только в прямом направлении из ПВ R<sub>1</sub> (см. Рисунок 2.5). На встречном годографе из ПВ R<sub>3</sub> рассчитанные отражения от кровли высокоскоростного слоя отсутствуют. Как отмечалось выше, отражения P<sub>n1</sub>P из ПВ R<sub>1</sub> ограничены на ПК профиля 2050 км локальным подъемом отражающей границы, а ПВ R<sub>3</sub> располагается на ПК 2256 км, что находится за пределами области ее прослеживания. Модельные отражения для годографа P<sub>n1</sub>P не наблюдаются. Возникает сложность согласования данных по коротким осям синфазности с протяженными структурами, выделяемыми по первым вступлениям, которую можно объяснить боковыми отражениями, возникающими вследствие трехмерности среды. Оценить это по имеющимся данным не представляется возможным [Суворов, Мельник и др., 2010].

Совпадение времен пробега рассчитанных отражений и наблюдаемых данных волны P<sub>410</sub> (см. Рисунки 2.2., 2.6) объясняется неоднозначностью определения глубины залегания границы «410 км» по наблюдениям только первых вступлений из-за наличия вышележащего слоя с пониженной скоростью (волновода). Поскольку сведения о скорости в этом слое, залегающем между 200–250 и 410 км (скорость в нем оценена при такой глубине в 8.5 км/с), отсутствуют, так как в этой толще пород



не образуются возвращающиеся к поверхности наблюдения рефрагированные волны, то мощность слоя и скорость в нем не могут быть определены однозначно. Для этого необходимо иметь данные об отраженных волнах от кровли и подошвы слоя. Поэтому совпадение оси синфазности в последующих вступлениях (волна  $P_{410}$  по данным [Pavlenkova et al., 2002]) с временами пробега закритической отраженной волны от границы «410 км» ( $P_{410}P$ ) свидетельствует о правильном подборе скорости и мощности волновода (Рисунок 2.7). Следовательно, интенсивная преломленно-рефрагированная волна от слоя с кровлей «410 км» наблюдается только на прямом годографе из ПВ  $R_1$ , а на встречном (ПВ  $R_3$ ) обнаружены лишь закритические отражения [Суворов, Мельник и др., 2010].

**Профиль Метеорит.** Наибольшие затруднения на профиле Метеорит отмечаются при подборе параметров разреза мантии, моделирующих резкие изменения формы годографа (кажущейся скорости) из ПВ  $M_2$  в интервале профиля 2000–2800 км (Рисунок 2.8).

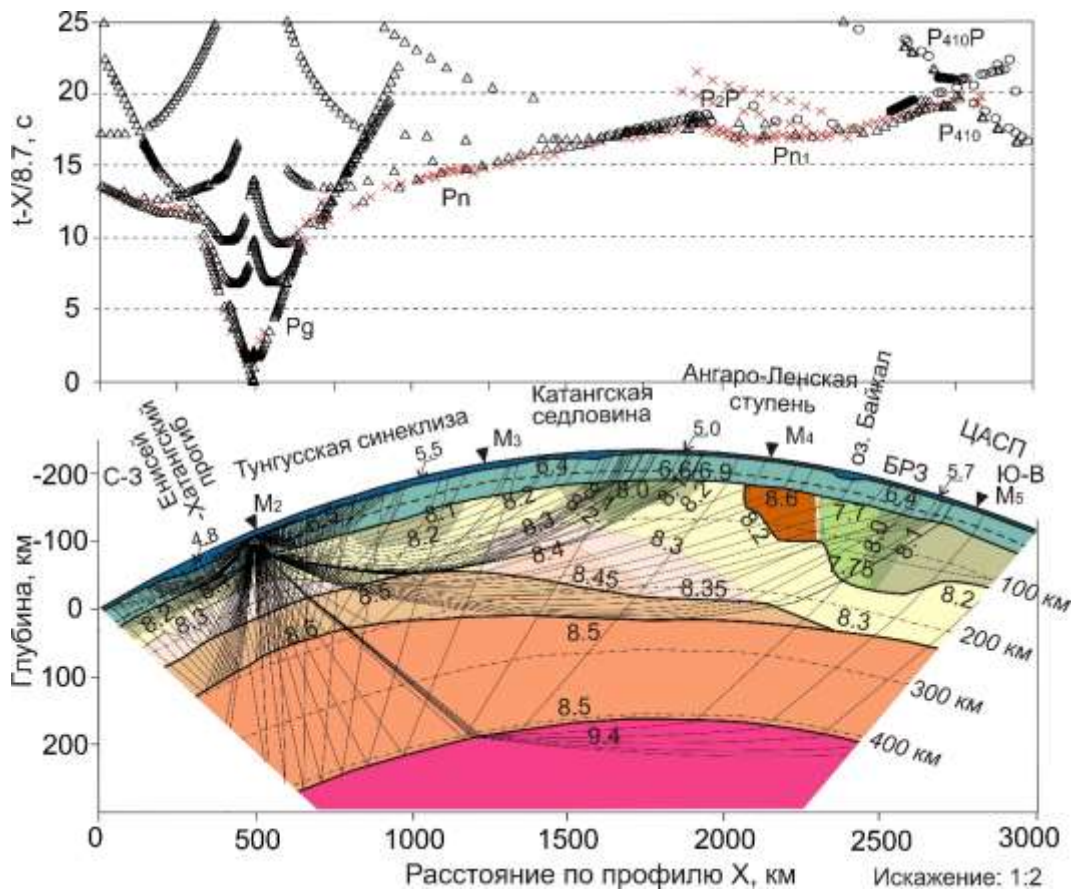


Рисунок 2.8 – Соотношение наблюдаемых (красные крестики) и рассчитанных (треугольники и кружки) годографов для ПВ  $M_2$  (вверху) и лучевая схема (внизу)

Излом годографа соответствует волне, распространяющейся в слое с повышенной скоростью (подшве литосферы), кровля которого погружается от 120 до 200 км при соответствующем увеличении времен пробега. Аномальное увеличение времен пробега волны в первых вступлениях удается полностью скомпенсировать ограничение мощности блока с повышением скоростью на Мохо до 8.6 км/с, выявленную по данным ГСЗ [Егоркин, 1999]. Дополнительное увеличение времен пробега за пределом высокоскоростной аномалии восточнее оз. Байкал происходит также за счет блока с пониженной скоростью непосредственно под Байкальской рифтовой зоной [Недра..., 1981, Сейсмические неоднородности..., 2013]. Далее, к концу профиля, в первых вступлениях регистрируется волна  $P_{410}$  распространяющаяся в переходном слое со скоростью около 9.4 км/с.

На результатах моделирования времен пробега волн из ПВ  $M_3$  (Рисунок 2.9) видно, что невязки между рассчитанными и наблюдаемыми временами пробега волн минимальны, не превышают, как правило, 0.6–0.8 с. При этом отмечается значительное, на 80–90 км, погружение утоняющегося высокоскоростного слоя со скоростью около 8.5–8.6 км/с. На встречном годографе эта неоднородность соответствует кажущейся скорости 8.7 км/с в начальной части профиля (0–300 км). На участке профиля 1900–2300 км повышение кажущейся скорости до 8.7 км/с, наблюдающееся на значительно меньшем времени, объясняется выклиниванием области с пониженной до 8.0 км/с скорости (см. Рисунок 2.3). Следующее по профилю уменьшение кажущейся скорости (при учете взаимного времени на годографе из ПВ  $M_5$  (см. Рисунок 2.3)) связано с пересечением лучами протяженной области с понижением скорости в Забайкалье до 8.0–8.1 км/с. Отсюда следует, что подошва аномального блока со скоростью на Мохо 8.6 км/с находится на уровне 100–115 км. Иначе, начиная с 2600 км, в первых вступлениях на меньших временах должна наблюдаться волна с повышенным значением кажущейся скорости, что не соответствует данным наблюдения из ПВ  $M_3$ , а также и из ПВ  $M_2$  (см. Рисунок 2.8). Аналогичный эффект должен наблюдаться и при уменьшении глубины залегания кровли слоя с повышенной скоростью, при которой годограф рефрагированной волны из слоя будет смещаться к источнику возбуждения с уменьшением времени и присутствовать в первых вступлениях, что не соответствует данным наблюдения

(как и на годографе по данным из ПВ М<sub>2</sub> (см. Рисунок 2.8)) [Сейсмические неоднородности..., 2013].

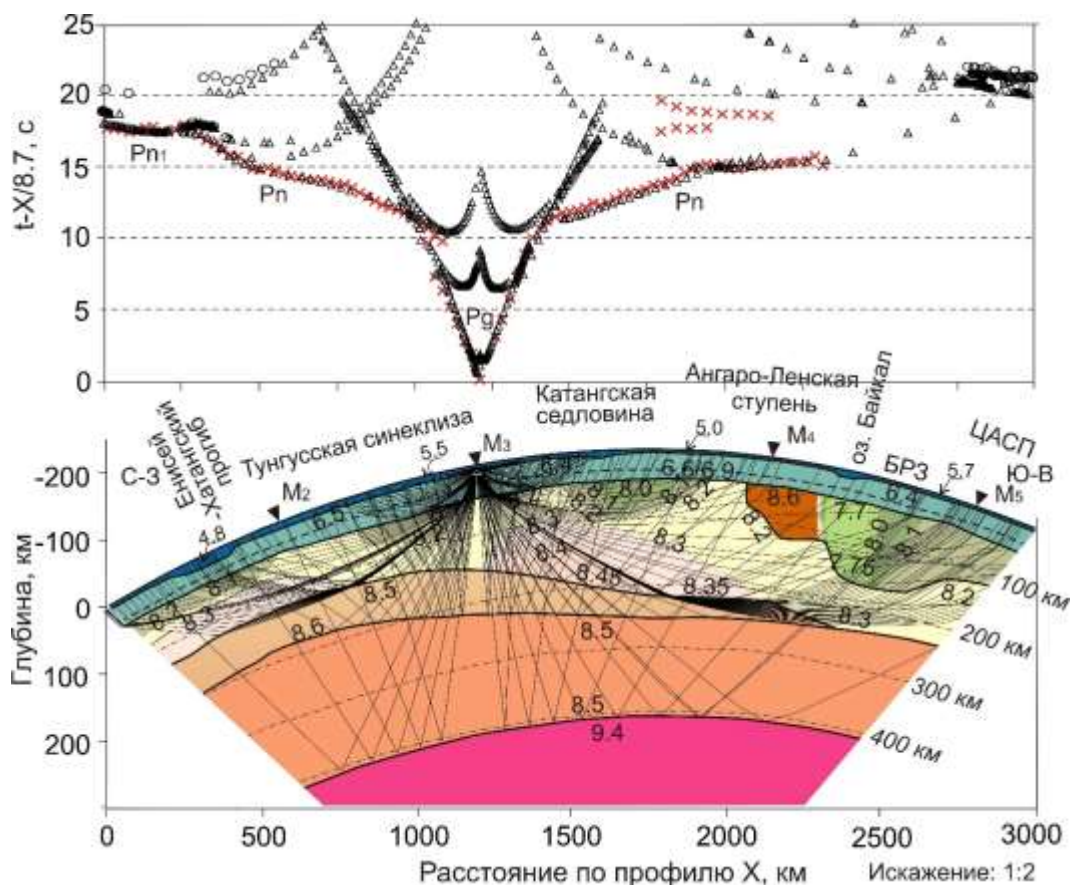


Рисунок 2.9 – Соотношение наблюдаемых (красные крестики) и рассчитанных (треугольники и кружки) годографов для ПВ М<sub>3</sub> (вверху) и лучевая схема (внизу)

Наблюдаемые годографы из ПВ М<sub>4</sub> представлены на Рисунке 2.10, их длина не превышает 1200 км во встречном направлении и около 900 км в прямом, что не позволяет получить сведения о структуре нижней части литосферы. В частности, по наблюдениям из ПВ М<sub>3</sub> (см. Рисунок 2.9) такая информация может быть получена на удалениях источник–приемник именно свыше 1200 км (см. Рисунки 2.8, 2.9). Результаты моделирования верхней части мантийной литосферы (как и из других ПВ) получены достаточно уверенно при незначительных невязках между рассчитанными и наблюдаемыми временами пробега волн. Отдельный интерес вызывает скачкообразное увеличение кажущейся скорости до 8.7 км/с на участке профиля 500–860 км, соответствующее взаимному времени на годографе из ПВ М<sub>2</sub> (см. Рисунок 2.8). В подобранной модели эта скорость соответствует приподнятому



положению утолщенной части высокоскоростного слоя, что подтверждается наблюдениями из ПВ М<sub>2</sub> и М<sub>3</sub> (см. Рисунки 2.8, 2.9). Причем в последующих вступлениях годограф отраженной волны Р<sub>2</sub>Р на участке профиля 750–1250 км неплохо совпадает с расчетным годографом отражений от кровли слоя с повышенной скоростью [Сейсмические неоднородности..., 2013].

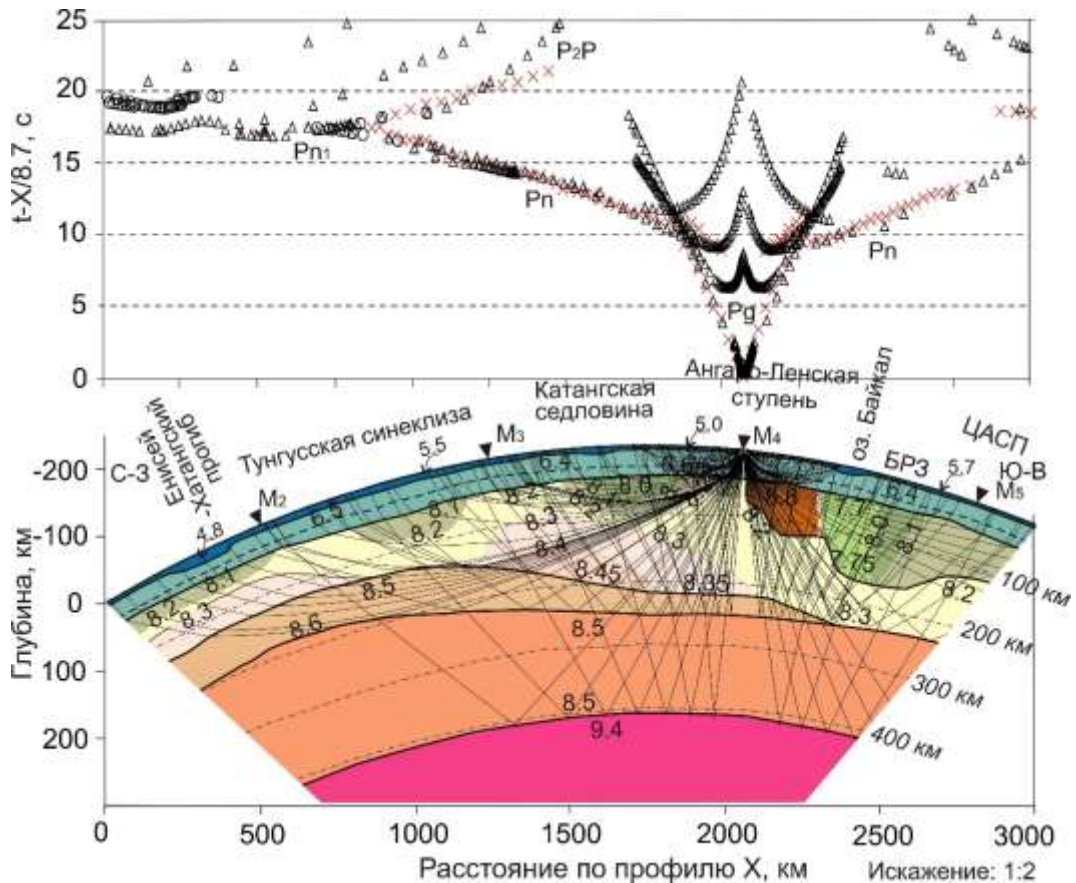


Рисунок 2.10 – Соотношение наблюдаемых (красные крестики) и рассчитанных (треугольники и кружки) редуцированных годографов для ПВ М<sub>4</sub> (вверху) и лучевая схема (внизу)

Результаты моделирования структуры литосферы по данным наиболее длинного годографа из ПВ М<sub>5</sub> (Рисунок 2.11) получены при удовлетворительной сходимости наблюдаемых и рассчитанных времен пробега волн. Контрастными изменениями формы годографов (кажущейся скорости) характеризуется область пересечения БРЗ профилем и блока с повышенными значениями скорости на границе Мохо (2200–2600 км профиля). Пониженная до 7.8–7.9 км/с скорость под БРЗ прослеживается на годографе волны Р<sub>n</sub> на участке профиля 2500–2700 км (расстояние выхода этой волны в первые вступления около 200 км от источника) и с

удалением от ПВ повышается до 8.6–8.7 км/с (участок профиля 2200–2400). По зоне перехода между этими участками определяется положение границы между блоком со скоростью 8.6–8.7 км/с и БРЗ (скорость 7.8–7.9 км/с) в окрестности 2380 км профиля: она несколько смещена к юго-восточному берегу оз. Байкал.

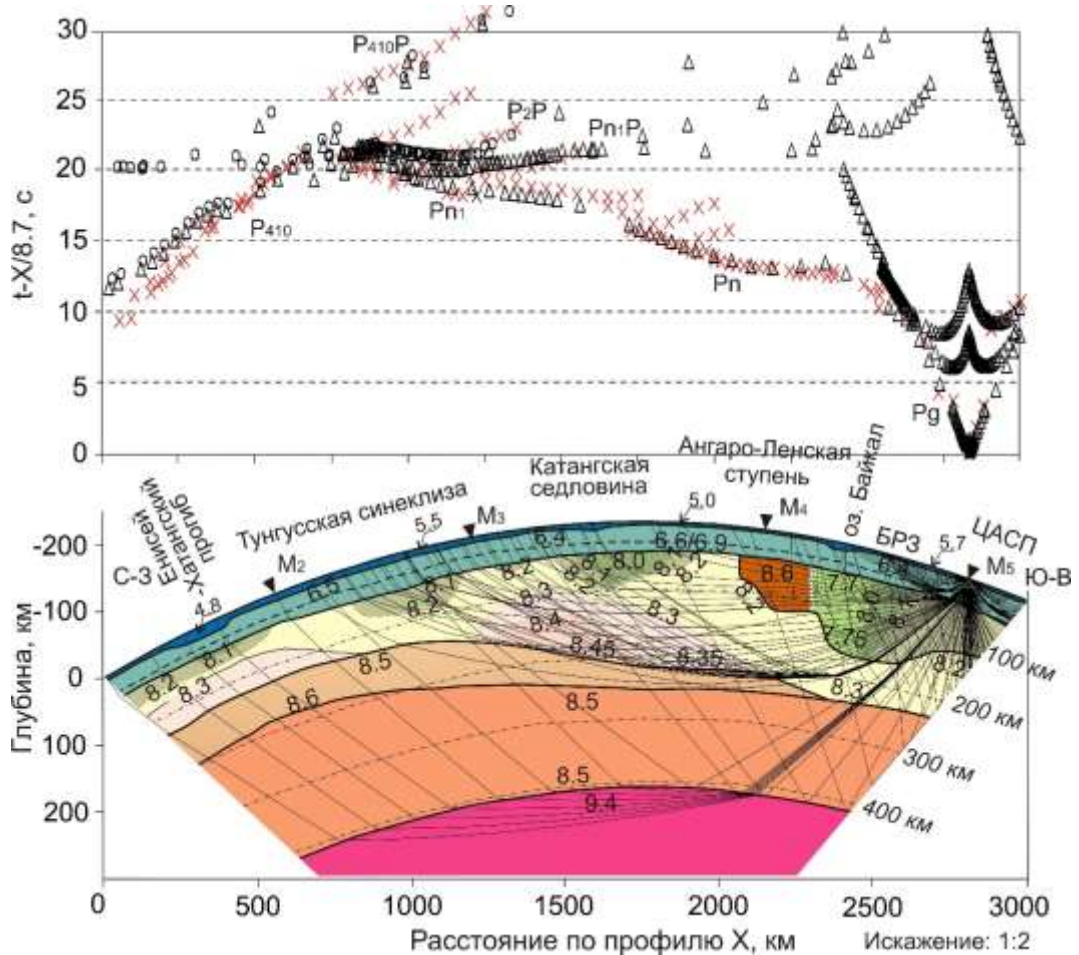


Рисунок 2.11 – Соотношение наблюдаемых (красные крестики) и рассчитанных (треугольники и кружки) годографов для ПВ М<sub>5</sub> (вверху) и лучевая схема (внизу)

Другая особенность – скачкообразное увеличение времени пробега волны на участке профиля около 1700 км, коррелируемое, по-видимому, с прибортовой частью Катангской седловины. В результате моделирования мантийных параметров удалось подобрать разрез, при котором скачок во временах пробега наблюдается, но не с желаемой точностью, вероятно, из-за неучтенных приповерхностных неоднородностей [Сейсмические неоднородности..., 2013]. Возникает сложность согласования данных по коротким осям синфазности с протяженными структурами, выделяемыми по первым вступлениям. Также присутствуют трудности с

корреляцией первых вступлений на участке профиля 850–1650 км (см. монтаж сейсмограмм в работе [Pavlenkova et al., 1996]), где в последующих вступлениях регистрируется волна, распространяющаяся в погруженном высокоскоростном слое, годограф для которой совпадает с осью синфазности, относимой к отраженной волне в работе [Pavlenkova et al., 1996].

Рассматриваемый годограф является единственным на этом профиле, где зарегистрирована преломленная и отраженная волны от границы «410 км» (см. Рисунок 2.3). Невязки между рассчитанными и наблюдаемым данными (при априори заданной глубине на уровне 410 км и подобранных значениях скорости в подстилающей толще 9.4 км/с не превышают 0.5 с для преломленной волны и 1 с для отраженной [Сейсмические неоднородности..., 2013]. Кроме того, на самом краю профиля в первых вступлениях наблюдается короткая ветвь с кажущейся скоростью около 12 км/с, которая отнесена к границе на глубине 520 км в работе [Pavlenkova et al., 1996].

**Профиль Кратон.** По данным из ПВ  $S_1$  видно, что соответствие между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн в первых вступлениях не превышает в среднем 1 с, что сравнимо с видимым периодом колебаний регистрирующихся волн (Рисунок 2.12). Лучевая схема иллюстрирует соотношение между годографами и областями распространения волн в разрезе при равномерной плотности лучей в верхнем слое мантии, соответствующей непрерывности наблюдаемых годографов. В частности, кажущаяся скорость около 8.7 км/с на отрезке годографа волны  $P_{n1}$  (эпицентральные расстояния 1650–2000 км) объясняется, судя по лучевым траекториям, возвращающейся этой волны к поверхности из прерывистого слоя с повышенной до 8.5–8.6 км/с скоростью на глубине 140–220 км, часть которого расположена в начальной части профиля [Seismic and density..., 2015].

Отрезок годографа волны  $P_{n1}$ , распространяющейся в слое с повышенной скоростью, ограничивается годографом  $P_{410}$  в первых вступлениях с кажущейся скоростью до 9.5 км/с, что и определяет глубину максимального проникания лучей и, соответственно, положение подошвы этого слоя (Рисунок 2.12). Дополнительным интересным результатом моделирования является рассчитанный годограф

отраженной от подошвы высокоскоростного слоя волны  $P_2P$  (глубина около 210 км) [Seismic and density..., 2015], совпадающий с выделенным годографом волны  $L$  в работе [Pavlenkova, Pavlenkova, 2006] в последующих вступлениях отраженной от подошвы (кровли) слоя на глубине около 250 км со скоростью 8.6 км/с.

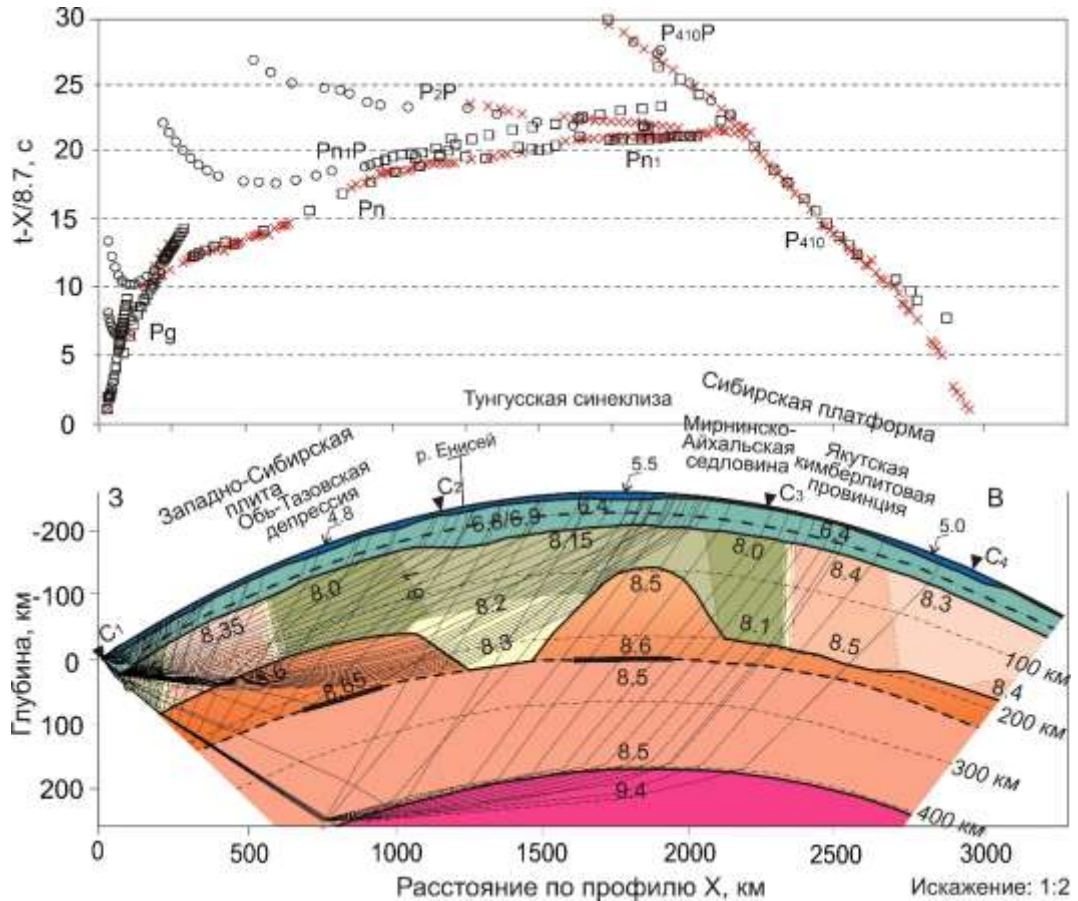


Рисунок 2.12 – Соотношение наблюдаемых (красные крестики) и рассчитанных времен пробега рефрагированных (прямоугольники) и отраженных (кружки) волн (вверху) и лучевая схема (внизу) для данных из ПВ  $C_1$

Наблюдаемые годографы из ПВ  $C_2$  для волн  $P_g$ ,  $P_n$ ,  $P_{n1}$ ,  $P_{n1P}$ ,  $P_{410}$ ,  $P_{410P}$  на всех интервалах их прослеживания удовлетворительно согласуются с рассчитанными при достаточно малых невязках в среднем до 1 с (Рисунок 2.13). Дополнительно присутствуют рассчитанные годографы отраженной волны  $P_2P$  от подошвы слоя с повышенной скоростью (литосферы). Интересная особенность годографов волн, распространяющихся в нижней части литосферы, связана с локальным утолщением слоя с повышенной скоростью в центральной части профиля. Так, для волны  $P_n$  на участке 2250–2750 км в области первых вступлений с близкими временами пробега



наблюдаются две рефрагированные волны. Первая распространяется в блочной латерально неоднородной верхней мантии со скоростью 8.0–8.4 км/с, вторая, с пониженными до 2 с значениями времен пробега проникает в выступ (мощностью до 120–130 км) слоя с повышенной скоростью 8.5–8.6 км/с в конце профиля (3000–3500 км). Как и по данным наблюдения из ПВ С<sub>1</sub>, здесь также выделен годограф отраженной волны в последующих вступлениях на участке профиля 2100–2700 км [Pavlenkova, 2011], который в расчетной модели удовлетворительно совпадает с отражениями от подошвы слоя с повышенной скоростью [Seismic and density..., 2015].

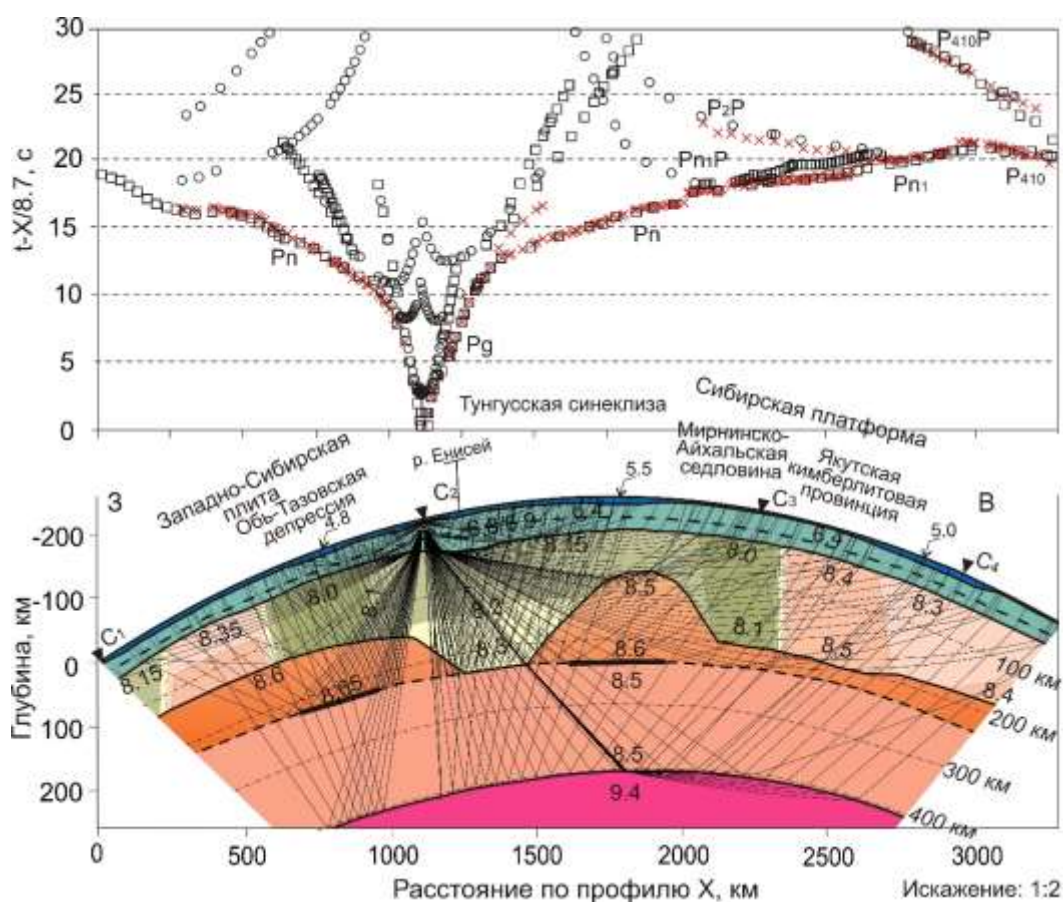


Рисунок 2.13 – Соотношение наблюдаемых (красные крестики) и рассчитанных времен пробега рефрагированных (прямоугольники) и отраженных (кружки) волн (вверху) и лучевая схема (внизу) для данных из ПВ С<sub>2</sub>

Свойства разреза и распределения лучевых траекторий получены также и по встречным годографам из ПВ С<sub>3</sub> (Рисунок 2.14) увязанными с данными из ПВ С<sub>2</sub> (см. Рисунок 2.13). Как в этом, так и в другом случае разобшение отрезков годографов с повышением до 8.7 км/с кажущейся скорости на участках профиля 100–600 км и

900–1200 км (см. Рисунок 2.4) обусловлено изменением рельефа кровли слоя с повышенной скоростью. Вместе с тем по данным рефрагированных волн из ПВ С<sub>3</sub> нет возможности оценить глубину подошвы этого слоя. При этом сведения о глубине границы «410 км» и скорости в покрывающей толще в западной части профиля получены по коротким отрезкам годографов преломленной P<sub>410</sub> и отраженной P<sub>410</sub>P волн [Seismic and density..., 2015].

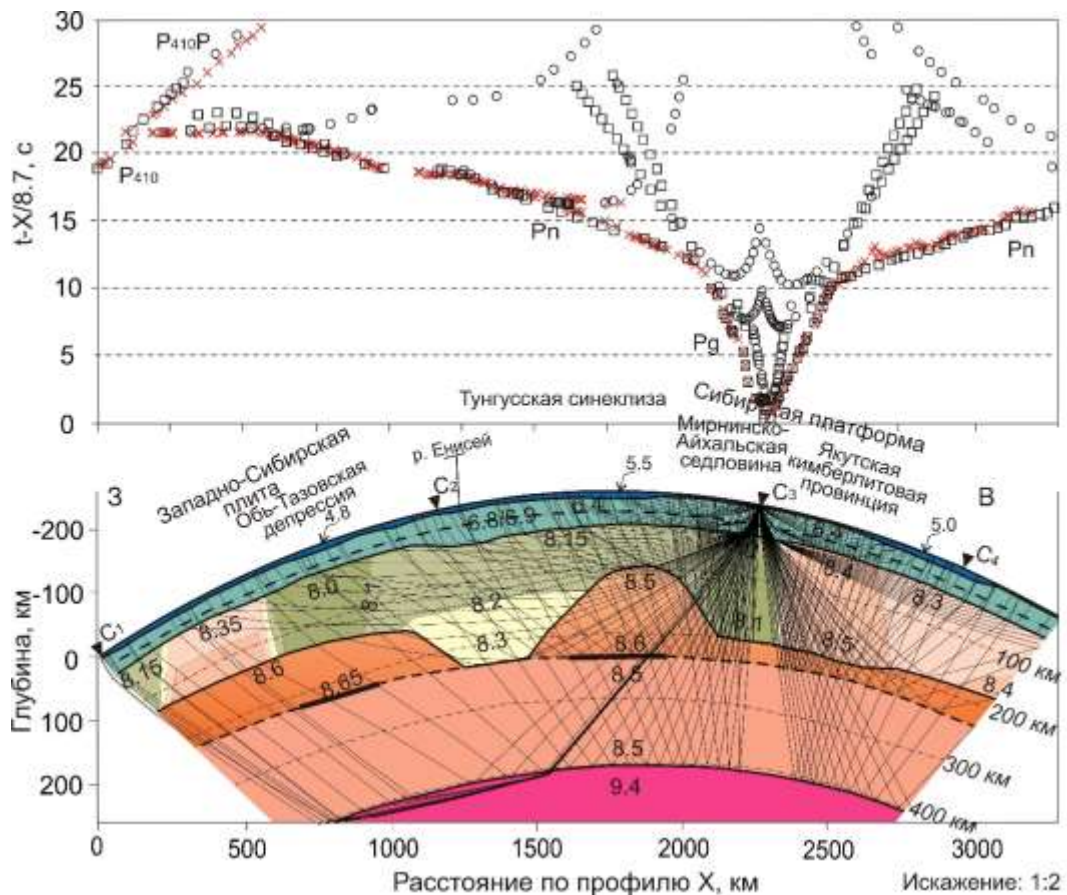


Рисунок 2.14 – Наблюдаемые (красные крестики) и рассчитанные времена пробега рефрагированных (прямоугольники) и отраженных (кружки) волн (вверху) и лучевая схема (внизу) для данных из ПВ С<sub>3</sub>

Соответствие между экспериментальными и рассчитанными годографами по данным из ПВ С<sub>4</sub> также вполне удовлетворительное, как и для других пунктов взрыва (Рисунок 2.15). Увеличение с глубиной на 0.1–0.2 км/с значений скорости на Мохо обеспечивает непрерывность рассчитанных годографов при невязках времен в среднем до 1 с. Повышение до 8.7 км/с кажущейся скорости на годографе первых вступлений (участок профиля 800–1200 км) объясняется выступом кровли высокоскоростного слоя. Положение границы «410 км» и скорость в покрывающем





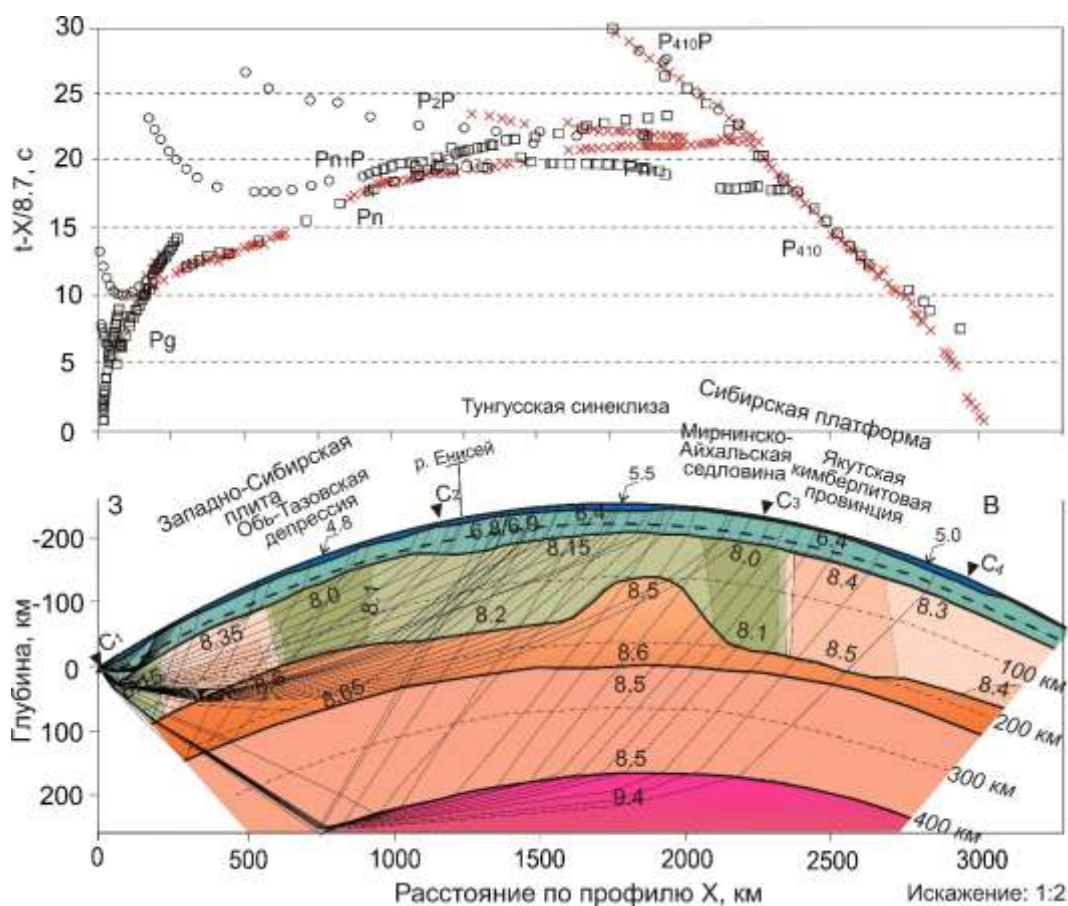


Рисунок 2.16 – Тест на выклинивание (утонение) слоя с повышенной скоростью по данным из ПВ С<sub>1</sub>. Усл. обозн. см. к Рисунку 2.12

В отсутствие выступа кровли слоя с повышенной скоростью (Рисунок 2.17), времена пробега волны, распространяющейся в этом слое на участке профиля 800–1500 км, увеличиваются по сравнению с наблюдаемыми данными на 2–3 с. На годографе волны  $P_n$  видно, что с удалением от ПВ кажущаяся скорость увеличивается незначительно от 8.1 до 8.3 км/с на протяжении 1200 км (при расстоянии источник–приемник около 200–1500 км) и только затем она скачком возрастает до 8.7 км/с (Рисунок 2.17). Присутствие на годографах anomalно повышенной скорости отмечается и при изменяющихся вдоль профиля удалениях источник–приемник (см. Рисунок 2.4). Разобщенные на годографах anomalии кажущейся скорости объединяются в единую систему при введении в модель слоя повышенной скорости переменной мощности.



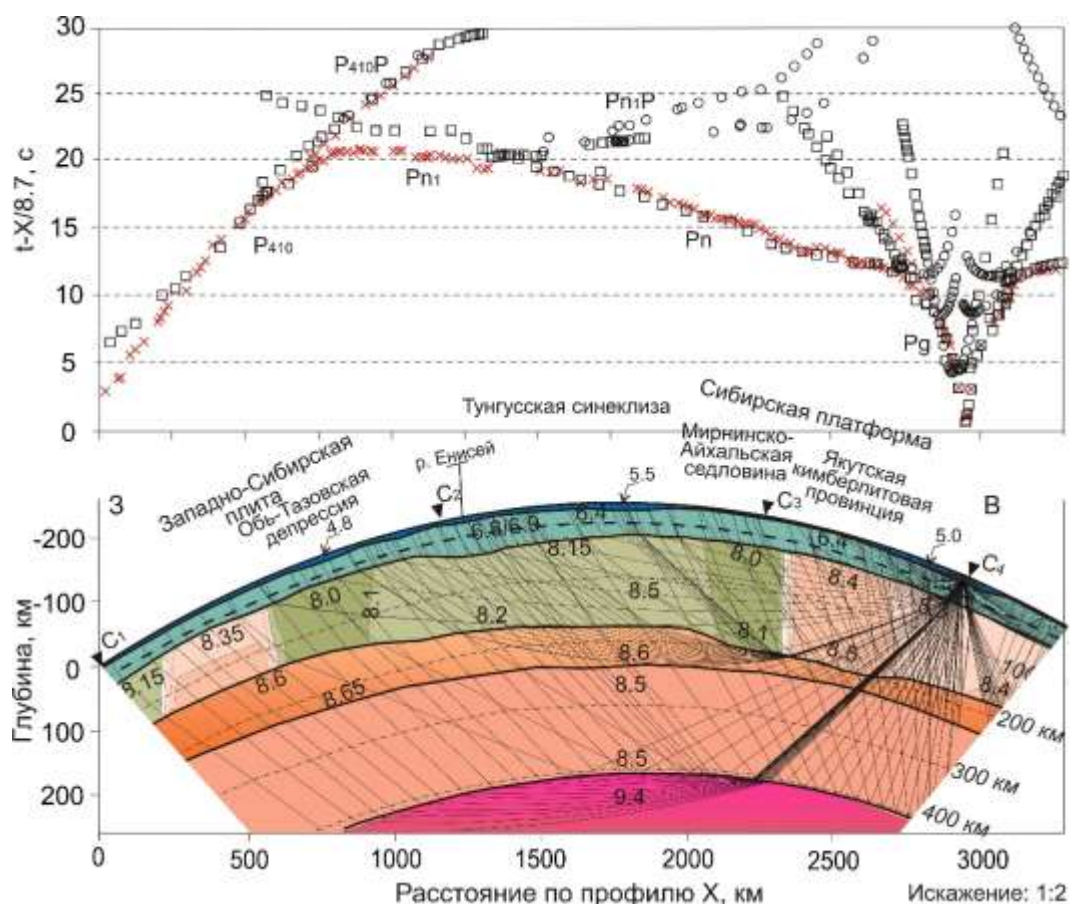


Рисунок 2.17 – Тест влияния выступа в рельефе кровли слоя с повышенной скоростью на времена пробега волн (ПВ  $C_4$ ). Усл. обозн. см. к Рисунку 2.12

По данным волн в первых вступлениях наиболее обоснованно определяется рельеф кровли слоя с повышенной скоростью, и только в отдельных случаях можно получить некоторую оценку глубины подошвы по отраженным волнам, два примера которых получены по наблюдаемым данным из ПВ  $C_1$  и  $C_2$  (см. Рисунки 2.12, 2.13) [Seismic and density..., 2015].

### 2.3. Латеральные неоднородности литосферы и астеносферы Сибири

**Профиль Рифт.** Сферическая модель верхней мантии (до глубины 410 км), полученная методом лучевого трассирования распространения преломленно-рефрагированных и отраженных волн (см. Рисунки 2.5–2.7) представлена на Рисунке 2.18. Главной ее особенностью является представление верхней мантии в виде двух структурных этажей: наиболее неоднородного по латерали двухслойного верхнего с подошвой на глубине 160–180 км и подстилающего практически

однородного (астеносферного) нижнего до границы «410 км» [Суворов, Мельник и др., 2010].

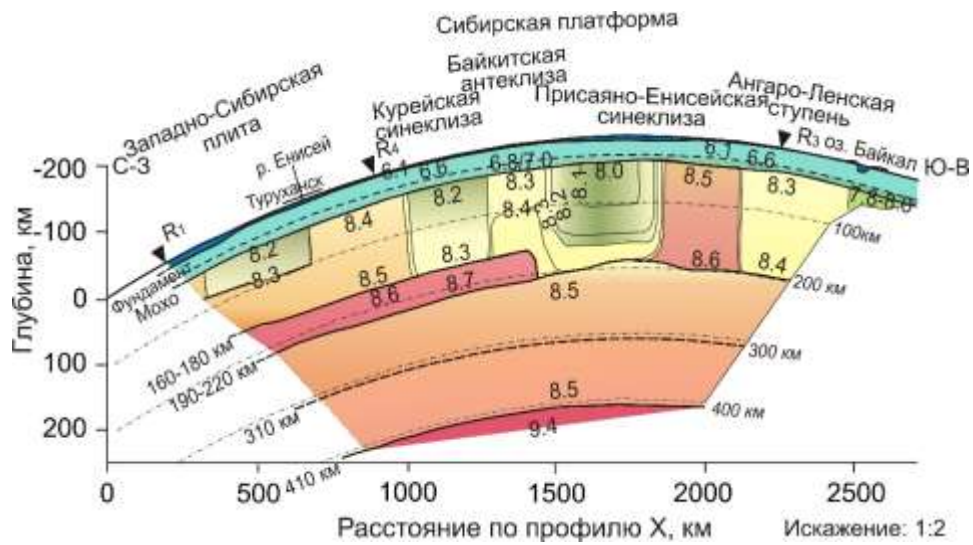


Рисунок 2.18 – Структура верхней мантии по профилю Рифт [Суворов, Мельник и др., 2010]. Тонкими линиями показаны изолинии скорости в км/с, толстыми и штриховыми – сейсмические границы со скачком скорости и с изменением ее градиента соответственно, треугольники – пункты взрыва. X – хорда сегмента большого круга Земли с длиной дуги  $L = 3570$  км. Пунктирными линиями показаны сферические уровни глубин 100–400 км

Латерально блоковая неоднородность верхнего слоя мантии контролируется скоростью на Мохо, изменяющейся в интервале 7.8–8.6 км/с, при различных ее увеличениях с глубиной. В северо-западной части профиля, пересекающего северо-восточную часть Западно-Сибирской плиты и Приенисейскую моноклинали, верхний слой мантийной литосферы представлен блоком мощностью около 140 км. Скорость в нем на Мохо увеличивается скачком от 8.3 км/с на участке перед р. Енисей до 8.4 км/с – в восточном, относящемся к Сибирской платформе, достигая 8.5 км/с на глубине около 170 км. В пределах Курейской синеклизы скорость уменьшается на кровле мантии до 8.2 км/с и увеличивается до 8.3 км/с на подошве слоя на глубине около 180 км. Скачкообразное увеличение скорости до 8.3–8.5 км/с наблюдается в блоке верхнего мантийного слоя Байкитской антеклизы мощностью около 120 км. Аномально пониженная скорость до 8.0 км/с, увеличивающаяся с глубиной до 8.4 км/с теперь уже на подошве литосферы (глубина около 200 км) характерна для протяженной Присяяно-Енисейской синеклизы [Суворов, Мельник и др., 2010].

Слой с повышенной до 8.6–8.7 км/с скоростью (мощность до 50 км), подстилающий верхний неоднородный слой мантии, присутствующий в начальной части профиля, здесь отсутствует или, возможно, значительно утоняется. Юго-восточный борт синеклизы ограничен блоком литосферы с аномально повышенной до 8.55–8.6 км/с скоростью [Суворов, Мельник и др., 2010].

Пограничный с Байкальской рифтовой зоной практически однородный литосферный блок верхней мантии Ангаро-Ленской ступени характеризуется скоростью 8.3–8.35 км/с при мощности около 170 км. Поскольку ПВ R<sub>3</sub> располагается на краю профиля, данные о скорости на Мохо 7.8–8.0 км/с под Байкальским рифтом и в Забайкалье неуверенные, а на большей глубине отсутствуют. Это хорошо видно также и на Рисунке 2.18, где юго-восточное ограничение разреза проведено по траектории луча, соответствующего последней точке наблюдений в Забайкалье [Суворов, Мельник и др., 2010].

Важно, что вблизи юго-восточного окончания профиля Рифт существуют данные ГСЗ вдоль профиля Байкал–Северо-Восточный Китай [Глубинное...зондирование..., 1996]. По этим и другим данным [Детальные...исследования..., 1993] область пониженной до 7.7–7.8 км/с скорости в верхней мантии под Байкальской рифтовой зоной субвертикально граничит с краем Сибирской платформы и прослеживается до глубины 80 км и более [Недра..., 1981].

Общая тенденция в характере распределения неоднородностей в мантии заключается в относительно пониженных значениях скорости под синклиналиями в сравнении с антиклиналиями и отдельными блоками. Так, пониженные значения скорости (8.0–8.2 км/с) на Мохо соответствуют синеклизам (Курейской, Присяно-Енисейской), формируя блоки с горизонтальными размерами 300–350 км и мощностью до 120–160 км, разделенные Байкитской антеклизой [Суворов, Мельник и др., 2010].

На глубине свыше 200–250 км вдоль всего профиля под высокоскоростным слоем (мантийной литосферой) скорость уменьшена до 8.5 км/с в астеносфере, где на границе «410 км» скачком увеличивается до 9.45–9.50 км/с [Суворов, Мельник и др., 2010].

**Профиль Метеорит.** Главная особенность литосферы по этому профилю, как и вдоль параллельного ему профиля Рифт, заключается в ее двухслойной структуре при неоднородном по латерали верхнем слое с кровлей на Мохо и подошвой на глубине 120–220 км и подстилающем нижнем мощностью 30–80 км, выклинивающимся в сторону Байкальской рифтовой зоны. Ниже залегает практически однородный слой мощностью до 200 км (астеносфера) с относительно пониженной скоростью, подстилаемый границей «410 км» (кровля переходного слоя Земли). Вместе с тем параметры глубинных скоростных неоднородностей вдоль этих профилей существенно различаются, по всей видимости, вследствие пересечения мантийных корней структурно-тектонических неоднородностей земной коры другой природы [Сейсмические неоднородности..., 2013].

Наиболее протяженная неоднородность, пересекаемая профилем Метеорит, представлена Тунгусской синеклизой, ограниченной на северо-западе Енисей-Хатангским прогибом (Рисунок 2.19) с контрастным прогибом фундамента до 10 км [Восточная Сибирь..., 2002] и скоростью, увеличивающейся с глубиной от 8.1 км/с на Мохо до 8.4 км на подошве верхнемантийного слоя (глубина 120 км). На северо-западном окончании профиля, в пределах Западно-Сибирской плиты, скорость на Мохо – 8.2 км/с.

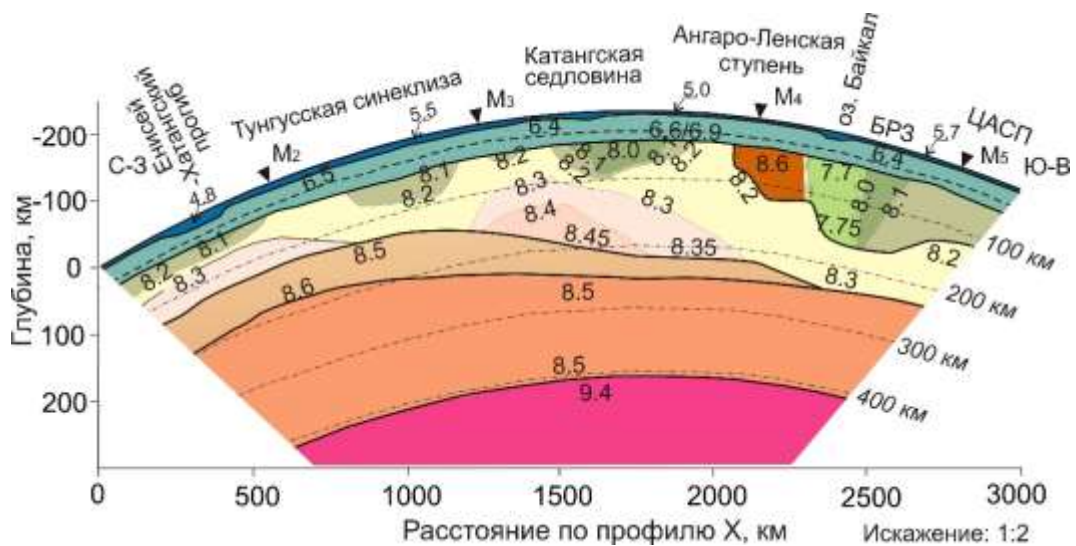


Рисунок 2.19 – Сейсмическая модель верхней мантии (до 410 км) по профилю Метеорит [Сейсмические неоднородности..., 2013]. Тонкими линиями показаны изолинии скорости в км/с, толстыми – границы слоев со скачком скорости, треугольники – пункты взрыва. X – хорда сегмента большого круга Земли с длиной дуги  $L = 3570$  км. Штриховыми линиями показаны уровни глубин 100–400 км

Профиль Метеорит пересекает центральную часть Тунгусской синеклизы протяженностью 500–1700 км (см. Рисунки 2.1, 2.19), где скорость в верхнем слое мантийной литосферы равна 8.2 км/с, осложненная двумя локальными аномалиями пониженной до 8.0–8.1 км/с скоростью на Мохо. Ограничивает синеклизу Катангская седловина с неоднородным верхнемантийным слоем при локально пониженной до 8.0–8.2 км/с скоростью на Мохо. Глубже, на фоне скорости 8.2–8.3 км/с, в окрестности седловины в пределах расширяющейся по глубине 100–120 км наблюдается неоднородность со скоростью 8.3–8.45 км/с [Сейсмические неоднородности..., 2013].

Под Ангаро-Ленской ступенью подошва фоновых вдоль профиля значений скорости 8.2–8.3 км/с погружается от Мохо до 120 км, а южнее под Байкальской рифтовой зоной (БРЗ) до 170 км, поднимаясь до 120 км под Центрально-Азиатским складчатым поясом (ЦАСП). Мощность этого интервала уменьшается к юго-востоку от 120 км в области сочленения Катангской седловины и Ангаро-Ленской ступени до 70 км под БРЗ и 100 км под ЦАСП. Отличительной особенностью этой ступени является блок шириной около 220 км с повышенной до 8.6 км/с скоростью и мощностью около 80 км, выделяемый на фоне значений 8.2–8.3 км/с, ограниченный на юго-востоке Байкальской рифтовой зоной. При этом отсутствуют основания рассматривать какую-либо геодинамическую связь этой аномалии с БРЗ, так же, как и на параллельном профиле Рифт, где подобная аномалия удалена от рифтовой зоны на 400 км (см. Рисунок 2.19).

В целом подошва верхнего структурного этажа погружается с северо-запада на юго-восток от 120 км под Енисей-Хатангским прогибом до 200–220 км под Ангаро-Ленской ступенью и БРЗ. Ниже выделяется выклинивающийся (от 80 км до, вероятно, 10–15 км) в сторону БРЗ слой с повышенной до 8.5–8.6 км/с скоростью, характеризующийся относительно пониженным ее значением по сравнению с профилем Рифт, где скорость 8.6–8.7 км/с (см. Рисунок 2.18). Таким образом, минимальная оценка мощности литосферы по имеющимся данным определяется положением подошвы слоя с повышенной скоростью на глубине 190–250 км. Такая величина близка к оценке термической мощности литосферы Сибирского кратона по данным теплового потока и поверхностных волн [Тепловое поле..., 1987;

McKenzie, Priestley, 2006; Kustowski et al., 2008]. Ниже залегает условно однородный слой (астеносфера) с пониженной до 8.5–8.55 км/с скоростью и мощностью 150–200 км, подстилаемый границей «410км» [Сейсмические неоднородности..., 2013].

В целом полученные по профилю Метеорит результаты свидетельствуют о двухэтажнонеоднородной верхней мантии (до глубины 410 км) как по вертикали, так и горизонтали. Выделяется верхний, латеральнонеоднородный структурный этаж с подошвой на глубине 120–220 км, основанием которого является слой с повышенной скоростью мощностью 30–90 км. В подстилающей астеносфере рефрагированные волны из интервала глубин от 120–220 до 410 км экранируются вследствие пониженной скорости относительно покрывающего слоя с повышенной скоростью. Оценить мощность этого интервала можно только по данным отраженных и преломленно-рефрагированных волн, распространяющихся в литосфере и переходном слое Земли под границей «410км» по временам их пробега и значениям средней скорости (см. Рисунки 2.8, 2.10, 2.11) [Сейсмические неоднородности..., 2013].

Модели верхней мантии по пересекающим Сибирскую платформу параллельным профилям Рифт и Метеорит (Рисунки 2.18, 2.19) значительно различаются особенностями распределения латеральных неоднородностей. Так, на профиле Рифт преобладающие значения скорости в верхах мантии достигают 8.3–8.4 км/с (без учета локальной аномалии скорости 8.5–8.6 км/с на Мохо) при аномальных неоднородностях 8.0–8.3 км/с, тогда как вдоль профиля Метеорит фоновой скоростью, являются значения 8.2–8.3 км/с, а в локальных аномалиях она повышена до 8.3–8.4 км/с. В слое с повышенной скоростью скорость повышена до 8.6–8.7 км/с в первом случае и 8.5–8.6 км/с – во втором. Привлекает внимание увеличение мощности литосферы на 30–50 км в сторону БРЗ вдоль профиля Метеорит, пересекающего северо-восточную часть оз. Байкал при соответствующем утонении астеносферы [Суворов, Мельник и др., 2010; Сейсмические неоднородности..., 2013].

**Профиль Кратон.** Пересекает Западно-Сибирскую плиту и Сибирскую платформу (Тунгусскую синеклизу, Якутскую кимберлитовую провинцию и северный борт Вилнойской синеклизы) в широтном направлении (см. Рисунок 2.1).



Как и вдоль профилей Рифт и Метеорит (см. Рисунки 2.18, 2.19) верхняя мантия представлена также двумя структурными этажами (Рисунок 2.20). Латерально неоднородным является ее верхний слой, мощность которого изменяется в интервале от 60–100 до 160–180 км, (подошва на глубине 100–230 км). При этом протяженность его неоднородностей вдоль профиля, выраженных в рельефе кристаллического фундамента и подошве коры, контролируется, как правило, скоростью на Мохо.

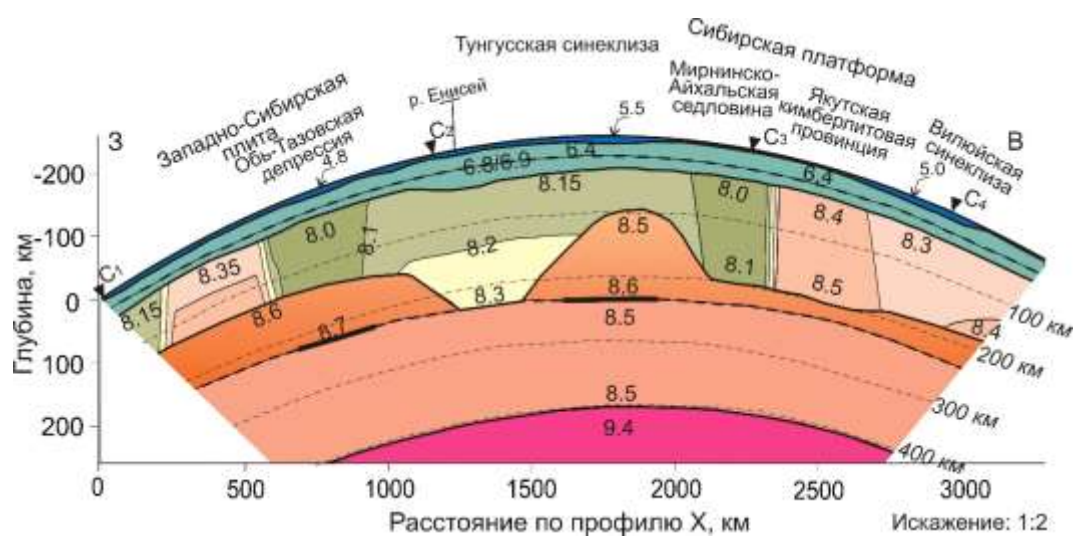


Рисунок 2.20 – Сейсмическая модель верхней мантии (до 410 км) по профилю Кратон [Seismic and density..., 2015]. Тонкими линиями показаны изолинии скорости в км/с, толстыми – со скачком скорости, треугольники – пункты взрыва. X – хорда сегмента большого круга Земли с длиной дуги  $L = 3570$  км. Штриховыми линиями показаны уровни глубин 100–400 км

Так, в пределах Западно-Сибирской плиты на участке профиля 550–950 км выделяется Обь-Тазовская депрессия [Results..., 1987], с пониженной в верхнем слое мантии скоростью до 8.0–8.1 км/с, ограниченная на западе блоком мощностью около 100 км с повышенной скоростью до 8.35–8.45 км/с и Тунгусской синеклизой на востоке. Здесь подошва верхнего слоя мантии погружается на глубину до 230 км при увеличении скорости от 8.15 до 8.3 км/с. В окрестности восточного борта Тунгусской синеклизы мощность этого слоя резко утоняется до 70 км. Расположенный восточнее блок, шириной 250 км с пониженной до 8.0 км/с скоростью на Мохо, которая увеличивается на глубине 200 км до 8.1 км/с, соответствует Мирнинско-Айхальской седловине [Западная Сибирь..., 2000]

маркирующей зону сочленения синеклизы и Якутской кимберлитовой провинции [Seismic and density..., 2015]. Верхний слой мантии под Якутской кимберлитовой провинцией представлен блоком протяженностью около 250 км и мощностью до 150 км с повышенной до 8.4–8.5 км/с скоростью. Последняя соответствует среднему ее значению на Мохо, характерному для кимберлитовой провинции (получено по данным ГСЗ [Суворов, 1993, Суворов и др., 1999; Seismic...model..., 2006]). В пределах пересекаемого профилем северного прибортового участка Вилюйской синеклизы скорость на Мохо 8.1 км/с и увеличивается до 8.4 км/с на глубине около 200 км. Восточная граница синеклизы ограничена блоком с повышенной до 8.3 км/с скоростью на Мохо [Seismic and density..., 2015].

В целом крупномасштабные латеральные неоднородности земной коры Сибирской платформы, выраженные в рельефе фундамента, ее подошвы и в аномалиях скорости на Мохо, прослеживаются в подстилающем верхнем неоднородном слое мантийной литосферы, формируя латерально блоковую структуру. Особенно отчетливо это проявлено вдоль профиля Рифт (см. Рисунок 2.18), где под Саяно-Енисейской и Курейской синеклизами скорость на Мохо понижена до 8.0–8.2 км/с, увеличиваясь на подошве слоя до 8.3–8.4 км/с, тогда как под поднятиями фундамента в Приенисейской моноклинали, Байкитской антеклизе и Ангаро-Ленской ступени скорость на Мохо повышена до 8.3–8.55 км/с, увеличиваясь с глубиной на 0.1–0.2 км/с [Seismic and density..., 2015].

Иная ситуация наблюдается вдоль профиля Метеорит (см. Рисунок 2.19), где скорость на Мохо 8.0–8.2 км/с изменяется по латерали на локальных участках верхнего слоя (без учета БРЗ и локальной высокоскоростной неоднородности 8.6 км/с на ее северо-западном борту). С глубиной скорость возрастает до 8.2–8.3 км/с в интервале переменной мощности (20–170 км) практически вдоль всего профиля. В нижней части слоя на локальных участках под Енисей-Хатангским прогибом и Катангской седловиной скорость увеличивается с глубиной до 8.3–8.45 км/с [Сейсмические неоднородности..., 2013]. Корреляция изменений скорости на Мохо с рельефом кровли, подошвы кристаллической коры и неоднородностью верхнего слоя мантийной литосферы наблюдается и вдоль субширотного профиля Кратон (см. Рисунок 2.20). Профиль с запада на восток пересекает Обь-Тазовскую



депрессию (8.0–8.1 км/с) на Западно-Сибирской плите, протяженную Тунгусскую синеклизу (8.15–8.3 км/с), Мирнинско-Айхальскую седловину (8.0–8.1 км/с). Наиболее контрастными изменениями скорости с глубиной характеризуются Тунгусская и Вилюйская синеклизы [Seismic and density..., 2015].

Мощность второго неоднородного слоя верхней мантии с повышенной до 8.5–8.65 км/с скоростью изменяется от 0 до 140 км. В начальной части профиля под Западно-Сибирской плитой этот слой характеризуется мощностью около 100 км (глубина кровли 120 км) и выклинивается, образуя трапециевидную аномалию (200x550 км) в основании верхнего слоя со скоростью 8.2–8.3 км/с и подошвой на глубине 230 км, расположенную в области сочленения плиты и Сибирской платформы. Эта неоднородность, распространяясь от р. Енисей в восточном направлении, соответствует области с повышенной мощностью траппов в Тунгусской синеклизе (см. Рисунки 2.1, 2.20) [Results..., 1987]. В восточной ее части мощность этого слоя на локальном участке длиной до 500 км увеличивается до 140 км (кровля на глубине 100 км), с последующим выклиниванием до 50 км в зоне перехода к Мирнинско-Айхальской седловине со скоростью 8.0–8.1 км/с.

Подстилающий этаж, расположенный в основании литосферы с относительно пониженной до 8.50–8.55 км/с скоростью, в сравнении с покрывающим вторым слоем верхней мантии (8.5–8.65 км/с) соответствует астеносфере. Мощность ее изменяется в интервале 170–190 км при минимальном значении под Тунгусской синеклизой. Подошва астеносферы, относящаяся к кровле переходного слоя Земли, располагается на глубине 410 км (граница «410км»), на которой скорость увеличивается до 9.4–9.5 км/с [Seismic and density..., 2015].

Полученные результаты говорят об особой роли выделенного слоя с повышенной скоростью, под которым скорость понижена на 0.1 км/с, определяя присутствие астеносферы [Суворов, Мельник и др., 2010; Сейсмические неоднородности..., 2013; Seismic and density..., 2015] (Рисунок 2.21). Близкий результат получен Рубергом с коллегами [Properties..., 1998; Ryberg et al., 2005], правда, только по данным вдоль профиля Кварц в Западной Сибири (Рисунок 2.1). Исследование показывает, что такое понижение скорости определяется годографом отраженной волны от границы «410» км (Рисунок 2.4) и оценкой пластовой скорости

в слое мощностью около 180 км [Seismic and density..., 2015]. В пределах этого интервала глубин также возможен астеносферный слой с пониженной скоростью и плотностью, тогда как ниже должен быть слой с более высокой скоростью [Properties..., 1998; Ryberg et al., 2005].

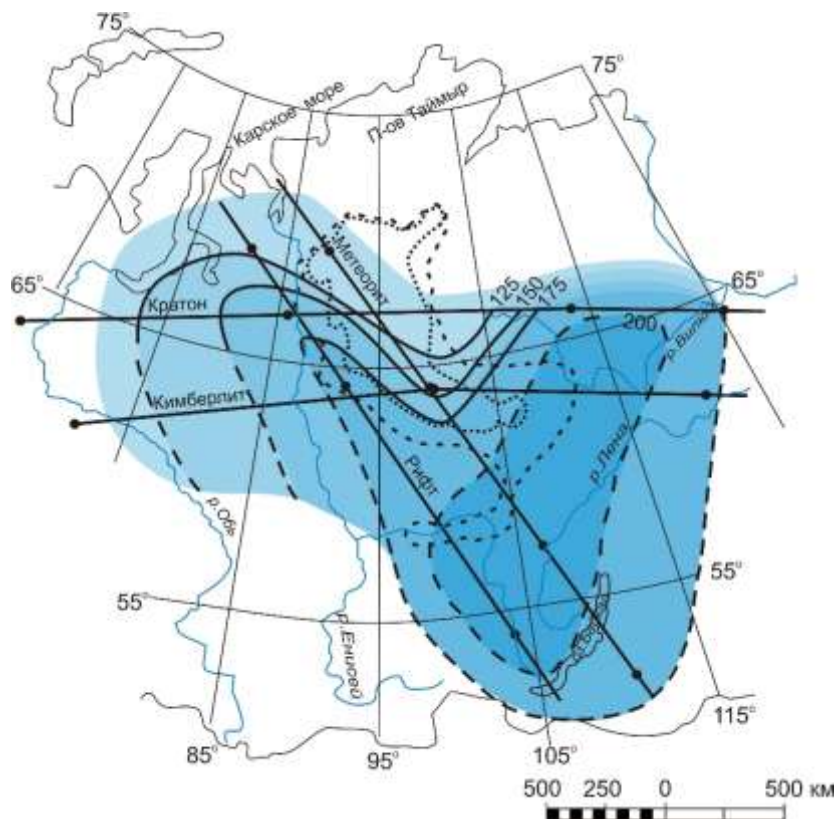


Рисунок 2.21 – Рельеф кровли слоя с повышенной скоростью в основании литосферы Сибирской платформы и северо-востока Западно-Сибирской плиты по [Суворов, Мельник и др., 2010; Сейсмические неоднородности..., 2013; Seismic and density..., 2015]. Прямые линии и кружки – профили и пункты взрыва, толстые линии – изогипсы кровли слоя с повышенной скоростью (штриховые - неуверенно) в км, пунктирная и штриховая линии – области распространения сибирских траппов и туфогенных толщ соответственно

Есть данные о том, что слой повышенной до 8.5-8.7 км/с скорости, при контрастно изменяющейся мощности, залегающий в основании литосферы состоит из эклогитов и является источником излившихся на поверхности базальтов [Ireland et al., 1998; Carlson et al., 2005; Regional uplift..., 2007; Griffin, O'Reilly, 2007]. Такое предположение основано на соответствии наблюдаемых и рассчитанных значений скорости продольных волн с учетом минерального состава и температуры. Правда, расчетные оценки скорости и глубины значительно изменяются вследствие

разнообразия минерального состава эклогитов и модельной геотермы [The Siberian lithosphere..., 1999; Ghent et al., 2004; Carlson et al., 2005].

В пространственном отношении наибольший интерес в структуре литосферы вызывает положение кровли выделенного на глубине 160–200 км слоя мощностью 0–100 км с аномально повышенной до 8.5–8.7 км/с скоростью (Рисунок 2.21).

Области максимального залегания (более 200 км) тяготеют к стабильным районам, включая алмазоносные области Иркутского амфитеатра [Структура..., 1962] и западную часть Якутской кимберлитовой провинции. Распространение области в южном направлении можно принять за свидетельство о перспективах поиска кимберлитов в Иркутской области (имеются находки россыпных алмазов) [Мельник и др., 2017; Мельник, Суворов, 2022].

### **Полученные результаты**

1. При непосредственном учете сферичности Земли вдоль сверхдлинных сейсмических профилей Рифт, Метеорит и Кратон методом прямого лучевого трассирования построены крупномасштабные латерально-неоднородные структурно-скоростные модели верхней мантии Сибири до глубины 450 км, отличающиеся от известных многослойных слабонеоднородных моделей.

2. В региональном масштабе верхняя мантия Сибири представлена двумя латерально-неоднородными структурными этажами: верхний, где скорость изменяется от 7.7 до 8.7 км/с с рельефом подошвы в интервале глубин 200–250 км, контролирующей мощность литосферы, и нижний – с незначительными латеральными неоднородностями и пониженной до 8.5 км/с скоростью и глубиной залегания подошвы около 410 км, определяющими структурно-скоростные особенности астеносферного слоя.

3. Для верхнего этажа характерна корреляция латеральных изменений скорости с региональными геологическими структурами фундамента. Пониженные значения скорости до 8.0–8.1 км/с соответствуют синеклизам (Присаяно-Енисейской, Тунгусской синеклизам), повышенные до 8.5 км/с – выступам фундамента (Ангаро-Ленская ступень, Приенисейская моноклираль и Байкитская антеклиза).

4. Области контрастных латеральных мантийных неоднородностей ограничены кровлей выделенного в низах литосферы прерывистого по латерали высокоскоростного слоя (8.5–8.7 км/с), области минимального залегания которого (около 100 км) тяготеют к районам проявления траппового магматизма на Сибирской платформе, а максимального (более 200 км) – к алмазонасным районам западной части Якутской кимберлитовой провинции и Иркутского амфитеатра, протяженность последних на юг свидетельствует о перспективах поиска кимберлитов в Иркутской области.

### **Глава 3. СТРУКТУРНО-СКОРОСТНОЕ СТРОЕНИЕ КИМБЕРЛИТОВЫХ РАЙОНОВ ЯКУТИИ ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДЕТАЛЬНОЙ ПЕРЕИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ГЛУБИННЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ**

Последние десятилетия характеризуются исключительно динамичным применением вычислительных технологий при обработке и интерпретации геофизических данных. Наибольшее продвижение имеется при решении прямых кинематических задач, основанных на двумерном лучевом трассировании разных типов волн в слоисто-неоднородных средах. Критерием качества является минимальная величина отклонения рассчитанных и наблюдаемых времен пробега волн путем решения прямой кинематической задачи подбором параметров модели. Такое решение обеспечивается заданием стартовой модели с последующим уточнением (подбором) ее параметров. При этом окончательный результат в значительной степени зависит от качества исходной модели, обоснованного анализом характеристик волнового поля, представленного годографами регистрирующихся волн.

Задача уточнения локализации сейсмических неоднородностей в земной коре Мало-Ботуобинского района Якутской кимберлитовой провинции решалась методом лучевого трассирования с использованием программы Ray84PC [Thybo, Luetgert, 1990] по оцифрованным данным профильных и площадных наблюдений ГСЗ, полученных в 1981–1988 гг. В качестве первого приближения использованы сейсмические модели коры, построенные без проверки результатов лучевым моделированием [Суворов, 1993]. Полученные результаты свидетельствуют о возможностях получения новых, достаточно обоснованных неоднородностей земной коры, коррелируемых с приповерхностными проявлениями кимберлитового магматизма [Суворов, Мельник и др., 2005а, 2005б; Seismic...model..., 2006]. Особый интерес вызывает изучение рельефа верхнекоревой границы I, залегающей в верхах фундамента, прослеживание которой в северо-восточном направлении позволит получить дополнительные основания для отнесения ее к кимберлитоконтролирующей структуре и оценке перспектив района между Мирнинским и Накынским кимберлитовыми полями. Используются данные,

полученные вдоль двух пересекающихся профилей и площадных наблюдений 1982–1988 гг. [Глубинные...исследования, 1983, 1986; Площадные...исследования..., 1985] (Рисунок 3.1).

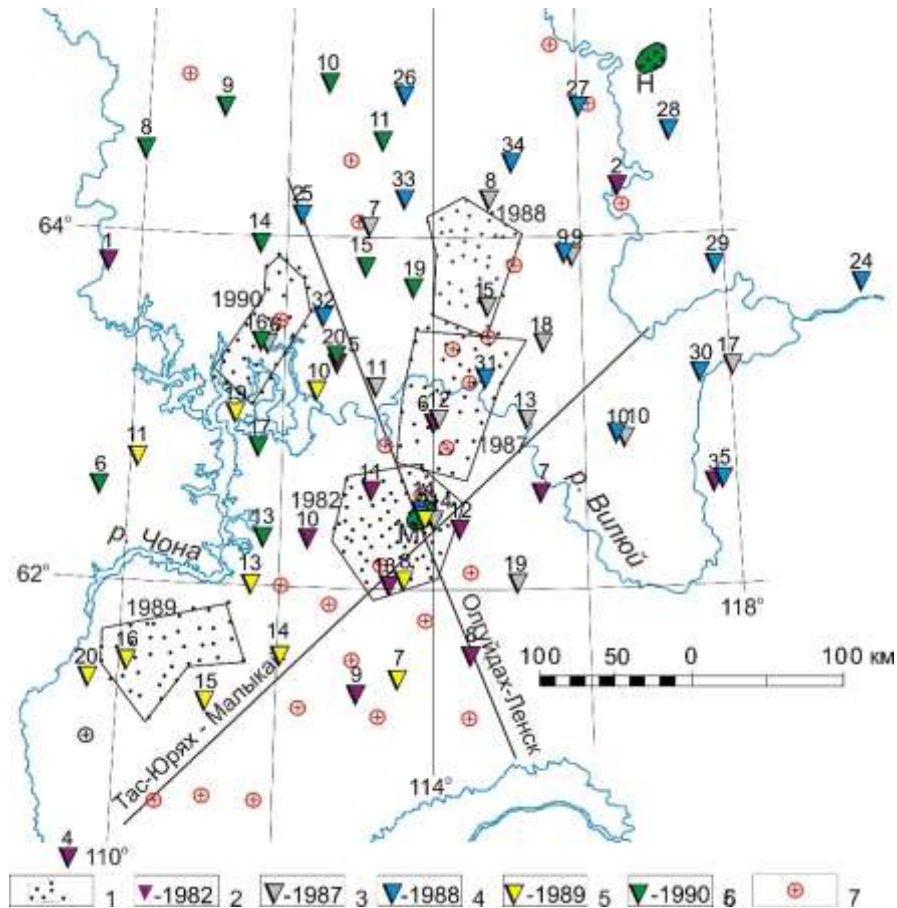


Рисунок 3.1 – Схема площадных и профильных сейсмических наблюдений в Мало-Ботубинском районе и сопредельных областях: 1 – расстановки регистраторов (показаны точками) с указанием года проведения полевых работ, 2–6 – пункты взрыва 1982, 1987–1990 гг., 7 – скважины, вскрывшие фундамент. Цифры соответствуют номерам пунктов взрыва 1982, 1987–1990 гг. Контур Мирнинского кимберлитового поля (М) и Накынского (Н) полей закрашены зеленым цветом

Поставленная задача решается в несколько этапов:

1. Переобработка методом лучевого трассирования предварительно оцифрованных данных ГСЗ с целью уточнения распределения аномалий скорости продольных волн и рельефа сейсмических границ в земной коре Мало-Ботубинского района Якутской кимберлитовой провинции.

2. Выявление в бассейне верхнего течения р. Ыгыатта сейсмических неоднородностей, типичных для земной коры эталонного Мирнинского кимберлитового поля.

### **3.1. Пространственные аномалии волнового поля в Мало-Ботубинском кимберлитовом районе**

Площадные работы методом ГСЗ в окрестности Мирнинского кимберлитового поля в 1982 г. были первыми и проведены на трех расстановках 25 шестиканальных телеуправляемых регистраторов «Тайга» с аналоговой магнитной записью [Методика и аппаратура..., 1978] с шагом 7–10 км при 32 взрывах из 13 пунктов (ПВ). Ближние ПВ 5, 6, 10, 11, 12, 13 при расстояниях источник–приемник до 100 км использованы для регистрации преломленных волн от поверхности фундамента  $P_g$  и границы I ( $P_I$ ), расположенной в верхней части фундамента на расстояниях 100–170 км (ПВ 7, 8, 9). Дополнительно к  $P_g$  и  $P_I$  выполнен анализ свойств отраженных волн от внутрикоревой границы ( $P_cP$ ) и Мохо ( $P_mP$ ), а свыше 200 км (ПВ 1, 2, 3, 4) о преломленной волне на Мохо ( $P_n$ ).

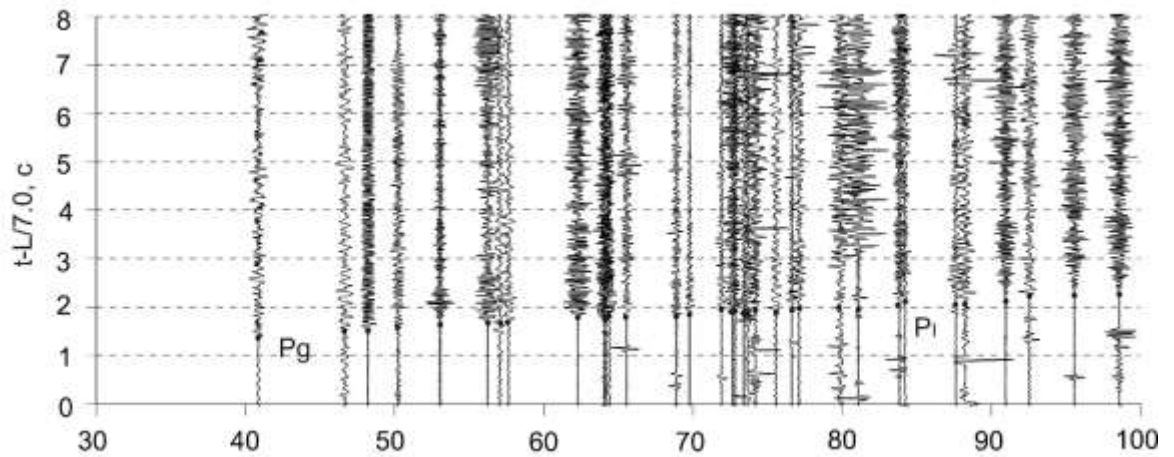
Позднее применялись расстановки 50 регистраторов «Тайга-2» с шагом 7–12 км, занимающие площадь 3–4 тыс. кв. км (см. Рисунок 3.1) [Суворов и др., 1999]. При этом для регистрации  $P_g$  использовалось 4–5 взрывов, расположенных по различным азимутам относительно расстановки регистраторов на расстояниях источник–приемник 20–100 км и одном – в ее пределах. Регистрация волны  $P_I$ , преломленной на границе, залегающей на глубине 5–13 км [Глубинные...исследования, 1983, 1986; Площадные...исследования..., 1985] производилась по наблюдениям 7–9 взрывов на расстояниях источник–приемник 100–170 км (см. Рисунок 3.1). Корреляция волн проводилась по поверхностным годографам при пространственном распределении градиентов поля времен (кажущейся скорости) по площади, позволяющем контролировать качество корреляции и возможное присутствие неоднородностей на участке между расстановкой регистраторов и пунктами взрывов [Методика..., 1978;



Площадные...исследования..., 1985; Суворов и др., 1999]. Подробное описание методики полевых наблюдений содержится в работе [Суворов, 1993].

Примеры оцифрованных сейсмограмм 1982 г. из ПВ 6 и 3 приведены на Рисунке 3.2, где видно приемлемое для их использования качество, хотя и с помехами в виде высокочастотных всплесков, обусловленных механическими повреждениями магнитных лент, использованных 20 лет назад.

ПВ 6 (1982 г.)



ПВ 3 (1982 г.)

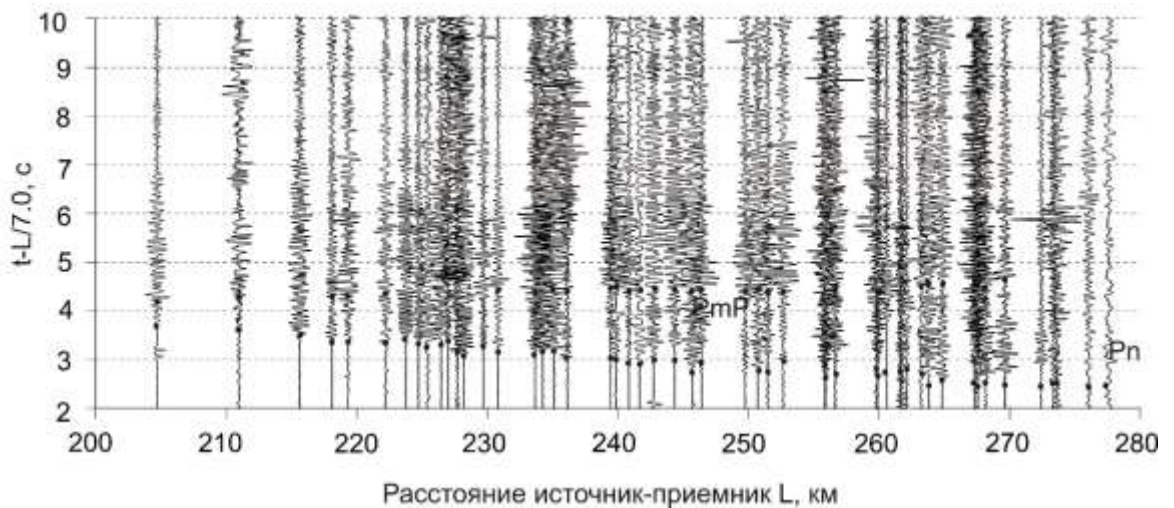


Рисунок 3.2 – Сейсмограммы из ПВ 6 и 3 (1982 г.), с волнами  $P_g$ ,  $P_1$ ,  $mP$  и  $P_n$  в редуцированном масштабе времен. Точками показаны времена их вступлений в полосу наблюдений шириной  $\pm 10$  км выбранной вдоль линии, соединяющей источники возбуждения

Также следует отметить роль выбора редуцированного масштаба времен при изучении распределения изменений кажущейся скорости. На монтаже из ПВ 6 на Рисунке. 3.2 при скорости редукции 7.0 км/с выход волны  $P_1$  в первые вступления



практически не определяется, тогда как при редукции 6.2 км/с на Рисунке 3.3 хорошо видно резкое увеличение кажущейся скорости от 6.2 км/с для волны  $P_g$  и до 6.5 км/с для  $P_1$ .

Локализация латеральных неоднородностей (аномальных изменений кажущейся скорости) в фундаменте производилась по годографам для отдельных групп регистраторов, локализованных в окрестности направления линии распространения волн от источника. Для источников, расположенных в северном или южном направлениях от расстановки регистраторов, такие участки обозначены соответственно, как западный, центральный и восточный, в случаях близкого к широтному их расположению как центральный, северный и южный (Рисунок 3.3).

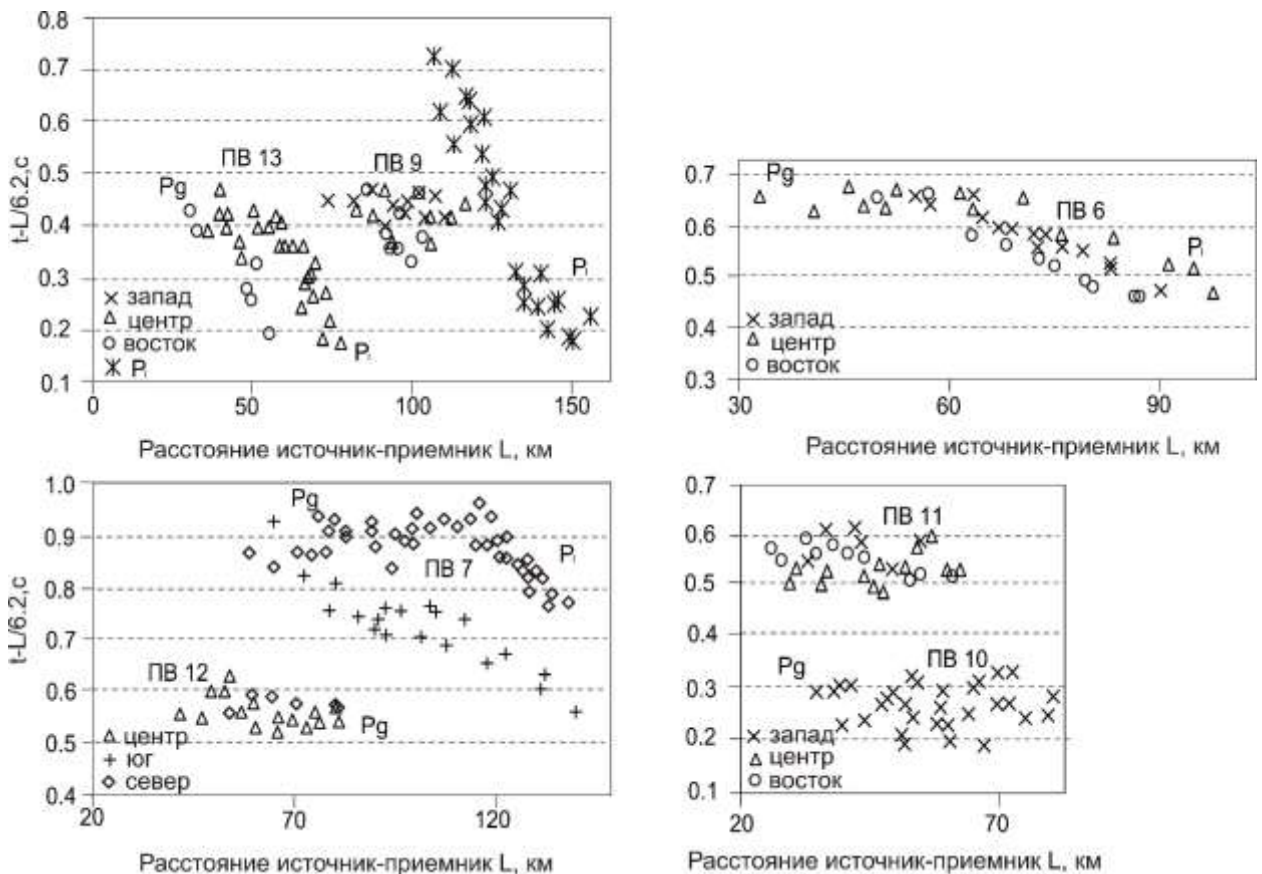


Рисунок 3.3 – Годографы первых вступлений волн  $P_g$  и  $P_1$ , для групп регистраторов, расположенных вдоль отдельных направлений распространения волн (наблюдения 1982 г.). Отдельным знаком показан годограф волны  $P_1$  из ПВ 9

Одной из наиболее характерных особенностей годографов волны  $P_1$  является повышенная до  $\sim 6.5$  км/с кажущаяся скорость на различных расстояниях источник–приемник и участках расстановки регистраторов. Например, из ПВ 7 высокая

кажущаяся скорость на северном участке прослеживается на расстояниях более 110 км, а на меньших расстояниях скорость близка к 6.2 км/с. Тогда как из ПВ 9 примерно в том же азимуте относительно расстановки регистраторов на расстоянии более 80 км скорость, наоборот, уменьшена до 6.2 км/с, а в западном направлении для  $P_1$  повышена до 6.5 км (см. Рисунок 3.3). На годографах из ПВ 10, 11 и 12 кажущаяся скорость близка к 6.2 км/с на интервалах прослеживания волны  $P_g$  от 30 до 80 км.

На Рисунке 3.4 представлены примеры монтажей сейсмических трасс, полученные из попарно встречных ПВ 8, 14, 31, 26 и отдельно для ПВ 10 (наблюдения 1987 и 1988 гг., см. Рисунок 3.1). Как видно, несмотря на заметный уровень помех на отдельных трассах первые вступления определяются достаточно уверенно, хотя и с разбросом до 0.1 с. При площадных наблюдениях по одиночному сводному годографу (Рисунок 3.4) отсутствует возможность определения причин изменения кажущейся скорости, обусловленных рельефом границы или граничной скорости. Такой анализ лучше делать по попарно встречным поверхностным годографам [Суворов, 1984, 1993, Глубинные...исследования..., 1986].

Известно, что при расстояниях между регистраторами 7–12 км фазовая корреляция первых вступлений затруднительна, поэтому используется дискретный способ корреляции, разработанный в методике дифференциальных зондирований [Методика..., 1978], направленный на выделение наиболее крупных пространственных аномалий кажущейся скорости, увязанных с наблюдениями из других пунктов взрыва. Надежное выделение таких аномалий может быть получено по данным не менее чем 5–7 регистраторов. Например, повышенная до 6.6–6.7 км/с кажущаяся скорость в начальной части монтажа из ПВ 8 (интервал расстояний источник–приемник 90–120 км) может быть отнесена к надежно выделяемой в случае подтверждения аномалии для этой группы регистраторов также наблюдениями из других (встречных) источников возбуждения с близкими эпицентрными расстояниями (см. Рисунок 3.4). Кроме того, при площадных наблюдениях эта задача решается по совокупности поверхностных годографов из пунктов взрыва распределенных по площади, что позволяет ее районировать по величине градиентов поля времен. При этом следует учитывать возможное

присутствие латеральных изменений скорости в области между ПВ и расстановкой регистраторов [Суворов, Мельник и др., 2010].

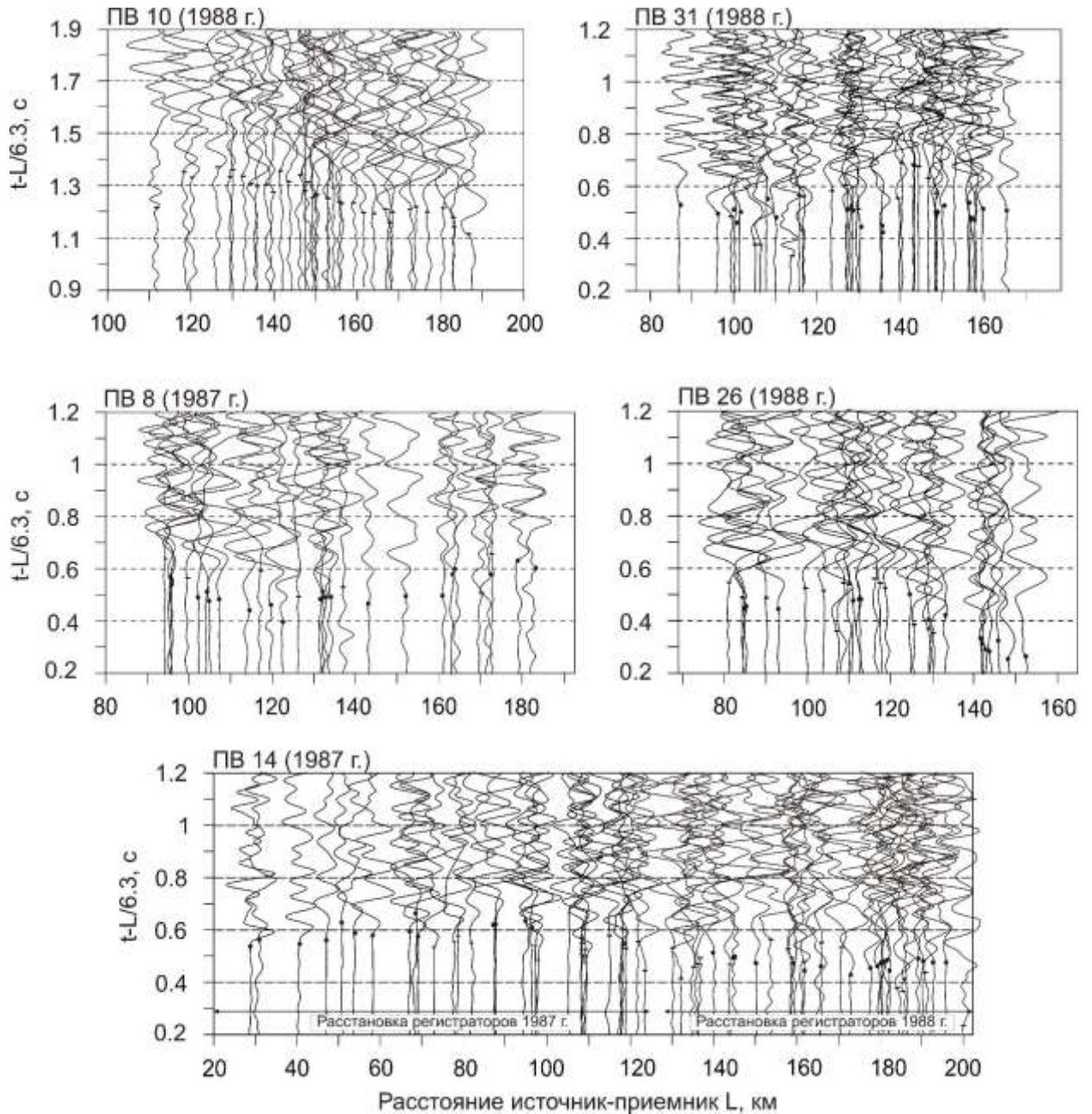


Рисунок 3.4 – Монтажи сейсмических трасс для попарно встречных направлений из ПВ 14–8 (1987 г.), 26–31 (1988 г.) и для ПВ 10 (1988 г., Рисунок 3.1) для волн  $P_g$  и  $P_1$  в редуцированном масштабе времен. Точками показаны времена вступлений волн в полосу шириной  $\pm 10$  км вдоль линии, соединяющей источники возбуждения, штрихами – остальные наблюдения

Представленные в виде сводных годографов волн  $P_g$ ,  $P_1$  данные используются для их разделения и обнаружения аномалий скорости в верхах фундамента

(Рисунок 3.5). Например, в ближней к ПВ 11 области кажущаяся скорость 6.3 км/с, уменьшается до 6.2 км/с на расстояниях более 50 км (Рисунки 3.5, 3.1). Аналогичная ситуация присутствует на годографе встречного направления из ПВ 13, где пониженная скорость 6.1–6.2 км/с наблюдаются в начальной части годографа (удаленная область на годографе прямого направления) и повышенные до 6.4 км/с на дальней части (близкие расстояния к ПВ 11). Такие изменения являются признаком латеральных неоднородностей поверхности фундамента, хотя и на фоне заметного разброса времен, связанного, вероятно, с локальными изменениями скорости как в пределах расстановки регистраторов, так и вне ее.

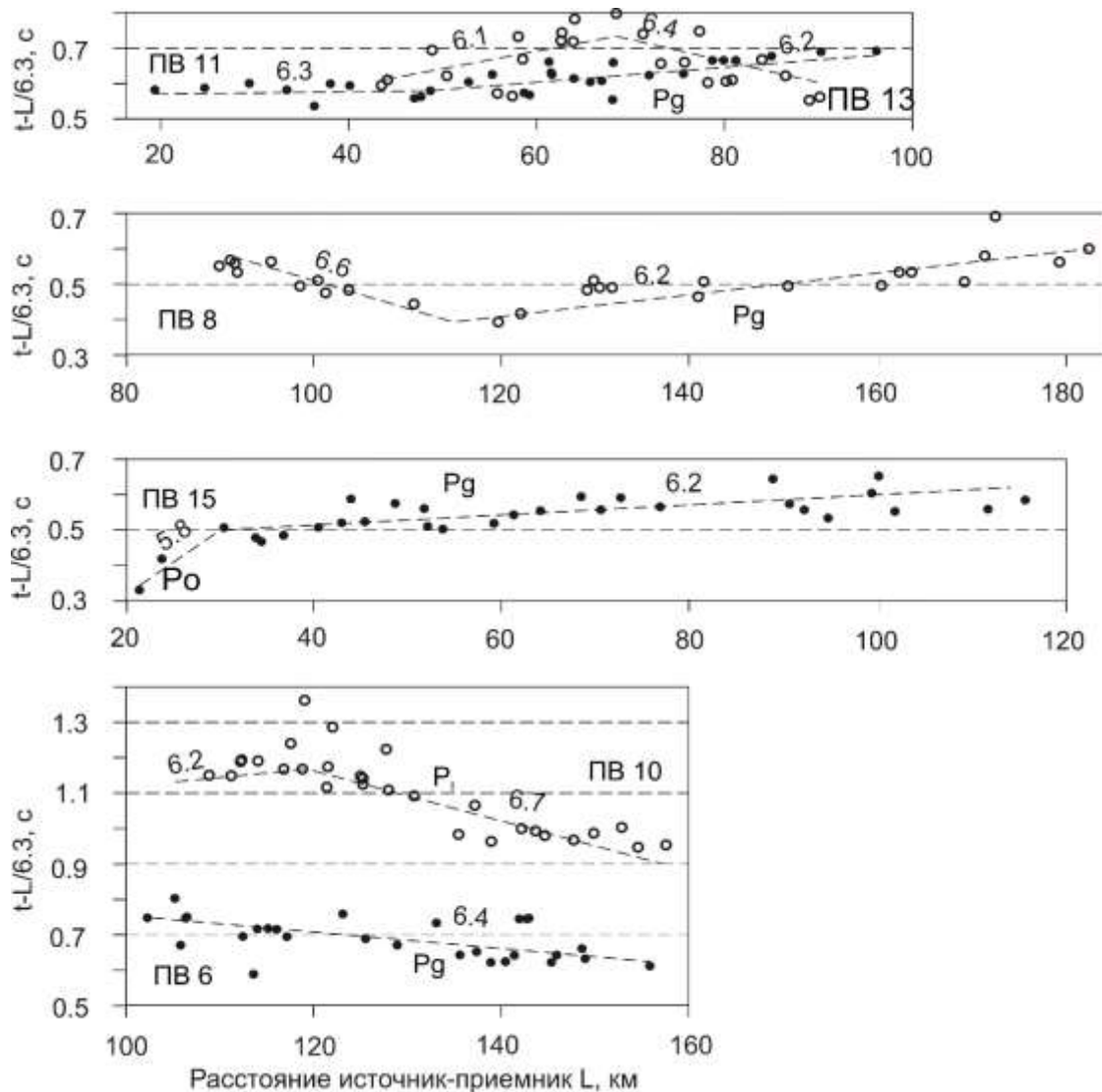


Рисунок 3.5 – Примеры сводных годографов волн  $P_g$  и  $P_1$  по наблюдениям 1987 г. в редуцированном масштабе времен. Разными знаками показаны времена пробега волн из отдельных ПВ (см. Рисунок 3.1) со значениями кажущейся скорости, определенными по наклону усредняющих линий

Сводный годограф из ПВ 8 является нагоняющим по отношению к годографу из ПВ 15 (см. Рисунки 3.5, 3.1) с пониженной кажущейся скоростью до 5.8–5.9 км/с в начальной части годографа волны  $P_0$ , распространяющейся в осадочном чехле. С удалением от ПВ она скачком увеличивается до 6.3 км/с при локальных вариациях времен, что и на годографах из ПВ 11 и 13. Начальная часть годографа  $P_g$  из ПВ 8 (на расстояниях более 90 км) характеризуется повышенной до 6.6 км/с кажущейся скоростью, которая на расстоянии более 115 км скачком уменьшается до такой же скорости 6.2 км/с, как из ПВ 15, но на расстоянии источник–приемник меньше 120 км. Эта аномалия расположена на локальном северо-западном участке расстановки регистраторов 1987 г. и не проявляет себя во временах пробега волны из других источников возбуждения. В качестве дополнения к монтажу сейсмограммы из ПВ 10 (см. Рисунок 3.4) на Рисунке 3.5 приведены сводные годографы волны  $P_1$  от этой границы с кажущейся скоростью 6.5–6.7 км/с (ПВ 8, 10, 11, 13), значительно превышающей скорость волны  $P_g$  [Суворов, Мельник и др., 2010].

Годографы отраженной волны от границы Мохо ( $P_mP$ ) по наблюдениям 1982 г. из ПВ 7, 8, 9 в сравнении с годографами волн  $P_g$  и  $P_1$ , представлены на Рисунке 3.6. Наиболее простая их форма наблюдается из ПВ 7 и 8, где они характеризуются кажущейся скоростью 8.3–8.5 км/с в начальной их части, уменьшающейся с удалением от ПВ до 7.0 км/с. Для годографа из ПВ 9 характерна кажущаяся скорость около 9.2 км/с. Кроме того, можно предполагать присутствие отраженной волны с обычными параметрами на расстояниях от ПВ свыше 130 км. Отдельные достаточно интенсивные фазы, которые можно отнести к годографу этой волны наблюдаются и на ближних к ПВ расстояниях около 100 км.

В некоторых случаях волна  $P_mP$  с кажущейся скоростью около 7 км/с обнаруживается и на расстоянии от пунктов взрыва свыше 230–250 км, что можно видеть на годографах из ПВ 2, 3, 4 (см. Рисунок 3.6). Кажущаяся скорость волны  $P_cP$ , прослеженной на расстояниях от пунктов взрыва 180 – 270 км, не превышает 6.5–6.7 км/с. На Рисунке 3.6 приведены и годографы волны  $P_n$ , регистрирующейся в первых вступлениях с кажущейся скоростью около 8.1 км/с. Различия в кажущихся скоростях волн свидетельствуют о неоднородностях в земной коре и на Мохо.



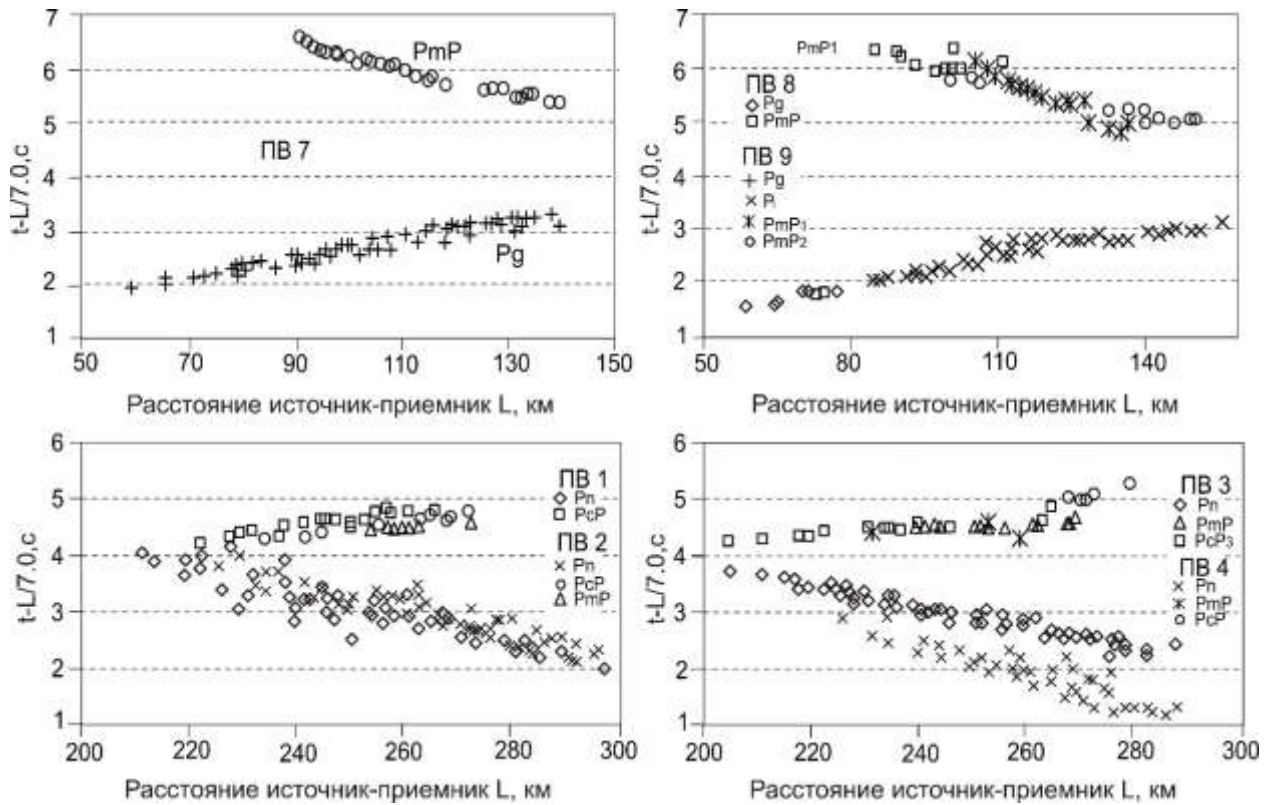
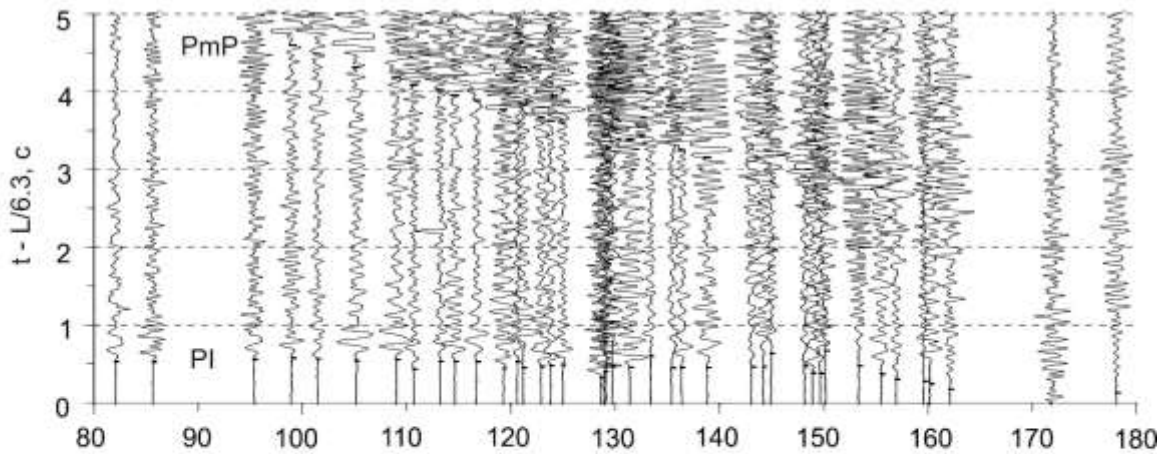


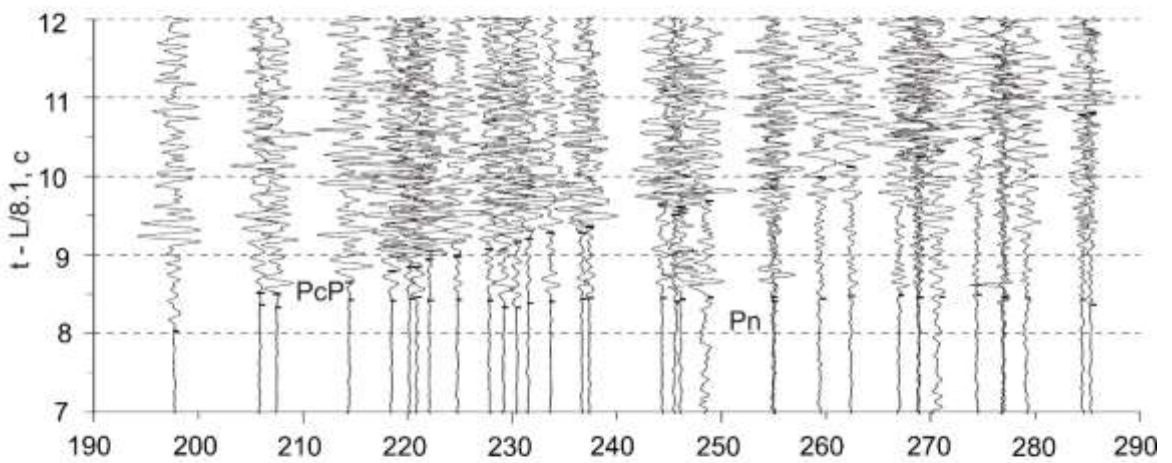
Рисунок 3.6 – Редуцированные годографы первых вступлений  $P_g$  и отраженной  $P_mP$  по наблюдениям 1982 г. для ПВ 7–9,  $P_n$ ,  $P_mP$  и  $P_cP$  для ПВ 1–4

Отраженные от внутрикоровой границы волны  $P_cP$  и поверхности Мохо ( $P_mP$ ) по данным 1987 г. иллюстрируются годографами на Рисунке 3.7, где на удалениях источник–приемник 100–200 км волна  $P_mP$  из ПВ 7 характеризуется отчетливой динамической выразительностью на фоне сейсмических колебаний пониженной амплитуды. Ее кажущаяся скорость изменяется вдоль годографа от 8.0 км/с в области критической точки до 6.8–6.9 км/с в наиболее удаленных от источника его частях. Похожие характеристики имеет волна  $P_mP$  полученная на расстановке регистраторов 1987 г. (Рисунок 3.7, ПВ 10) в интервале удалений источник–приемник 100–200 км с уверенной ее корреляцией. Соотношение времен пробега волны  $P_mP$  и преломленной  $P_n$  в первых вступлениях с кажущейся скоростью около 8.1 км/с показано на Рисунке 3.7. Отличительными особенностями волны  $P_mP$  являются высокая интенсивность и кажущаяся скорость 6.7–6.8 км/с (ПВ 4) при отсутствии конкурирующих групп колебаний.

ПВ 7 (1987 г.)



ПВ 4 (1987 г.)



ПВ 10 (1988 г.)

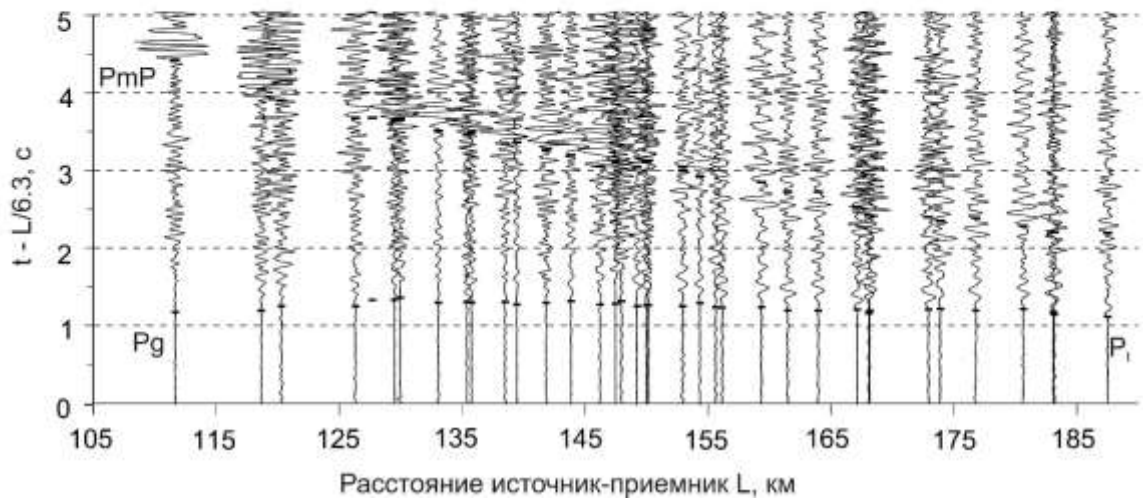


Рисунок 3.7 – Примеры характерных сейсмограмм из встречных пунктов взрыва 4, 7 (1987 г.) и 10 (1988 г.) (Рисунок 3.1) с записью волн  $P_1$  и  $PmP$  в редуцированных масштабах времен. Времена вступления волн отмечены штрихами

Волна Pn характеризуется значительными изменениями кажущейся скорости от 8.2 до 8.8 км/с при вариациях времен пробега 1.5–1.7 с (см. Рисунок 3.6, ПВ 3, 4). Аналогичные различия во временах пробега волны Pn наблюдаются на пересекающихся профилях Олгуйдах–Ленск и Тас-Юрях–Малыкай [Seismic velocity..., 2006], что при относительно пологом рельефе Мохо определяется величиной граничной скорости. Вместе с тем природа их остается неясной, и можно предложить два объяснения. В первом случае это может быть неоднородностью в верхах мантии. Однако здесь имеются трудности поиска подходящего типа пород, обладающих аномально высокой скоростью, которые не обнаружены в ксенолитах из кимберлитов. Второе объяснение использует анизотропную модель, в которой скорость зависит от направления распространения волны. Такие ярко выраженные свойства характерны пироксенитам, в которых различие скорости в медленном и быстром направлениях может достигать 0.5–0.8 км/с [Суворов и др., 1999].

Сводные годографы закритической отраженной волны (PmP) по данным 1987 г. представлены в квадратичных координатах, где обычный гиперболический годограф представляется прямой линией, наклон которой определяется величиной эффективной скорости. (Рисунок 3.8).

Редуцированный масштаб квадратичных времен уменьшает интервал изменения времен пробега величиной скорости редукции, что позволяет с необходимой детальностью изображать годографы. При равенстве скорости редукции и эффективной скорости годограф характеризуется горизонтальной линией.

Данные из ПВ 6–8 и 16 характеризуются близкими временами пробега волны PmP и значениями эффективной скорости, изменяющейся от 6.48 до 6.53 км/с (Рисунок 3.8). Различия времен пробега на годографах из ПВ 9, 10, 17, 19 при примерно одинаковых значениях эффективной скорости обусловлены глубиной залегания Мохо. Например, различие во временах пробега волны PmP между ПВ 9, 19, достигающее 0.4 с, приводит к изменениям глубины около 2 км.

Эффективная скорость волны PсP в направлениях от различных ПВ изменяется на интервале 6.39–6.45 км/с и только из ПВ 3, где она увеличена до 6.53 км/с, что близко к характерному значению для волны PmP (Рисунок 3.8, А, Б). Редким



исключением является прослеживание ее до удалений от источника 300–350 км. Годографы волны РСР для ПВ 2 и 4 различаются временами пробега до 0.7 с, что и определяет значительные изменения в глубине залегания внутрикоровой границы. В данном случае эффективная ее глубина для ПВ 2 составляет 22 км, а для ПВ 4 около 30 км.

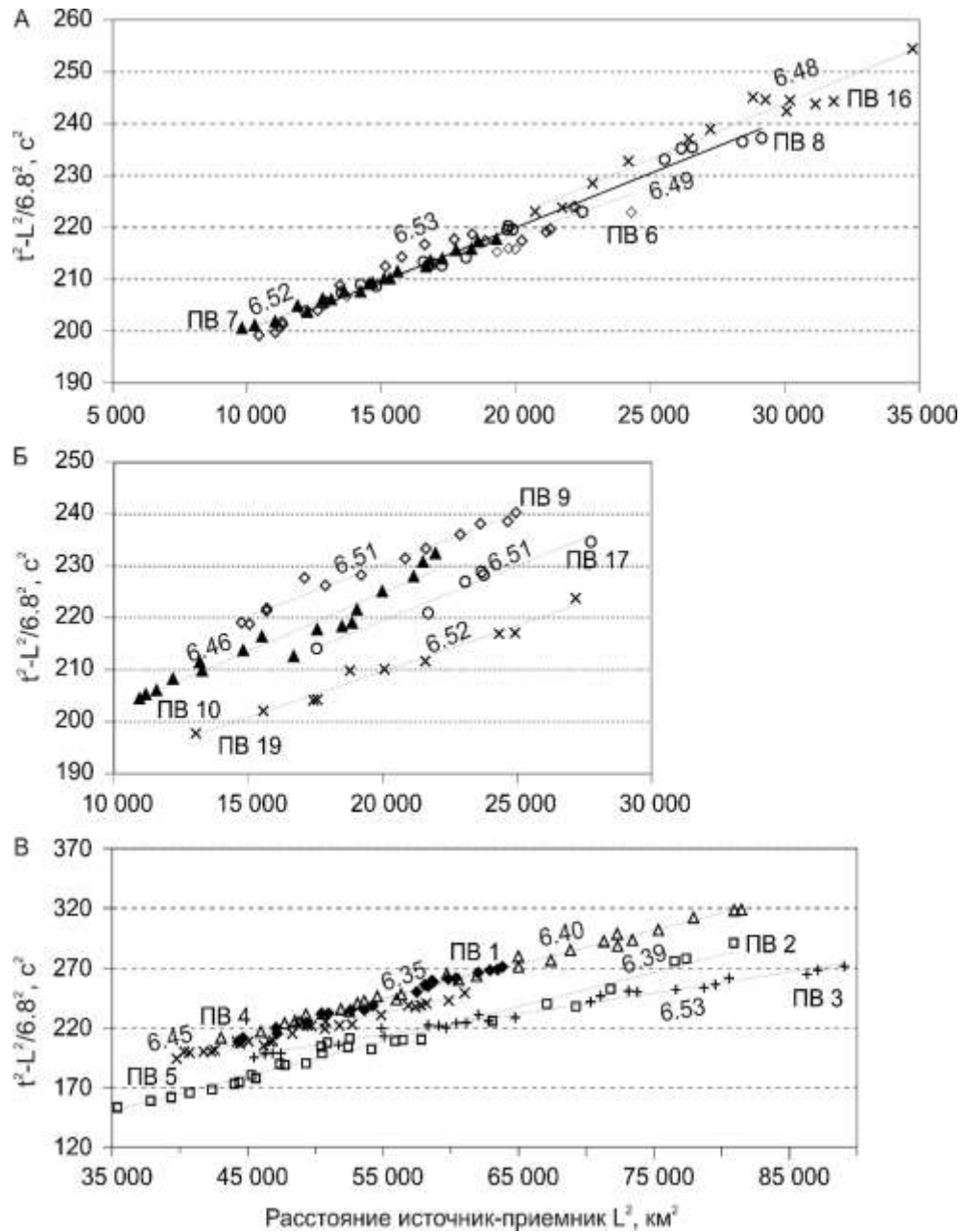


Рисунок 3.8 – Годографы отраженных волн от Мохо (А, Б) и внутрикоровой границы (В) в квадратичных координатах при скорости редукции 6.8 км/с (1987 г.). Показаны значения эффективной скорости в км/с

Сводные годографы закритической отраженной волны PmP (1988 г.), отличающиеся повышенной до 6.7–7.5 км/с кажущейся скоростью, представлены на Рисунке 3.9.

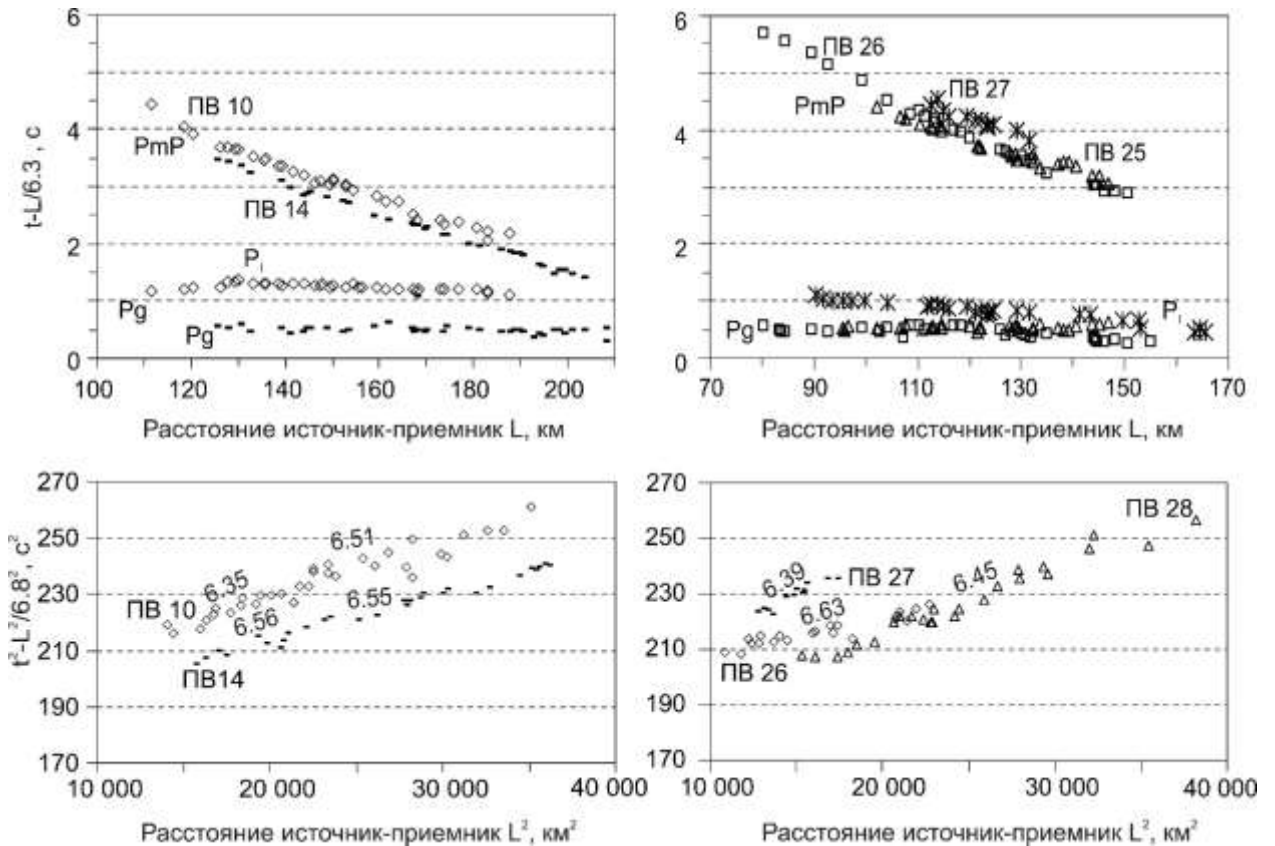


Рисунок 3.9 – Сводные редуцированные годографы волн в первых и последующих вступлениях в линейной редуции времен (вверху) и волны PmP (внизу) в квадратичных координатах (1988 г.). Отдельными знаками обозначены времена пробега волн из различных ПВ (см. Рисунок 3.1) и значения кажущейся скорости, определенные по наклону усредняющих линий

Различия времен ее пробега из различных пунктов взрыва в масштабе изображения не заметны. Однако, если представить их в редуцированных квадратичных координатах с повышенной детальностью, то проявляются отчетливые различия во временах и наклонах годографов, которые для отраженных волн дают оценку эффективной скорости при горизонтальной границе Мохо. Например, в редуцированном масштабе времен на годографе из ПВ 10 можно увидеть две его части, различающиеся эффективной скоростью 6.35 км/с для ближней ветви и 6.51 км/с для дальней (Рисунок 3.9). Времена пробега волн из ПВ 14 с эффективной скоростью 6.55 км/с при минимальном разбросе времен пробега

относительно средней линии заметно меньше, чем из ПВ 10. Годограф из ПВ 25 также разбивается на две части, одна из которых с повышенными временами и эффективной скоростью 6.41 км/с соответствует наблюдениям на регистраторах, расположенных в северной части расстановки, тогда как на южной она повышена до 6.56 км/с.

Пониженная до 6.39 км/с эффективная скорость динамически невыразительной волны PmP из ПВ 27 с повышенными относительно других ПВ временами наблюдается в северо-восточном направлении от расстановки регистраторов (Рисунок 3.9). При этом годограф из ПВ 26, расположенного на северо-западе от площади, характеризуется аномально повышенным до 6.63 км/с значением эффективной скорости. Таким образом, в окрестности этой площади контрастные изменения скорости от 6.35 до 6.63 км/с могут быть обусловлены как локальными наклонами Мохо, так и латеральными изменениями скорости в консолидированной коре.

Контрастные различия в кинематических характеристиках волны PcP в редуцированных квадратичных масштабах времен из разных ПВ на расстановке регистраторов 1988 г. иллюстрируются на Рисунке 3.10. Здесь хорошо виден излом на годографе из ПВ 21, для которого по ближней ветви эффективная скорость равна 6.3 км/с, а по дальней – 6.6 км/с. Годографы из ПВ 5 и 24 характеризуются скоростью 6.48 км/с, тогда как из ПВ 5 и 23 при близких временах пробега скорость составляет 6.6 км/с (ПВ 23) и 6.48 км/с (ПВ 5).

Следует отметить, что эффективная скорость по большинству годографов волны PcP имеет завышенные значения, близкие или даже выше, чем для отраженной волны от Мохо (Рисунок 3.11). Исключением является ближняя ветвь годографа из ПВ 21 с эффективной скоростью 6.3 км/с. Завышение скорости можно объяснить только криволинейностью внутрикоровой отражающей границы, при распространении отраженной волны по ее восстанию. Отнесение этой волны к отраженной от Мохо потребовало бы сложной структуры Мохо, поскольку годографы волн PmP и PcP, полученные из пунктов взрыва, расположенных в одном направлении имеют резко различающиеся времена пробега, в частности, для пары годографов из ПВ 22 и 27, расположенных в северо-восточном направлении от

расстановки регистраторов. При этом эффективная скорость волны  $PmP$  из ПВ 27 равна 6.39 км/с (см. Рисунок 3.9) и 6.54 км/с для  $PcP$  из ПВ 22 (см. Рисунок 3.10). При этом, если допустить, что из ПВ 22 имеем отраженную волну от Мохо, то мощность коры должна быть около 34 км. В то же время на близко расположенном участке, освещенном из ПВ 27, она может достигать 42 км. Столь контрастные изменения мощности коры являются маловероятными из-за аномально повышенных времен пробега волны  $PmP$  из ПВ 27.

Близкие соотношения между годографами для волн  $PmP$  и  $PcP$ , зарегистрированных на расстояниях 100–200 и 200–300 км наблюдаются и на других парах ПВ (Рисунок 3.10).

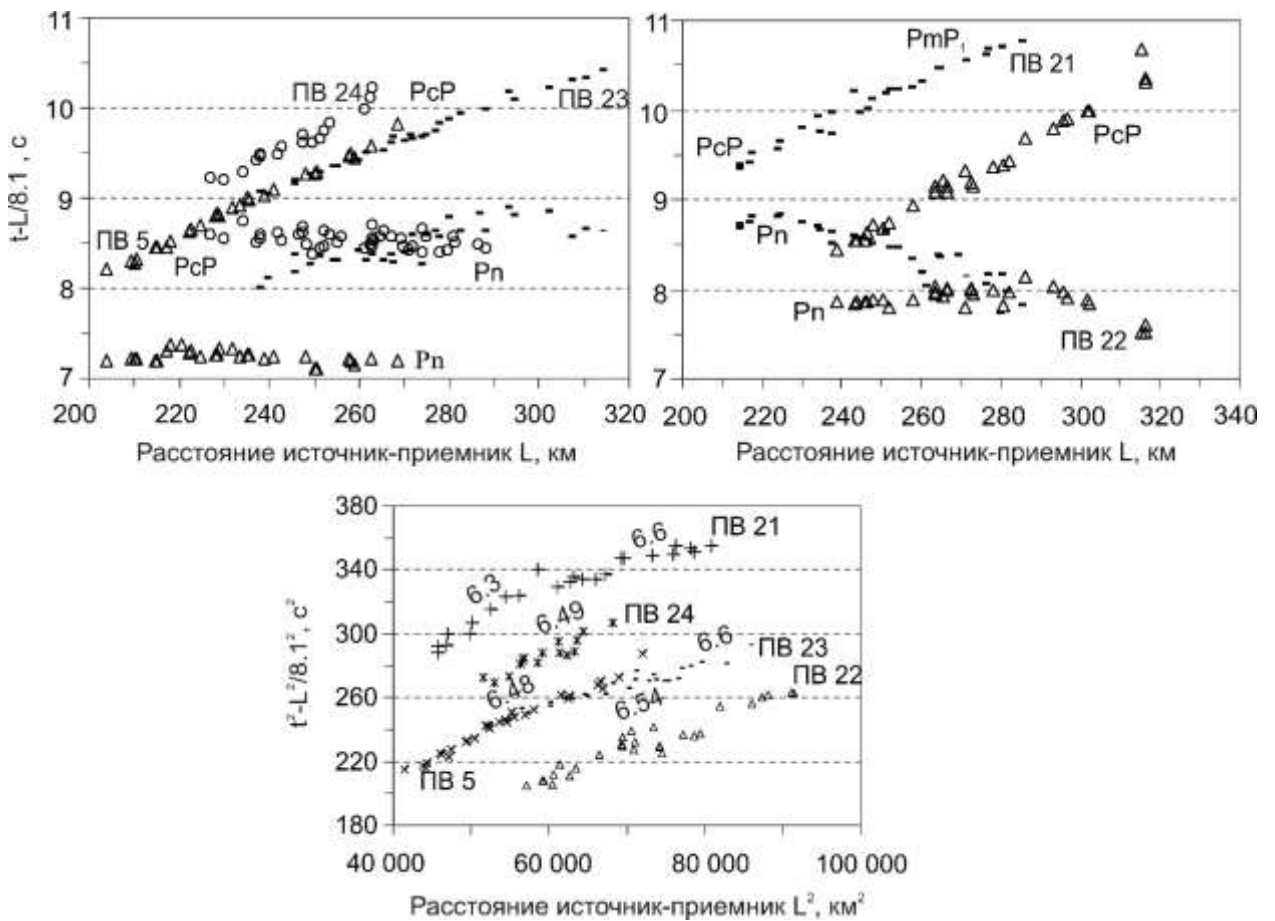


Рисунок 3.10 – Сводные годографы волны  $PcP$  по наблюдениям 1988 г. в редуцированном масштабе времен (в линейном масштабе вверху) и квадратичных координатах (внизу). Разными знаками показаны времена пробега волн из отдельных пунктов взрыва с определенными по наклону усредняющих линий значениями кажущейся скорости. Положение пунктов взрыва см. на Рисунке 3.1

Исключением являются данные из ПВ 21 и 26 (Рисунок 3.9), где годограф из ПВ 21, несмотря на различие в интервалах прослеживания и величине эффективной скорости, продолжает годограф из ПВ 26. При этом годографы волн  $PmP$  и  $PcP$  пересекаются так, что ближнюю его ветвь с относительно пониженной скоростью 6.3 км/с (Рисунок 3.9) следует отнести к волне  $PcP$ , а дальнюю к волне  $PmP$ . Причину такого увеличения эффективной скорости по годографам волны  $PcP$  можно определить численным моделированием.

### **3.2. Двумерное моделирование структурно-скоростных неоднородностей земной коры Мало-Ботуобинского района методом прямого лучевого трассирования**

Особое внимание в этом районе уделяется задаче обнаружения и картирования неоднородностей верхней коры в окрестности эталонного Мирнинского кимберлитового поля, начиная с осадочного чехла (в виде приповерхностных неоднородностей) и его подошвы.

Построение модели земной коры проводилось двумерным лучевым моделированием с направленным подбором параметров разреза, обеспечивающим минимально достаточное различие между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн не превышающими, как правило, величину фаз регистрирующихся колебаний. В таком качестве априорной модели среды использованы сейсмические модели фундамента, полученные по скважинам и традиционной обработке профильных и площадных наблюдений [Глубинные...исследования, 1983, 1986; Суворов, 1984, 1993, Площадные...исследования..., 1985].

Применялась программа лучевого двумерного трассирования Ray84PC, [Thybo, Luetgert, 1990], в которой модель среды представляется слоями с криволинейными границами, аппроксимируемыми ломаными линиями с детальностью, определяемой расстоянием между их узлами около 10 км, сопоставимым с плотностью расстановки регистраторов. В каждом слое скорость определяется ее значениями на кровле и подошве в других узлах сетки с возможностью изменения их плотности.

Внутри слоя значения скорости между заданными узлами интерполируются линейно. Если для какого-либо слоя модель линейного нарастания скорости с глубиной не выполняется, вводится промежуточный слой, без скачка скорости на кровле. В результате можно составлять достаточно сложные модели, ограничения которых определяются величиной невязок наблюдаемых и рассчитанных времен пробега.

Чехол в Мало-Ботуобинском районе, по данным каротажа скважин, характеризуется резким контрастом скорости между верхней и нижней его частями, которая может изменяться по горизонтали в зависимости от их мощности. При лучевом моделировании принято условное его деление на два слоя со скачком скорости на границе и градиентом в каждом из них  $0.02$  км/с. В верхнем слое мощностью до  $0.6$ – $0.8$  км (средне–верхнекембрийский возраст) скорость  $3.2$  км/с, а в нижнем, относящемся к нижнему и среднему кембрию, увеличивается до  $5.9$ – $6.0$  км/с. Пониженными ее значениями до  $4.6$  км/с отличается район Мирнинского выступа фундамента, с увеличивающейся глубиной в сторону Вилуйской синеклизы.

Априорная модель верхов фундамента представлена вертикально-блоковой неоднородной структурой с нарастанием скорости с глубиной в соответствии с граничной скоростью. Мощность блоков ограничена глубиной границы I, контролируемой длиной годографов волны  $P_1$ . Нарастание скорости с глубиной в блоках принято равным  $0.02$ – $0.05$  км/с (в зависимости от мощности слоя), вне зависимости от скорости на кровле. Под границей I увеличение скорости с глубиной принято равным  $0.05$  км/с вплоть до глубины залегания внутрикоровой отражающей границы на уровне  $22$ – $30$  км [Суворов, 1993]. Принятое нарастание скорости с глубиной в фундаменте и под границей I обеспечивает наблюдаемые области прослеживания волн  $P_g$  и  $P_1$  в первых вступлениях. Существенно, что глубина фундамента под пунктами взрыва за пределами расстановок регистраторов оценивается по близко расположенным скважинам или по рельефу отражающего горизонта КВ (кембрий–венд) по данным ОГТ. При этом граничная скорость на участке между ПВ и расстановкой регистраторов определяется с значительно меньшей детальностью, чем в пределах расстановки регистраторов.

Простейший пример результатов моделирования двухслойной толщи верхней коры в районе Мирнинского поля представлен на Рисунке 3.11, где кажущаяся скорость 6.2 км/с на поверхности фундамента увеличивается до 6.5 км/с соответствующую волне, проникающей под выступ верхнекоревой границы I с кажущейся скоростью около 6.4 км/с (см. Рисунок 3.3). Такая модель подтверждается наблюдениями из ПВ 9, где регистрируется волна  $P_1$  с кажущейся скоростью около 6.6 км/с, обусловленной наклоном границы I.

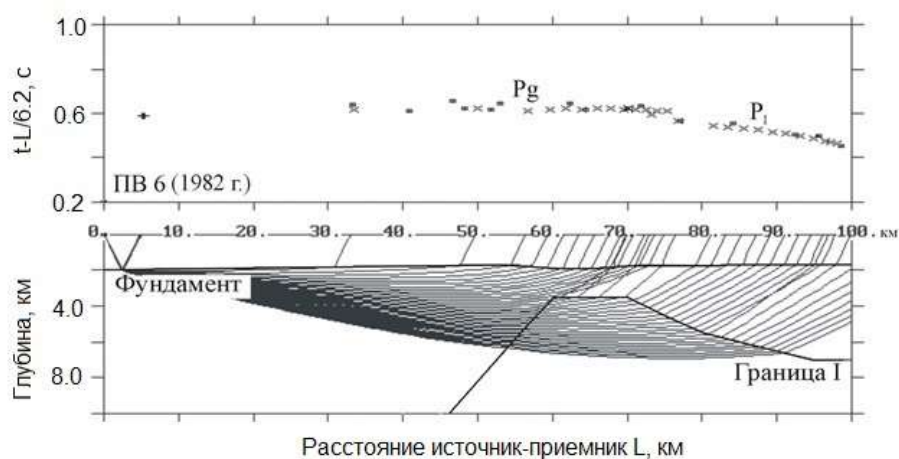


Рисунок 3.11 – Пример моделирования годографов и лучевая схема распространения волн в верхах фундамента в окрестности Мирнинского поля для ПВ 6 (Рисунок 3.1). Скорость редукции 6.2 км/с. Крестики соответствуют рассчитанным временам, квадратики – наблюдаемым.  $L$  – расстояние источник–приемник

На Рисунках 3.12, 3.13 представлены примеры лучевого моделирования для двух пар годографов встречных направлений (ПВ 14–8 и 31–26), монтажи сейсмических трасс и годографы которых показаны на Рисунках 3.9, 3.10, 3.11 (наблюдения 1987, 1988 гг., см. Рисунок 3.1), где видно, что волна  $P_g$  на расстояниях источник–приемник до 200 км распространяется в блоковом фундаменте мощностью до 12 км (Рисунок 3.12, А) [Суворов, Мельник и др., 2010].

Существенно, что кажущаяся скорость около 6.6 км/с на участке годографа 115–160 км соответствует блоку фундамента с повышенной граничной скоростью и не связана с выходом волны  $P_1$  в первые вступления. Эта особенность подтверждается моделированием годографа волны  $P_g$  встречного направления из ПВ 8 (Рисунок 3.12, Б), где аналогичное повышение скорости на этом и

близлежащих участках площади наблюдается на значительно меньших расстояниях от ПВ 31 и 33 (Рисунок 3.12). Достигнутое различие между рассчитанными и наблюдаемыми временами пробега волны P<sub>g</sub> не превышает 0.05–0.08 с, что для дискретных наблюдений вполне удовлетворительно [Суворов, Мельник и др., 2010].

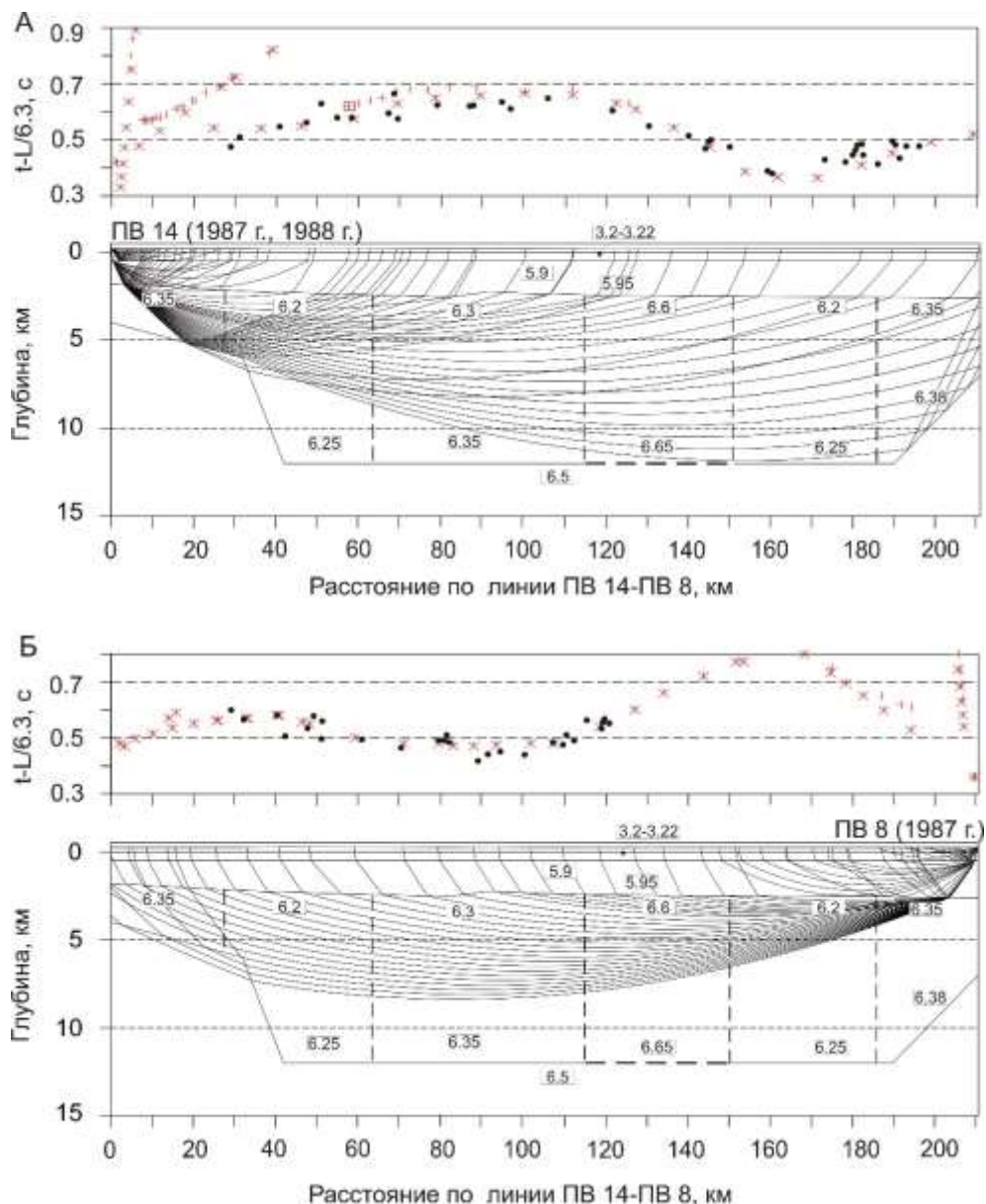


Рисунок 3.12 – Годографы встречных направлений и лучевые схемы в полосе регистраторов вдоль линии, соединяющей ПВ 14 (А) и ПВ 8 (Б) (см. Рисунок 3.1). Точками показаны времена вступлений волны P<sub>g</sub> (см. Рисунки 3.9, 3.11, 3.12), звездочками и крестиками – рассчитанные времена пробега преломлено-рефрагированной и отраженной волн соответственно. В блоках с вертикальными границами в виде штриховых линий указаны скорости на кровле и подошве слоев. L – расстояние источник–приемник



Лучевые схемы являются необходимыми при анализе кинематических характеристик распространяющихся волн в слоисто-неоднородной среде, и способствующими обоснованному разделению вертикальной слоистости и горизонтальных неоднородностей (Рисунок 3.13).

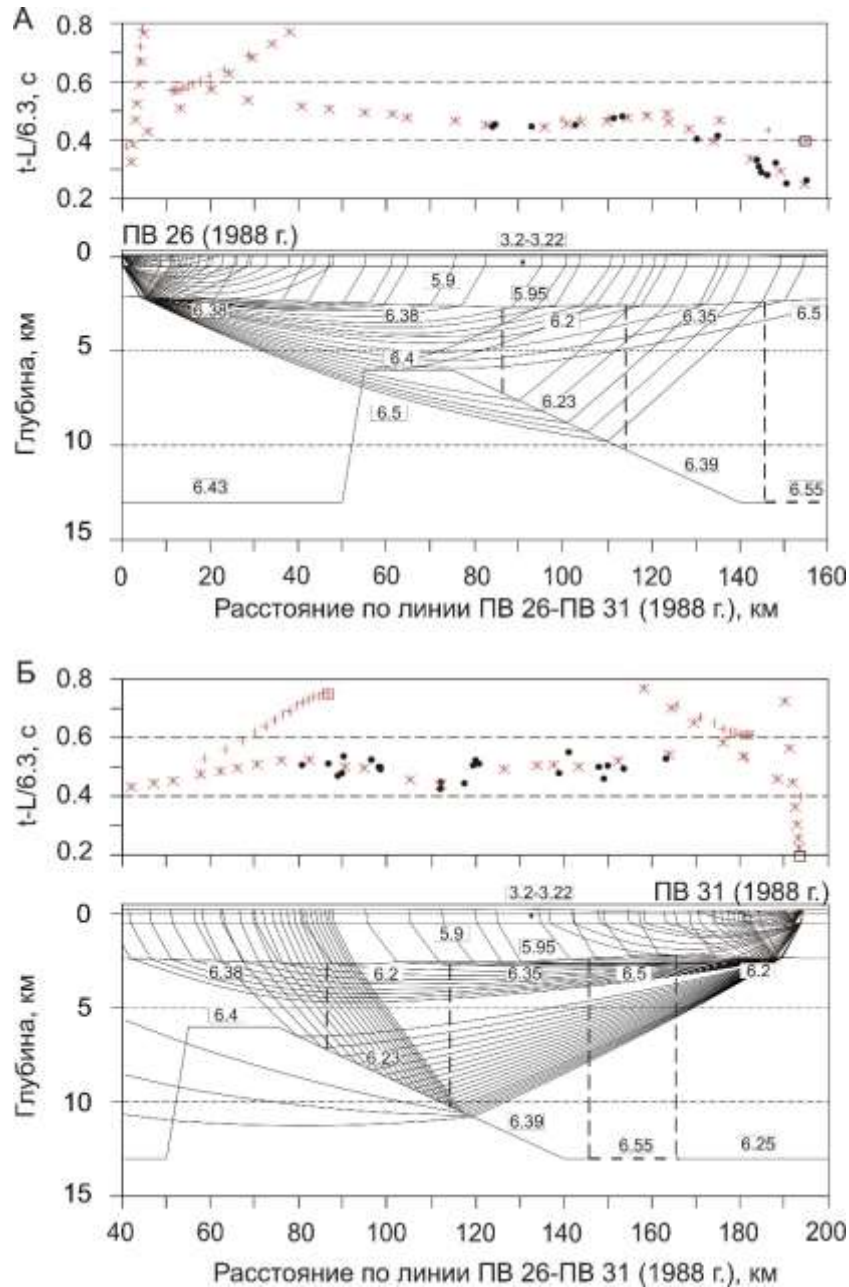


Рисунок 3.13 – Годографы встречных направлений и лучевые схемы в полосе регистраторов вдоль линии, соединяющей ПВ 26 (А, Б) и ПВ 31 (В, Г) (см. Рисунок 3.1). Усл. обозн. см. на Рисунке 3.12

На Рисунке 3.13, А показано увеличение кажущейся скорости из ПВ 26 до 6.6 км/с на удалениях от источника свыше 120 км, где на поверхности фундамента

скорость 6.35 км/с. При этом рассчитанный годограф волны P<sub>g</sub> наблюдается в последующих вступлениях, следовательно, в первых вступлениях регистрируется волна P<sub>1</sub>. На годографе из ПВ 31, не являющимся строго встречным по отношению к расположению пересекаемых блоковых неоднородностей, лучевые траектории соответствуют изменениям кажущейся скорости вдоль линии наблюдений (Рисунок 3.13, Б) [Суворов, Мельник и др., 2010].

Примеры лучевого моделирования распространения отраженных волн от внутрикоровой границы (P<sub>cP</sub>) и Мохо (P<sub>mP</sub>) в сечении площади из ПВ 7 приведены на Рисунке 3.14, А.

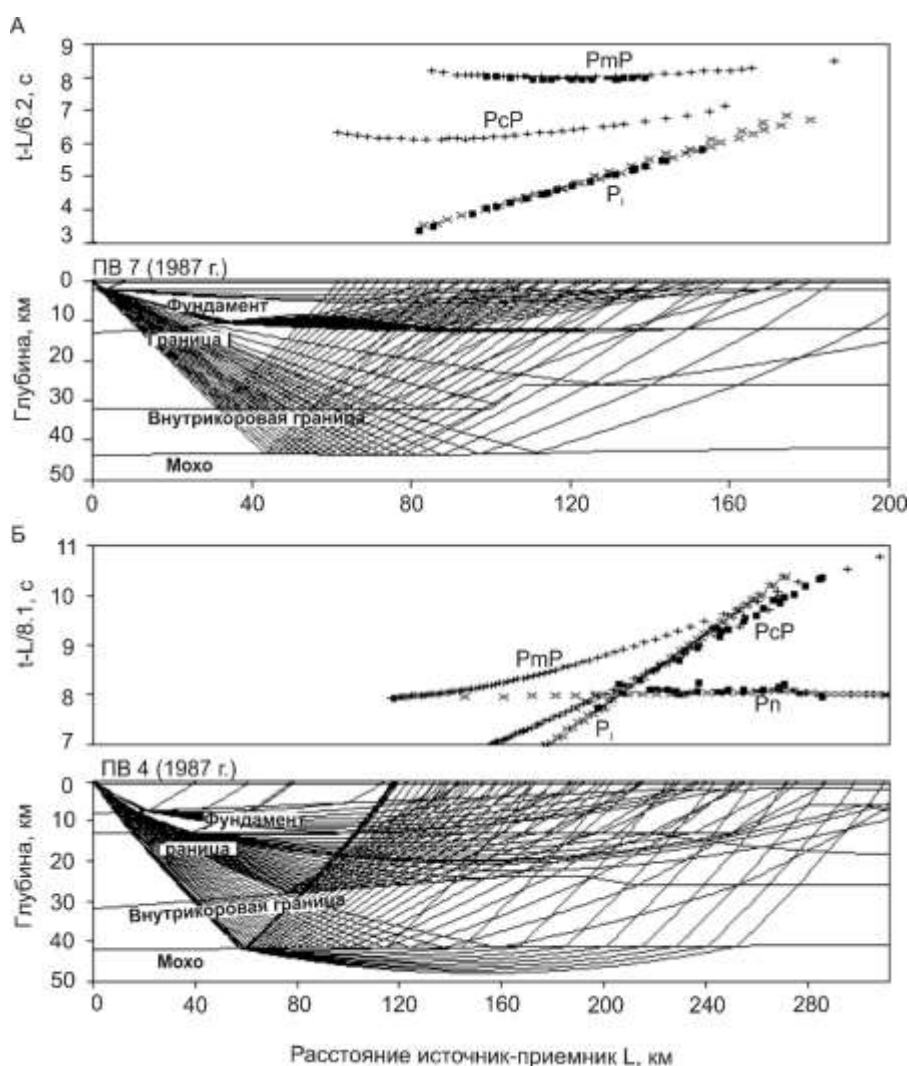


Рисунок 3.14 – Соотношения рассчитанных и наблюдаемых времен пробега волн, распространяющихся в земной коре для ПВ 7 (А) и ПВ 4 (Б) (1987 г.). Наблюдаемые времена показаны квадратиками, рассчитанные – прямыми крестиками для отраженных волн и косыми – для преломленных. Скорость редукции 8.1 км/с

Показано, что исходящие из ПВ лучи падают и отражаются от горизонтального Мохо на участке, фактически за пределами выступа внутрикоровой границы и в области слабого падения границы I. Средняя величина различия между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн составляет 0.1 с. Вызывает вопрос отсутствие на сейсмограмме из ПВ 7 признаков отраженной волны (PcP) от внутрикоровой границы, вероятно, из-за локальных неоднородностей в нижней коре. Более интересным представляется пример моделирования данных из ПВ 4 (Рисунок 3.14 и сейсмограмма на Рисунке 3.7) на эпицентральных расстояниях 195–285 км, где регистрируются волны P<sub>1</sub>, PcP, PmP и P<sub>n</sub>. Полученное соответствие наблюдаемых и рассчитанных времен пробега волн вполне удовлетворительное при пологих изменениях рельефа внутрикоровых границ.

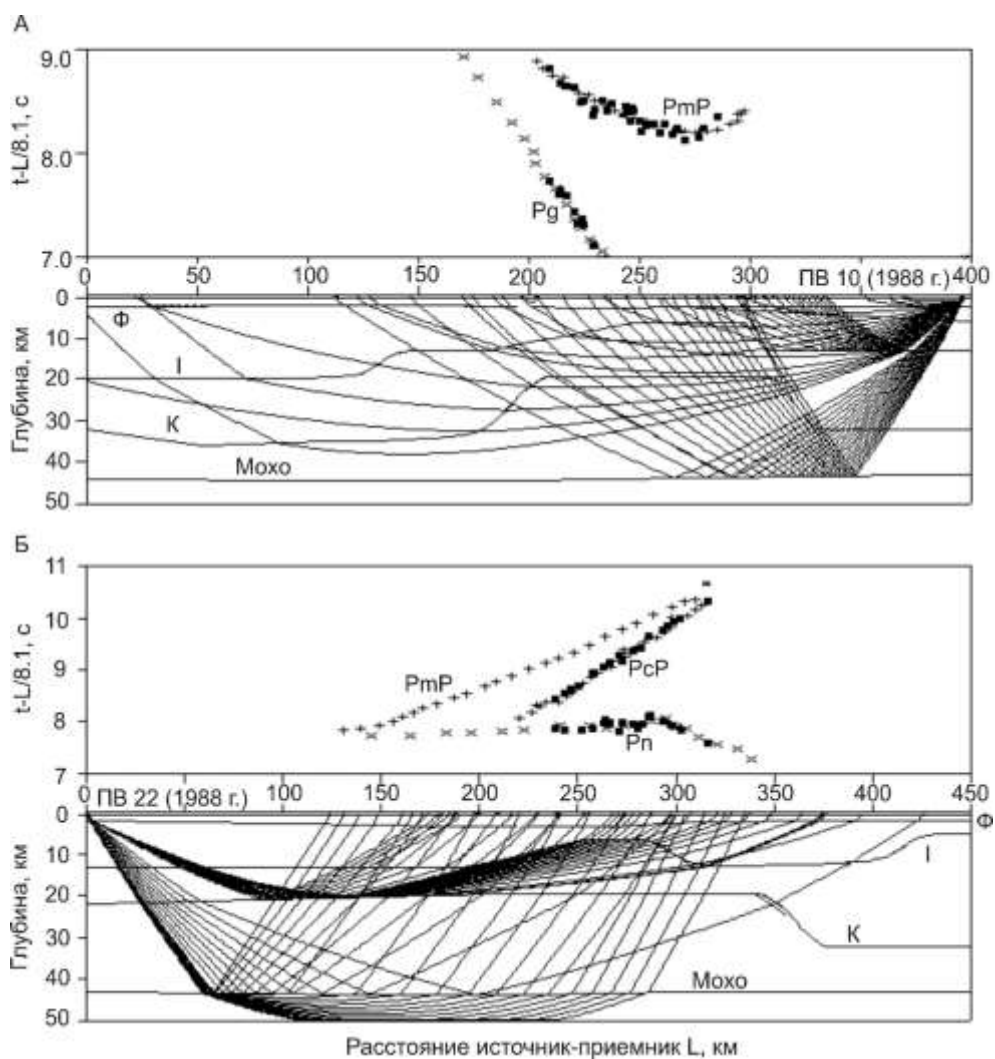


Рисунок 3.15 – Соотношения рассчитанных и наблюдаемых времен пробега волн отраженной от внутрикоровой границы К (PcP), преломленной на Мохо (Pn) и соответствующие лучевые схемы и для ПВ 10 (А) и ПВ 22 (Б). Наблюдаемые времена

показаны квадратиками, рассчитанные – прямыми крестиками для отраженных волн и косыми – для преломленных. Сейсмические границы: фундамент (Ф), преломляющая I (I), внутрикоровая (К) и Мохо. Скорость редукции 8.1 км/с

Рисунок 3.15, А иллюстрирует пример отсутствия отраженной волны РсР от внутрикоровой границы К (ПВ 10, 1988 г.) вследствие резкого ее поднятия от 32 до 22 км на краю площади расстановки регистраторов. Выделяемая особенность проявляется в аномальном увеличении времени пробега отраженной волны от Мохо в начальной части годографа, соответствующей повышенной глубине внутрикоровой границы. Несколько другая ситуация наблюдается на Рисунке 3.15, Б, где, наоборот, в пределах расстановки регистраторов из ПВ 22 наблюдаются волны РсР и Рп при отсутствии отраженной волна от Мохо, регистрация которой на расстояниях от источника более 250 км довольно редкое явление, видимо, вследствие значительного уменьшения ее интенсивности в зависимости от плотности сейсмических лучей.

Верхняя часть земной коры эталонного Мирнинского кимберлитового поля (площадь наблюдений 1982 г.) и его окрестностей по данным моделирования имеет особое значение для обнаружения пространственных аномальных неоднородностей в фундаменте и рельефе верхнекоровой границы I совместно с распределением скорости в подстилающем слое (Рисунок 3.16, А) [Суворов, Мельник и др., 2010].

В целом Мирнинское поле располагается в северо-восточной части узкого протяженного поднятия фундамента по площадным данным 1982 г.), залегающего на глубине около 1.7–1.8 км (Рисунок 3.16, А). При этом кимберлитовое поле приурочено к локальному участку с аномально повышенной до 6.5 км/с граничной скоростью на поверхности фундамента, выделяемого на общем фоне значений около 6.2 км/с (Рисунок 3.16, Б) [Суворов, Мельник и др., 2010]. На востоке вблизи р. Вилюй в сторону западного борта Вилюйской синеклизы (окрестность ПВ 7) возможно повышение скорости до 6.3 км/с. На юге, вдоль профиля Олгуйдах–Ленск скорость равна 6.2 км/с [Seismic...model..., 2006].

В рельефе верхнекоровой границы I, залегающей в верхах консолидированной коры (Рисунке 3.16, В), Мирнинское поле располагается в пределах выступа этой границы, выраженного в ее поднятии с глубины 10–12 до 3 км. В юго-западном

направлении валообразное поднятие этой границы до глубины 9–10 км (на фоне 12–13 км) прослежено до окрестности Чонского прогиба. Вдоль профиля Олгуйдах–Ленск верхнекоровая граница I также относительно приподнята до глубины 8–10 км. Граничная скорость на поверхности этого слоя изменяется от 6.5 км/с в восточной наиболее приподнятой ее части до 6.4 км/с в остальной области ее прослеживания [Суворов, Мельник и др., 2010].

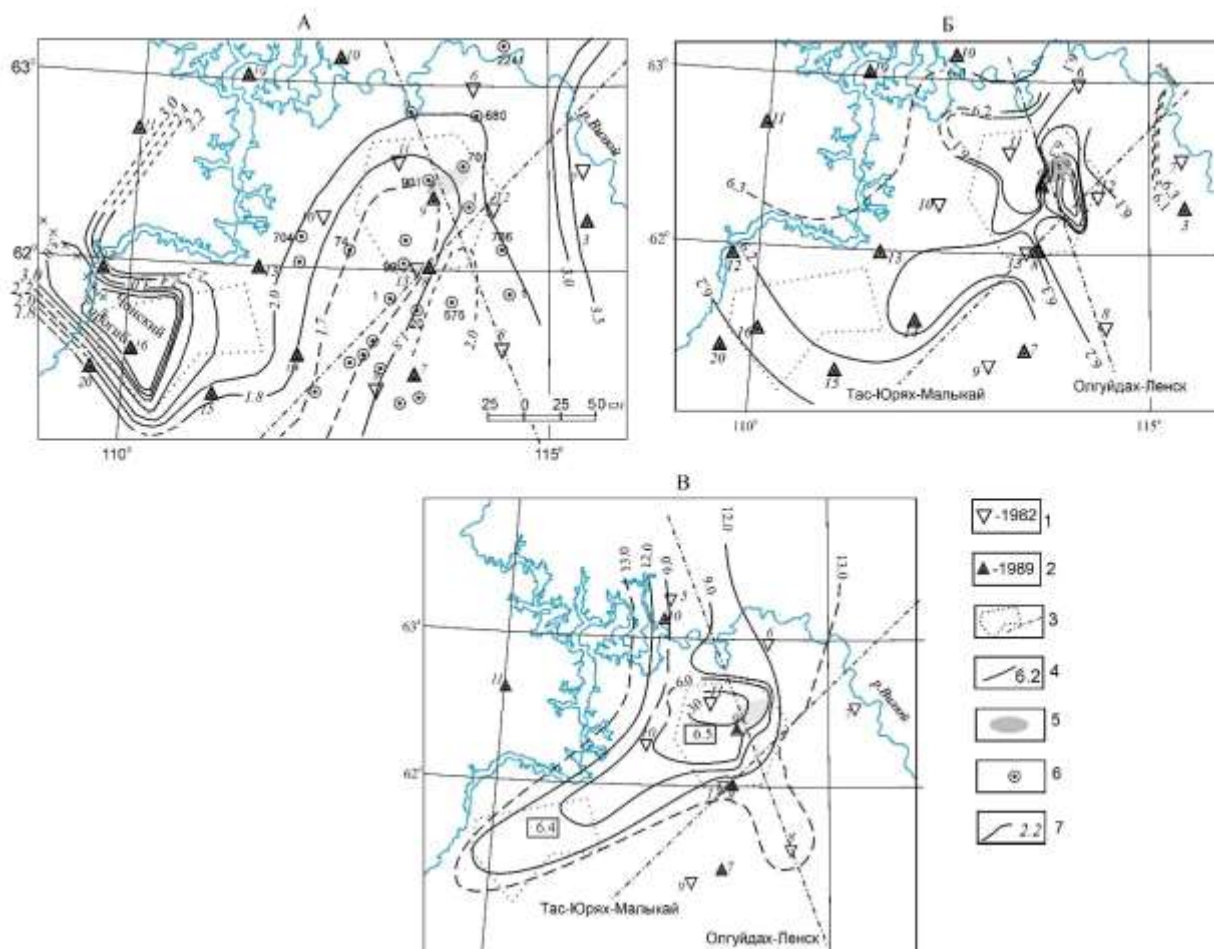


Рисунок 3.16 – Структура верхней коры района Мирнинского поля и его окрестностей (А) – поверхность фундамента, (Б) – рельефа верхнекоровой границы I с распределением граничной скорости (В). 1, 2 – пункты взрывов, 3 – контуры расстановки регистраторов и профили ГСЗ, 4 – изолинии скорости в км/с, 5 – кимберлитовое поле, 6 – скважины, вскрывшие фундамент, 7 – изогипсы (штриховые – по неуверенным данным)

Структура нижней коры представлена рельефом внутрикоровой отражающей границы, поверхности Мохо и эффективной скоростью распространения волн в покрывающей толще коры (Рисунок 3.17). Глубина залегания внутрикоровой

отражающей границы изменяется от 22 до 34 км (Рисунок 3.17, А). Наиболее глубоко (до 32–34 км) она погружена в юго-западной части территории. Наименьшая глубина (до 22 км) наблюдается на северо-восточном участке площади, где намечается узкое поднятие северо-восточного простирания, начинающееся практически от района Мирнинского кимберлитового поля. Слабовыраженное поднятие до 26 км на фоне 30–34 км намечается в северо-западной части района [Suvorov, Melnik, 2011].

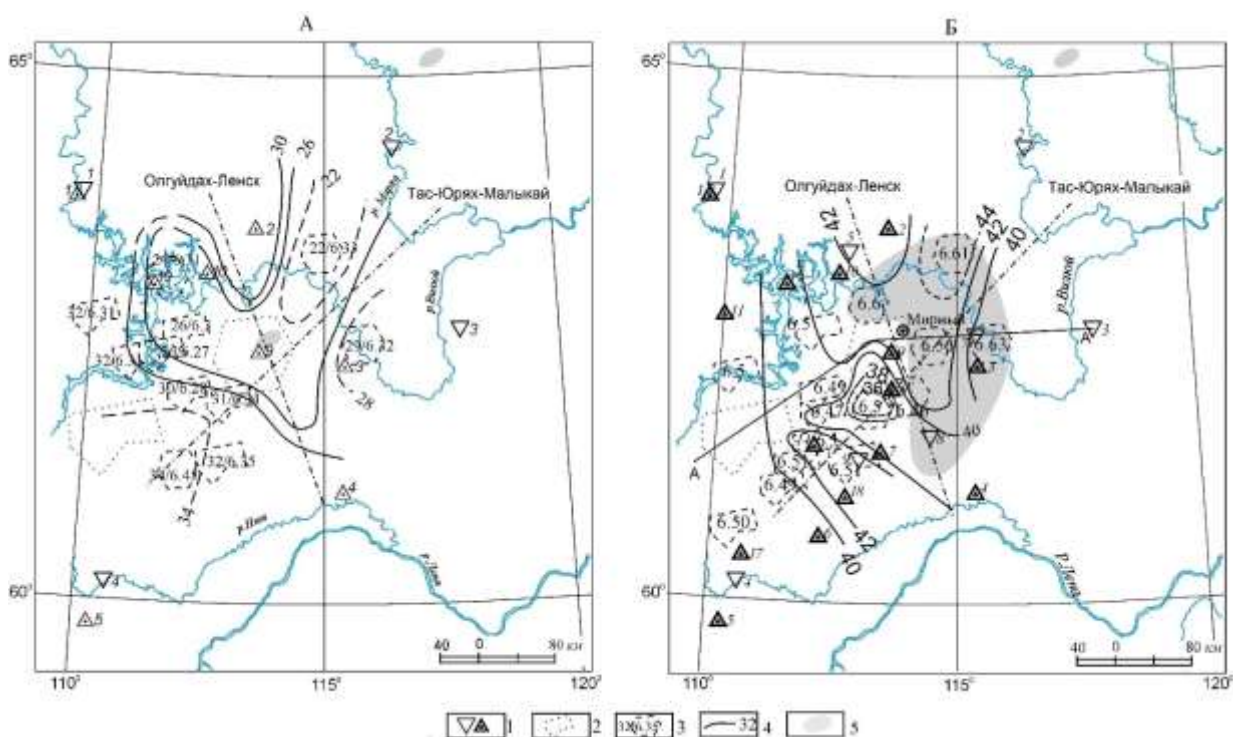


Рисунок 3.17 – Строение нижней коры окрестности Мирнинского поля. Рельеф внутрикоровой отражающей границы (А) и поверхности Мохо (Б). 1 – пункты взрывов, 2 – контуры расстановки регистраторов, 3 – контуры отражений от границ с глубиной их залегания (числитель) и эффективной скоростью (знаменатель) на А и эффективной скоростью на Б, 4 – изогипсы в км (штриховые по неуверенным данным), 5 – контур кимберлитового поля. Профили ГСЗ показаны штрихпунктирной линией, сводный профиль А–А – сплошной

Следует отметить, что столь значительные изменения глубины границы не сопровождаются соответствующими изменениями скорости и, следовательно, заметными изменениями скорости в средней коре (слой между границами I и внутрикоровой). Исключение составляет только юго-западный участок с наибольшей глубиной около 34 км, где скорость повышена до 6.4–6.45 км/с. На



остальной части территории эта величина практически постоянная и равна 6.3 км/с. Расчеты показывают, что увеличение скорости в верхней коре может быть связано с повышением ее значения на границе I до 6.5 км/с при незначительном увеличении с глубиной.

Следует также напомнить о некоторых трудностях обработки данных на юго-западном окончании профиля Тас-Юрях–Малыкай [Seismic velocity..., 2006]. Там наблюдаются повышенные времена пробега волны PсР (на выносном ПВ 1), которые свидетельствуют также о погружении верхнекоревой границы I при значительном понижении скорости. Рассматривая в целом рельеф этой границы по отношению к району кимберлитового поля, можно заметить следующее. Мало-Ботуобинский кимберлитовый район располагается на юго-западном склоне поднятия внутрикоревой границы. Определенный интерес вызывает также соответствие расположения и простирания намечающегося поднятия внутрикоревой границы и Вилуйско-Мархинской зоны разломов [Эринчек и др., 1997]. Аналогичное северо-западное ответвление поднятия границы коррелируется с трапповым поясом на восточном борту Тунгусской синеклизы [Золотухин, Альмухамедов, 1991].

Глубина залегания Мохо изменяется в среднем от 40 до 44 км (Рисунок 3.17, Б). При этом на локальном участке к югу от кимберлитового поля возможно существование локального выступа мантии до уровня 36–38 км. Западная часть территории характеризуется глубиной Мохо около 40 км. Отчетливо выраженный прогиб Мохо до 42–44 км под кимберлитовым полем, протягивается в северо-восточном направлении. Намечается ответвление Мохо и в северо-западном направлении, хотя для более определенного прослеживания требуются дополнительные данные.

На профилях ГСЗ Олгуйдах–Ленск и Тас-Юрях–Малыкай было установлено, что такое увеличение скорости связано с нижнекоревой аномалией, расположенной между внутрикоревой границей и Мохо [Seismic velocity..., 2006]. По площадным наблюдениям удалось получить некоторые сведения о ее пространственном расположении, которое, однако, нельзя считать полностью определенным. Наиболее точно границы области установлены по данным ГСЗ и по площадным наблюдениям достаточно надежно маркируют только ее западное и южное ограничения. По

другим направлениям данных о границах этой области пока нет. В среднем структурный план Мохо и внутрикоровой границы имеют инверсионное соотношение, которое было замечено и ранее [Структура..., 1997]. В то же время соотношение локальных аномалий в верхней и нижней коре требует дополнительных исследований. Так, например, можно было бы предположить связь между выступами верхнекоровой границы I и Мохо.

На Рисунке 3.18 представлен сводный разрез по линии А–А (см. Рисунок 3.17) позволяющий получить более полное представление о свойствах земной коры Мало-Ботубинского района.

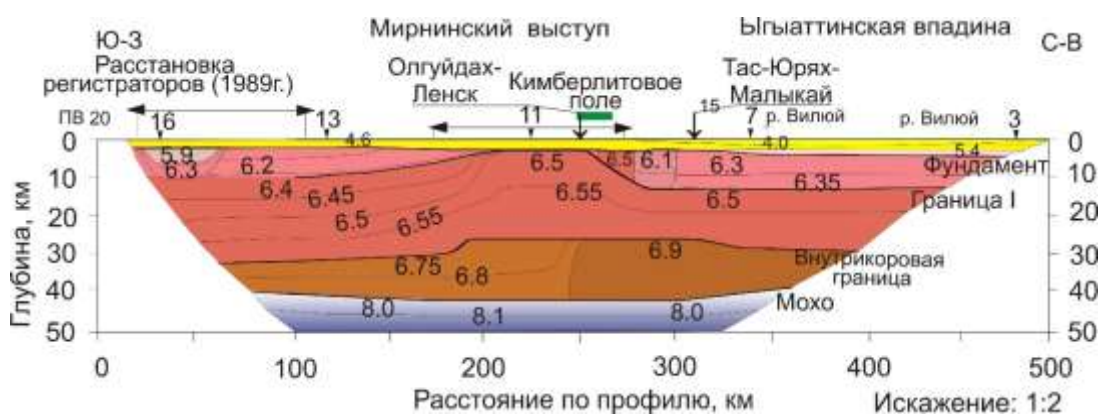


Рисунок 3.18 – Сводный сейсмический разрез земной коры Мало-Ботубинского района (А, линия А–А см. на Рисунке 3.7, Б). Сейсмические границы показаны толстыми линиями, тонкими – изолинии скорости, цифрами – значения граничной скорости в км/с, треугольниками – пункты взрывов. Вертикальные стрелки соответствуют пересечениям с профилями Олгуйдах–Ленск и Тас-Юрях–Малыкай [Seismic...model..., 2006], горизонтальные – участкам расстановки регистраторов и границам кимберлитового поля, треугольниками показано положение скважин, вскрывших фундамент

Консолидированная земная кора представляется трехслойной моделью в соответствии с выделенными сейсмическими границами фундамента, верхнекоровой границей I, внутрикоровой границей и Мохо. Мощность верхнего слоя, заключенного между поверхностью фундамента и границей I, изменяется от 1–2 до 8–10 км. Поверхность фундамента образует в центральной части профиля поднятие, соответствующее Мирнинскому выступу. В его пределах фундамент залегает на отметках 1.6–1.9 км, тогда как на западе глубина его залегания увеличивается до 2–2.2 км. На востоке фундамент погружается в Ыгыаттинскую



впадину. В начальной (западной) части профиля выделяется глубокий Чонский прогиб фундамента, подошва которого располагается на глубине около 7 км. Рельеф верхнекоровой границы I достаточно пологий, за исключением резкого ее выступа с глубины 10–13 до 3 км в центральной части профиля. Поперечный размер выступа в этом сечении достигает 50 км.

На большей части разреза скорость в верхнем слое коры изменяется от 6.0–6.3 км/с на поверхности до 6.2–6.4 км/с на подошве, нарастая с глубиной на величину около 0.1 км/с. Внутри слоя существует локальная аномалия повышенной скорости до 6.4–6.55 км/с, приуроченная к восточному склону выступа границы I. Протяженность аномалии на глубину точно не известна, но можно предполагать, что она не достигает границы I. Восточная граница выступа и аномалия скорости располагаются области, где начинается погружение фундамента в Ыгыаттинскую впадину.

Мощность слоя, заключенного между несогласно залегающими границами I и внутрикоровой, изменяется от 12–14 до 20–23 км при глубине залегания первой от 3 до 12–13 км и второй – от 24–26 до 32–34 км. Ступенеобразному уменьшению глубины внутрикоровой границы в центральной части разреза соответствует аналогичная ступень по границе I. В то же время погружение этой границы, образующее восточный борт выступа, не находит отражения в рельефе внутрикоровой границы, которая на восточной части профиля залегает горизонтально. Скорость в слое средней коры увеличивается от 6.4–6.5 до 6.5–6.65 км/с при небольшом градиенте и значительной его мощности, что сравнимо с нарастанием скорости в верхней коре, но степень этих изменений примерно в два раза меньше.

Мощность слоя нижней коры между внутрикоровой границей и Мохо изменяется от 7–8 км на западе до 15–17 км в центральной части и уменьшается до 12–13 км под Ыгыаттинской впадиной на востоке. Это происходит за счет ступени по внутрикоровой границе и прогиба поверхности Мохо в центральной части профиля от 38–39 до 43–44 км. Последний отчетливо коррелируется с поверхностью фундамента, образующего Мирнинский выступ.

Значение скорости в нижней части коры изменяется от 6.75 км/с на кровле до 6.85 км/с на подошве с аномалией на участке профиля 250–400 км, где скорость изменяется с глубиной от 6.85 до 6.9–6.95 км/с. Коррелируя практически по вертикали западную границу этой аномалии с особенностями рельефа границы I и аномалией скорости в верхах фундамента можно прийти к заключению о приуроченности этих особенностей к борту Ыгыаттинской впадины. Однако в средней коре в пределах такой почти субвертикальной зоны отсутствуют какие-либо отчетливые неоднородности. Изменения скорости в горизонтальном направлении здесь невелики, и поэтому трудно говорить о существовании такой зоны однозначно. Скорее всего, следует допускать наличие в земной коре трех структурных этажей с различными реологическими характеристиками, для которых вертикальная корреляция сейсмических аномалий не всегда возможна. Средний слой коры, возможно более пластичный, может представлять собой зону разграничения более хрупких слоев верхней и нижней коры.

Сопоставляя сводный разрез и по профилям Олгуйдах–Ленск и Тас–Юрях–Малыкай [Seismic...model..., 2006] можно отметить, что земная кора характеризуется трехмерным строением относительно распределения локальных аномалий. Особенно это относится к изменению скорости в верхах консолидированной коры. При этом региональные свойства коры сохраняются достаточно отчетливо. Например, разрезы по сводному профилю см. Рисунок 3.18) и по Тас–Юрях–Малыкай [Seismic...model..., 2006] различаются достаточно значительно, хотя они расположены близко друг к другу, и только наличие площадных наблюдений позволяет составить полную картину распределения выделенных неоднородностей в земной коре.

С точки зрения обнаружения аномалий, контролирующих размещение Мирнинского кимберлитового поля и его ближайшие окрестности вдоль профилей и отдельных сводных сечений, можно отметить только заметно повышенную региональную неоднородность земной коры, заметно отличающуюся от сопредельных районов. Она выражена в рельефе сейсмических границ и в локальных аномалиях скорости, которые только косвенно можно соотнести с повышенной проницаемостью коры для кимберлитов.

### 3.3. Пространственно-неоднородная структура земной коры и верхов мантии Мало-Ботуобинского кимберлитового района

Результаты представлены схемами рельефа и изменения граничной скорости на поверхности фундамента, верхнекоровой границы I, внутрикоровой границе и Мохо [Суворов, Мельник и др., 2010; Suvorov, Melnik, 2011].

Сводная схема рельефа поверхности фундамента Мало-Ботуобинского района и сопредельных территорий, полученная по результатам многолетних исследований, опубликованных в работах [Суворов и др., 1999; Seismic velocity..., 2006; Суворов, Мельник и др., 2010; Suvorov, Melnik, 2011] представлена на Рисунке 3.19.

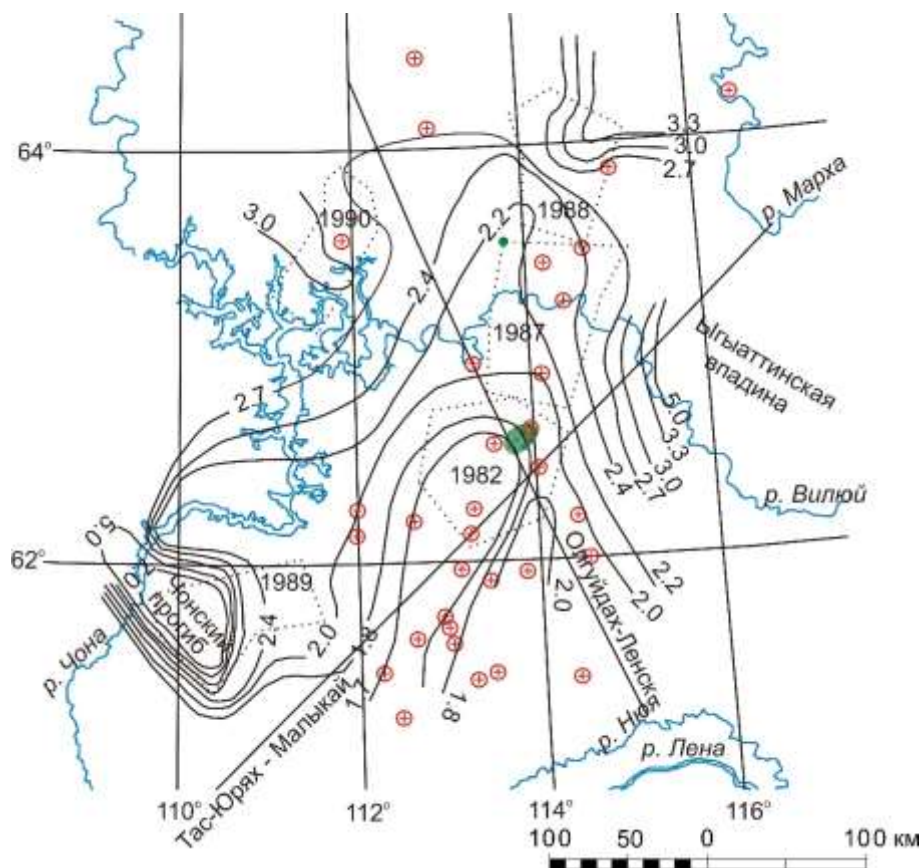


Рисунок 3.19 – Схема рельефа поверхности фундамента Мало-Ботуобинского района и прилегающих территорий по данным преломленной волны  $P_g$ . Пунктирными контурами показаны участки расстановки регистраторов, крестиками в кружках – скважины, вскрывшие фундамент. Изогипсы даны в км, затушеванные зеленые контуры соответствуют положению Мирнинского и прогнозного Сюдьюкарского кимберлитовых полей [Новое...поле..., 2016]

При ее составлении учтены данные скважин, вскрывших фундамент и сейсморазведочные материалы ОГТ по отражающему горизонту КВ, залегающему вблизи поверхности консолидированной коры. Дополнительно наиболее представительные данные о глубине фундамента по данным преломленной волны получены по профилям ГСЗ и в пределах расстановок регистраторов, где имеются достаточно корректные сведения о распределении граничной скорости. Как видно, глубина залегания фундамента изменяется от 1.5–1.7 км в наиболее приподнятой северо-восточной части Непско-Ботуобинской антеклизы, увеличивается до 5–7 км в Чонском прогибе, расположенном в юго-западной части территории, и до 5 км на востоке в прибортовой части Ыгыаттинской впадины [Суворов, Мельник и др., 2010]. Чонский прогиб фундамента выделен по данным профильных наблюдений треста ИркутскГеофизика и по площадными наблюдениям [Новые данные..., 1992].

Изменения скорости в верхах фундамента наблюдаются в интервале 6.2–6.6 км/с (Рисунок 3.20). Наиболее интересным является локальное увеличение скорости до 6.5 км/с в окрестности Мирнинского кимберлитового поля. Эта аномалия наиболее надежно установлена по профилю Тас-Юрях–Малыкай [Seismic velocity..., 2006], а по площадным наблюдениям 1982 г. локализована в пространстве [Суворов, 1993; Суворов, Мельник и др., 2010]. При численном моделировании контур аномалии уточнен с уменьшением ее поперечного размера [Суворов, Мельник и др., 2010].

Дополнительно, в северо-восточной части изученной территории вблизи западного борта Ыгыаттинской впадины (Рисунок 3.20) по поверхности фундамента выявлена аномалия повышенной до 6.6 км/с скорости значительно большего размера, чем в районе Мирнинского кимберлитового поля [Суворов, Мельник и др., 2010]. Других подобных аномалий не отмечается, хотя следует иметь в виду, что вне расстановок регистраторов скорость определяется на интервале расстояний между пунктами взрыва и ближайшими станциями и составляет 40–60 км и аномалии скорости малых размеров могут быть пропущены.

В пятнистом характере распределения скорости на поверхности фундамента трудно найти какую-либо региональную упорядоченность. Возможно, что это определяется не очень большим размером исследованной территории. Также неясна

и природа обнаруженных локальных аномалий, можно только заметить, что столь высокие скорости характерны для основных (типа габбро) или метаморфических пород нижней коры (с учетом компрессионного эффекта), выведенных на поверхность фундамента. Генетически связать такие процессы с кимберлитовым магматизмом едва ли возможна, но важно, что такие участки земной коры могут иметь повышенную проницаемость и способствовать выносу кимберлитовой магмы к поверхности.

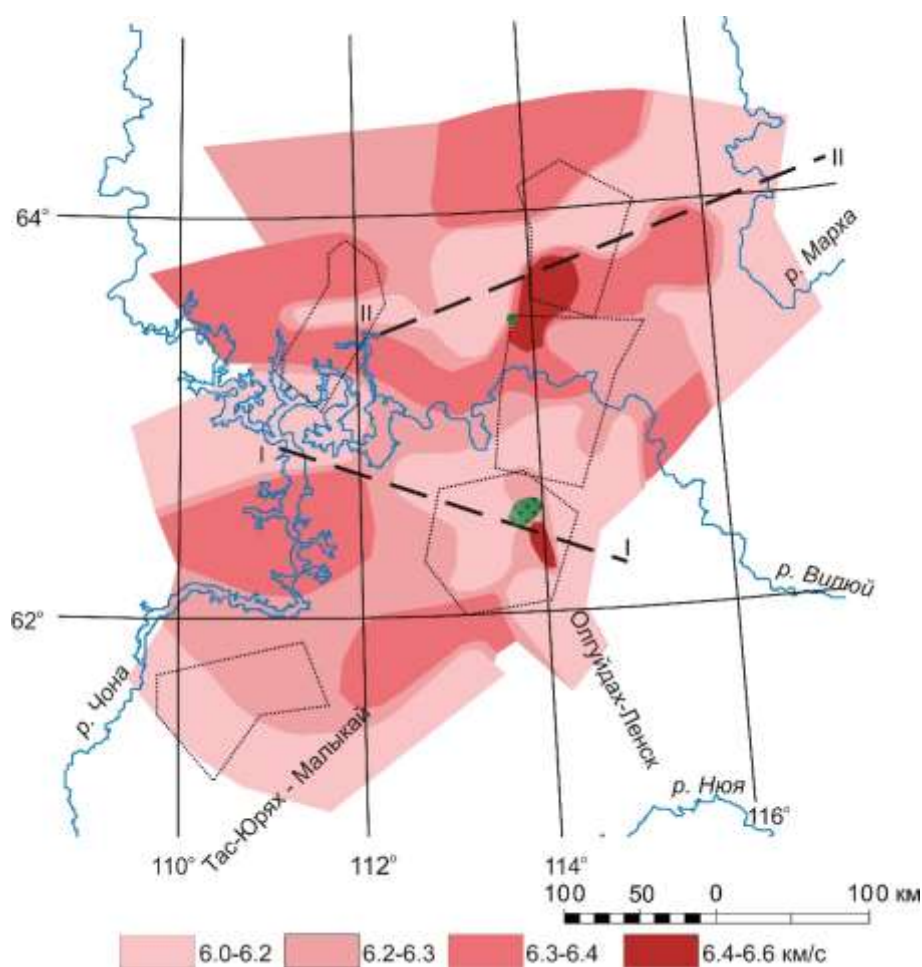


Рисунок 3.20 – Схема распределения граничной скорости на поверхности фундамента. Интервалы изменения скорости даны в км/с. Пунктирными контурами показаны расстановки регистраторов, прямыми линиями профили ГСЗ, линиями I–I и II–II отмечено положение разрезов верхней части коры, построенных по данным площадных наблюдений. Контуры Мирнинского и прогнозного Сюльдюкарского полей затушеваны зеленым цветом

В рельефе верхнекоревой границы I, залегающей в верхах консолидированной коры, отчетливо проявлено протяженное поднятие северо-восточного простирания.

Максимальная амплитуда глубины залегания границы достигает 7–9 км на фоне 10–13 км (Рисунок 3.21). В его пределах наблюдаются разобщенные выступы, один из которых расположен в окрестности Мирнинского кимберлитового поля. Другой (Ыгыаттинский) расположен в междуречье рек. Виллой и Марха и несколько смещен от расстановки регистраторов 1988 г. на восток. Восточные борта выступов более крутые, чем западные, при этом Ыгыаттинский выступ амплитудой до 5–7 км имеет поперечные размеры около 70 км при минимальной глубине границы I около 5 км. Мирнинский выступ по границе I, располагающийся практически под расстановкой регистраторов 1982 г., имеет примерно такие же размеры при наименьшей ее глубине около 3 км. Аномалия повышенной скорости в районе Мирнинского поля в виде узкого тела, вытянутого в северо-западном направлении, приурочена к юго-восточному склону выступа границы I. На Ыгыаттинском выступе аналогичная аномалия располагается в пределах юго-западного, относительно более пологого склона (Рисунок 3.21). Величина скорости в аномалиях близка к граничной скорости на границе I, что может быть обусловлено ее поднятием до уровня поверхности фундамента [Суворов, Мельник и др., 2010; Suvorov, Melnik, 2011]. Имеющиеся сейсмические данные не позволяют найти однозначное решение такой задачи.

Вместе с тем компрессионные изменения скорости свидетельствует о возможной независимости между аномалиями повышенной скорости и выведением верхнекоревой границы I на поверхности фундамента. При этом за счет компрессионного эффекта скорость может уменьшиться на величину принятого градиента нарастания скорости с глубиной 0.05 км/с (по измерениям на образцах горных пород при всестороннем давлении эта величина может быть и больше). Наоборот, погружение пород с аномальной скоростью 6.5–6.6 км/с от поверхности фундамента на глубину около 10 км, может привести к ее возрастанию до 6.55–6.65 км/с, что выше наблюдаемых значений. В обоих случаях оценки изменений скорости минимальные, сопоставимы с точностью ее определения и для получения однозначного ответа требуются более детальные исследования [Суворов, Мельник и др., 2010].

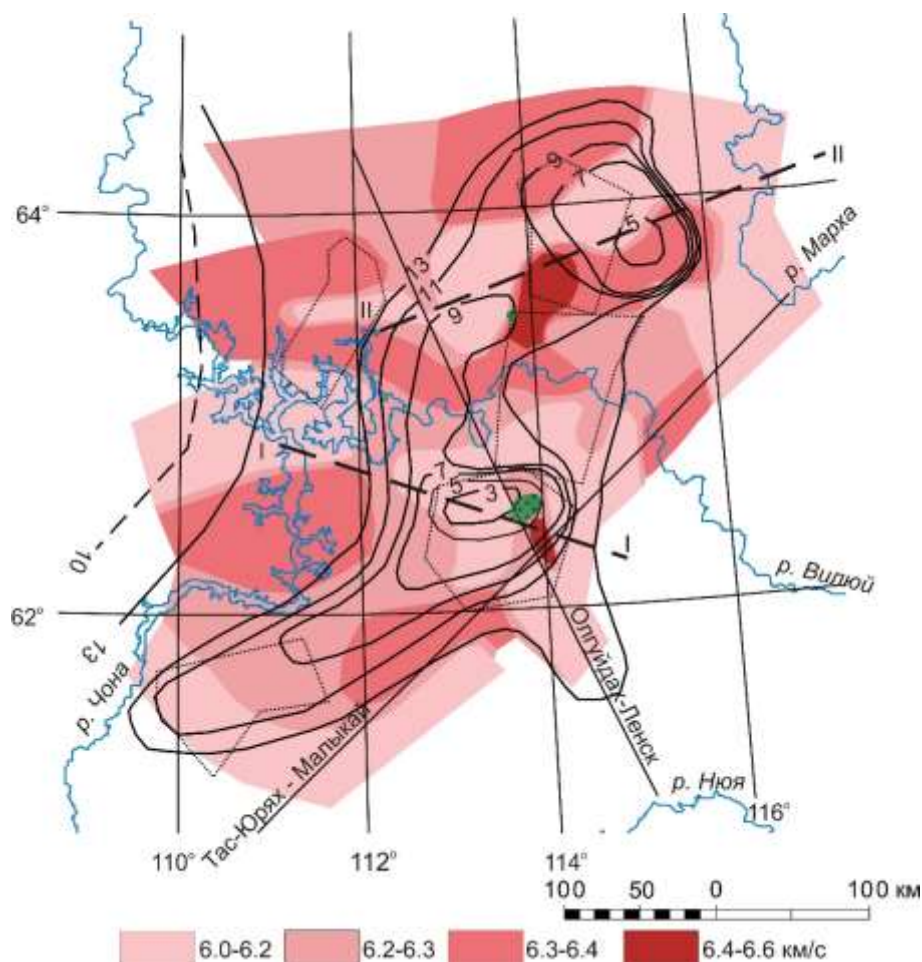


Рисунок 3.21 – Совмещенная схема рельефа верхнекоревой границы I (изогипсы в км) и распределения граничной скорости по поверхности фундамента. Мирнинское и прогнозное Сюдьюкарское кимберлитовые поля затушеваны темно-зеленым цветом. Усл. обозн. см. на Рисунке 3.20

Характеристика нижней коры представлена в рельефе внутрикоревой отражающей границы (Рисунок 3.22), характеризующейся ее поднятием северо-восточного простирания от 30–32 км до 20–22 км, протягивающимся от Мирнинского поля до практически р. Марха. Далее на восток оно ограничено глубиной залегания этой границы 30–35 км [Suvorov, Melnik, 2011]. Другое, менее контрастное, поднятие до уровня 25–26 км протягивается от Мирнинского поля в северо-западном направлении. На западе и востоке оно ограничивается опусканием границы до уровня 30–32 км при довольно крутых углах падения, достигающих 20°.

Рисунок 3.22 иллюстрирует сопоставление рельефа внутрикоревой границы и Виллюйско-Мархинского дайкового пояса [Эринчек и др., 1997, Тектонические аспекты..., 2011]. Как видно, на участке от г. Мирный до р. Марха они



коррелируются вполне отчетливо, и можно предполагать, что поднятие является признаком структуры дайкового пояса [Suvorov, Melnik, 2011]. Но возникает ряд вопросов, на которые пока нет ответов. Наиболее важный из них связан с ограничением этого поднятия в районе р. Марха, в то время как пояс продолжается в северо-восточном направлении. Имеются предпосылки, что на левобережье р. Марха также возможно его присутствие.

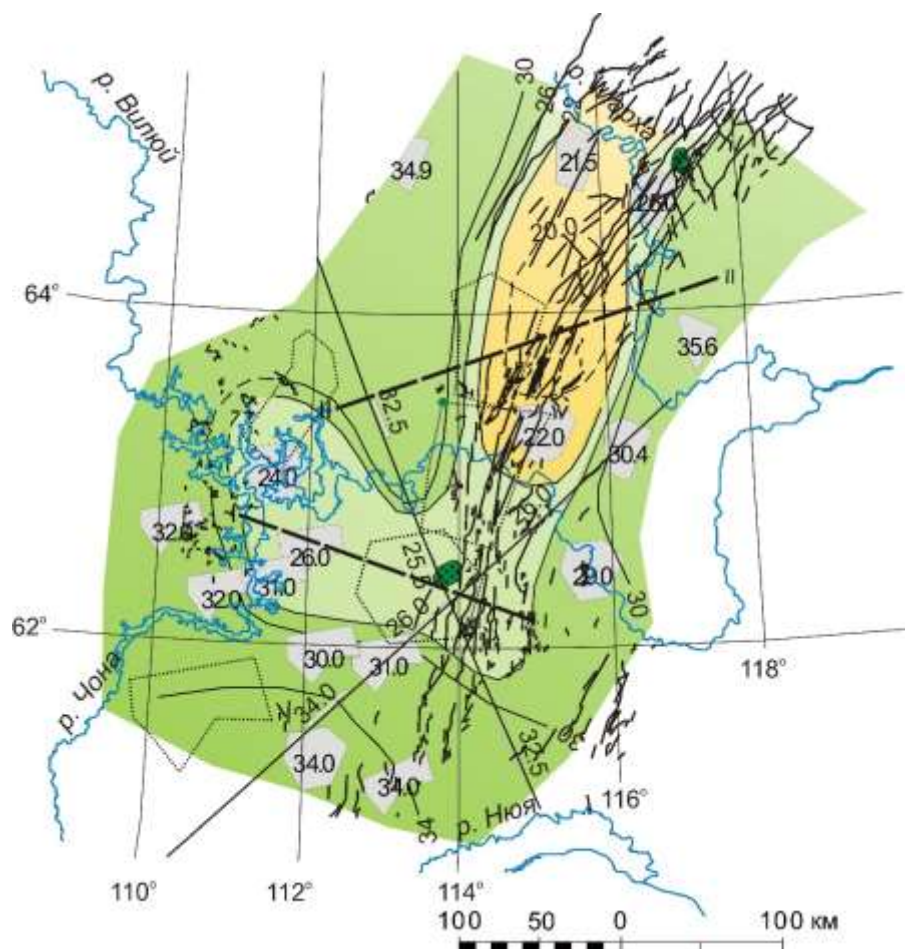


Рисунок 3.22 – Сопоставление рельефа внутрикоровой границы и Вилуйско-Мархинского дайкового пояса по данным [Эринчек и др., 1997]. Мирнинское, Сьюльдюкарское и Накынское кимберлитовые поля затушеваны темно-зеленым цветом

Глубина залегания поверхности Мохо в Мало-Ботуобинском и соседних районах изменяется в среднем от 40 до 44 км с региональным погружением в северном направлении (Рисунок 3.23). На этом фоне наблюдается ее прогиб северо-западного простирания глубиной до 43–44 км и шириной около 100–150 км, протягивающийся от р. Вилуй в сторону Далдыно-Алакитского кимберлитового



района. В районе Вилюйского водохранилища и нижнего течения р. Чона граница Мохо залегает на уровне 40–41 км, а на локальном участке к югу от Мирнинского поля возможен его локальный выступ до 36–38 км [Suvorov, Melnik, 2011]. Возможно также присутствие локального погружения до 43–44 км под этим полем, выделяемое на профилях Олгудах–Ленск и Тас-Юрях–Малыкай, что коррелируется с нижнекоровой аномалией скорости [Seismic velocity..., 2006].

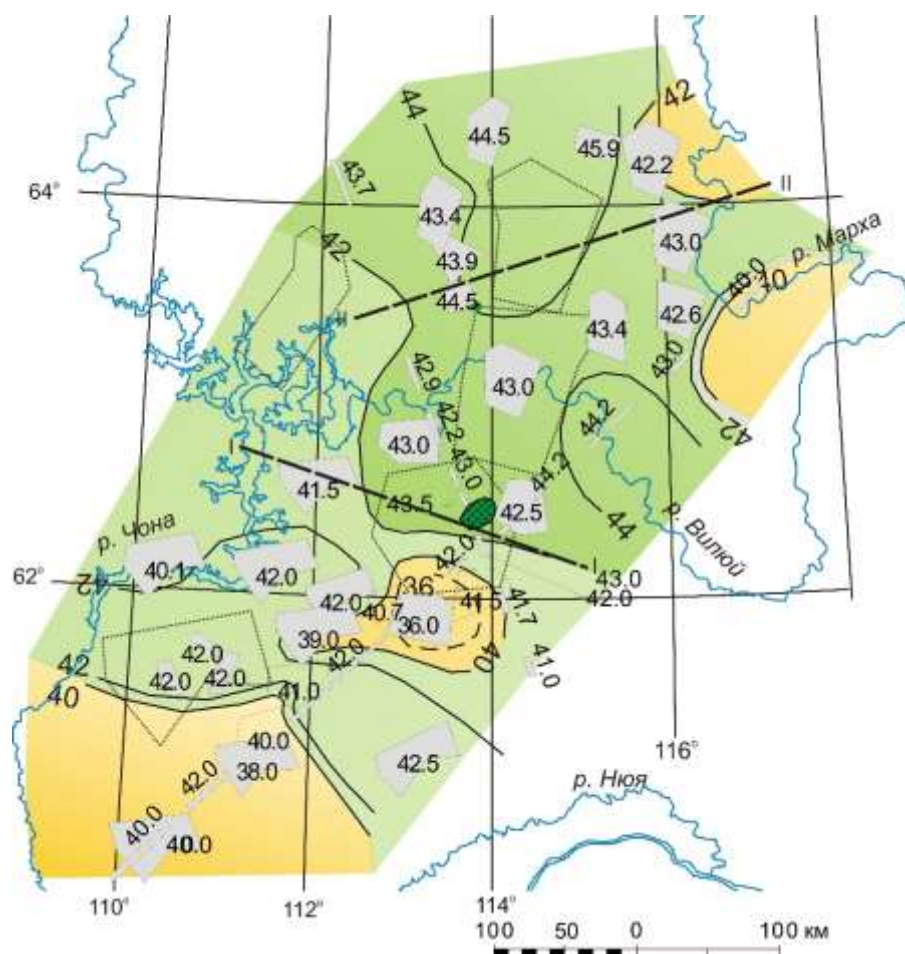


Рисунок 3.23 – Карта рельефа поверхности Мохо по профильным и площадным наблюдениям ГСЗ. Контуры участков, «освещенные» отражениями (затушеваны) и даны значения глубины в км. Мирнинское и прогнозное Сюдьюкарское кимберлитовые поля затушеваны темно-зеленым цветом. Шаг между изогипсами – 2 км

В целом структурные планы границ Мохо и внутрикоровой показывают инверсионное соотношение между ними, которое было замечено и ранее [Структура..., 1997], но с локальными особенностями. Так, поднятие внутрикоровой границы характеризуется крутыми углами наклона, в то время как Мохо имеет более

сглаженный рельеф, при котором инверсионное соотношение между ними наблюдается не повсеместно. При этом поднятие внутрикоровой границы имеет отчетливое север-северо-восточное простирание, а прогиб Мохо протягивается в северном направлении [Suvorov, Melnik, 2011].

Скорость на Мохо изменяется в интервале 7.7–9.0 км/с при мозаичном распределении ее аномалий (Рисунке 3.24), природа которых по-прежнему не ясна, так как в петрологии не известны изотропные породы, обладающие столь высокой скоростью.

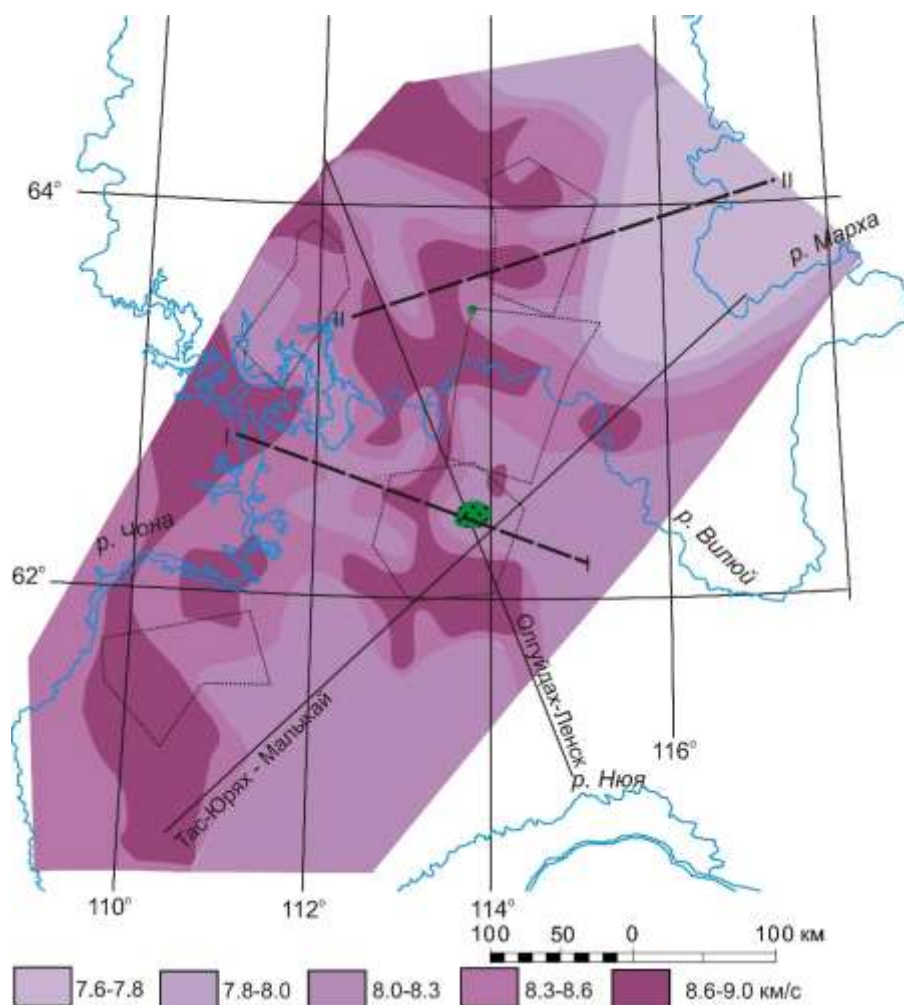


Рисунок 3.24 – Карта граничной скорости на Мохо по профильным и площадным наблюдениям ГСЗ. Мирнинское и прогнозное Сьюльдюкарское кимберлитовые поля затушеваны темно-зеленым цветом

Наиболее простым могло бы быть объяснение этого факта анизотропией скорости в породах, слагающих верхи мантии, но прямых свидетельств в пользу этого только по продольным волнам пока нет [Seismic velocity..., 2006].

Примечательно только, что известные кимберлитовые поля располагаются в пределах области с аномально контрастными изменениями скорости на Мохо [Суворов, 1993].

### 3.4. Сейсмические неоднородности земной коры Мало-Ботуобинского района и сопредельных территорий в связи с прогнозом кимберлитового магматизма

Рассматриваются наиболее характерные особенности скоростного строения верхней части земной коры Мало-Ботуобинского района и сопредельных территорий, где обнаружены контрастные сейсмические аномалии, коррелируемые с Мирнинским кимберлитовым полем и аналогичными характеристиками в бассейне среднего течения р. Ыгыатта (Рисунок 3.25).

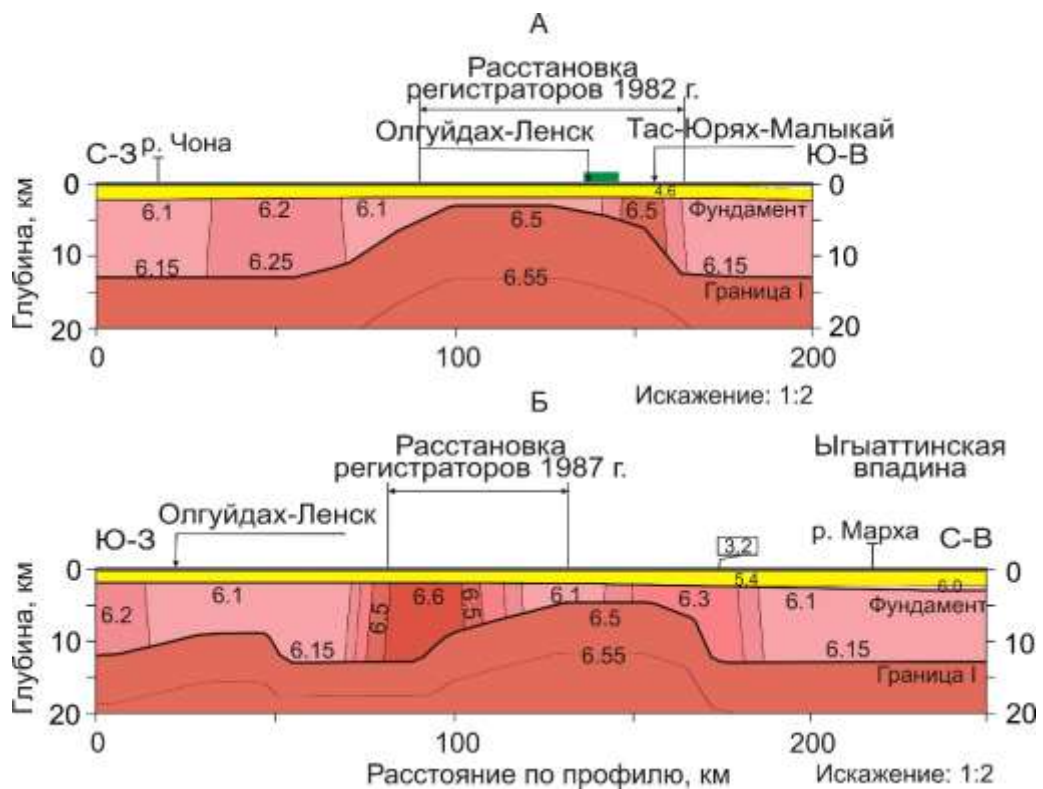


Рисунок 3.25 – Сейсмические разрезы верхней коры по площадным наблюдениям в сечениях А(І–І) и Б(ІІ–ІІ) (см. Рисунок 3.21) [Суворов, Мельник и др., 2010]. Толстые линии – сейсмические границы, тонкие – изолинии скорости, цифры – значения скорости на кровле и подошве слоев, в км/с. Вертикальными стрелками отмечены пересечения с профилями Олгуйдах–Ленск, Тас-Юрья–Малькай, зеленым прямоугольником – положение Мирнинского кимберлитового поля

Линия I–I (Рисунок 3.25, А) пересекает юго-восточную часть выступа верхнекоровой границы I и район Мирнинского поля, расположенного в пределах узкой аномалии повышенной скорости в верхах фундамента. Близкое соотношение между распределением скорости в фундаменте и рельефом границы I наблюдается в разрезе и по линии II–II (Рисунок 3.25, Б), где аномалия повышенной скорости приурочена к юго-западной прибортовой части поднятия. На обоих разрезах аномалии скорости 6.5–6.6 км/с, располагающиеся на противоположных склонах протяженного поднятия границы I, ограничены участками с пониженными ее значениями до 6.1 км/с [Суворов, Мельник и др., 2010].

Для более полной характеристики трехмерной структуры всей толщи коры представлены сводные сейсмические разрезы по линиями I–I и II–II (Рисунок 3.26).

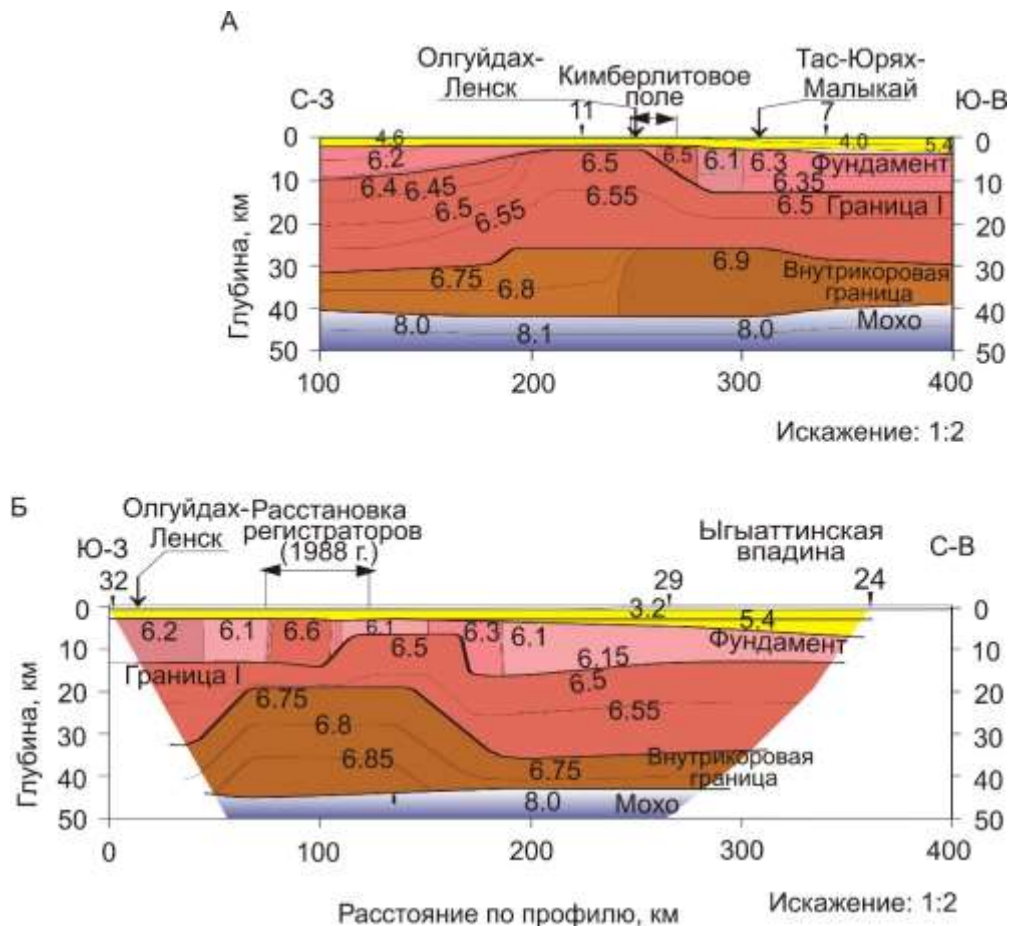


Рисунок 3.26 – Сейсмические разрезы земной коры по линиям I–I (А) и II–II (Б) (см. Рисунок 3.21). Толстые линии – сейсмические границы, тонкие – изолинии скорости и ее значения в км/с. Вертикальными стрелками отмечены пересечения с профилями Олгуйдах–Ленск, Тас-Юрях–Малыкай

Сечение вдоль линии I–I пересекает эталонное для критериев прогноза Мирнинское поле, располагающееся в окрестностях узкой аномалии скорости в верхах фундамента и на склоне поднятия границы I (см. Рисунок 3.21). Внутрикоровая отражающая граница в этом сечении также является приподнятой при слабовыраженном прогибе границы Мохо. В нижней части земной коры присутствует аномалия повышенной до 6.9 км/с скорости, выделенная по профилям Олгуйдах–Ленск и Тас-Юрях–Малыкай, однако по площадным наблюдениям она не может быть надежно выделена вследствие недостаточной детальности наблюдений повышенной скорости. В обоих случаях она расположена между участком с пониженной скоростью и выступом границы I, над которым скорость в фундаменте 6.3–6.4 км/с. Амплитуда поднятия по внутрикоровой отражающей границе здесь более контрастная, чем в Мирнинском районе при также слабовыраженном прогибе Мохо.

Можно предполагать, что соотношение между Мирнинским полем и обнаруженной локальной аномалией повышенной скорости на склоне поднятия верхнекоревой границы I не является случайным. Соответственно, такие особенности строения верхней части консолидированной коры с характерной аномалией скорости, приуроченной к склону поднятия границы I можно принять за прогнозные признаки кимберлитового магматизма в Мало-Ботуобинском и сопредельных районах.

### **Полученные результаты**

1. Численным моделированием кинематики оцифрованных данных ГСЗ уточнена трехмерная модель земной коры и верхов мантии Мало-Ботуобинского кимберлитового района Якутской кимберлитовой провинции, характеризующаяся мозаичным распределением граничной скорости на поверхности фундамента, локальными высокоамплитудными (до 10 км) поднятиями в рельефе границы I, а также субмеридиональным валообразным поднятием внутрикоровой отражающей границы при инверсионном рельефе Мохо.

2. В окрестности эталонного Мирнинского кимберлитового поля по площадным (1982 г.) и профильным (Олгуйдах–Ленск и Тас-Юрях–Малыкай)

наблюдениям выявлены структурно-скоростные признаки проявления кимберлитового магматизма в виде аномалии повышенной до 6.5–6.6 км/с скоростью в верхах фундамента, расположенной на юго-восточном склоне протяженного валообразного поднятия верхнекоровой границы I амплитудой до 8–10 км.

3. В прибортовой западной части Ыгыаттинской впадины (междуречье Вилюя и Мархи) в земной коре обнаружена подобная аномалия, выраженная в высокоамплитудном подъеме верхнекоровой границы I и приуроченном к его склону локальном увеличении в верхах фундамента скорости от 6.1 до 6.6 км/с, (характерное для района Мирнинского поля), подтвержденная открытием в 2015 г. Сюльдюкарской кимберлитовой трубки.

#### **Глава 4. СЕЙСМИЧЕСКИЕ НЕОДНОРОДНОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХОВ МАНТИИ ЮЖНОЙ И ВОСТОЧНОЙ ОКРАИН СИБИРСКОГО КРАТОНА (ПРОФИЛЬ 3-ДВ)**

Изучение земной коры и верхней мантии по сети опорных глубинных сейсмических профилей с повышенной детальностью создает основу для обоснованного структурно-тектонического районирования земной коры и изучения связи между глубинными и приповерхностными неоднородностями. В рамках настоящей работы рассматриваются данные МПВ и ГСЗ являющиеся частью комплекса геофизических и геологических исследований вдоль профиля 3-ДВ (южный и северо-восточный участки), входящего в систему региональных опорных профилей Российской Федерации, создаваемых с целью составления комплексных геолого-геофизических, структурно-вещественных и геодинамических моделей земной коры, верхов мантии и выяснения закономерностей размещения месторождений твердых полезных ископаемых относительно глубинных структур земной коры [Государственная сеть..., 2014, 2016].

Профиль 3-ДВ (северо-восточный участок) является единственным пересечением зоны сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой области, где получены уникальные сведения о структурно-тектоническом строении земной коры и верхов мантии по сейсмическим данным. Рассматривается участок профиля, пересекающий Приверхоянский прогиб, Сетте-Дабанскую тектоническую зону и выходящий в область Верхояно-Колымской складчатой системы (Рисунок 4.7). Интерес к этому отрезку профиля [Суворов, Мельник, 2018, 2016, 2021] связан с определением восточного ограничения Сибирского кратона, где мощность и структура деформированных платформенных осадочных отложениями слабо изучены и представляют интерес как для оценки нефтегазового потенциала, так и для составления геодинамических моделей формирования и развития земной коры пассивной континентальной окраины кратона [Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001; Суворов, Мельник, 2018].

Сейсмические данные по опорному профилю 3-ДВ, пересекающему Алдано-Становой щит (южный участок профиля) [Суворов, Мельник и др., 2023], представляют значительный интерес в связи с непосредственным изучением



обнаженной структуры докембрийской толщи пород на южном ограничении Сибирского кратона. Немаловажным является и проблема поиска в сейсмическом разрезе верхней коры (в характере распределения неоднородностей и вариациях скорости) структурно-тектонических признаков, контролирующих размещение месторождений твердых полезных ископаемых. Неоднородности всей толщи коры представляют интерес для выявления их связи с тектоникой и сейсмичностью. Также остается мало изученной природа формирования мезозойской Чульманской впадины, расположенной в центре рассматриваемой южной части профиля 3-ДВ. Интерпретация сейсмических данных ОГТ, в этой части профиля рассмотрены в ряде работ [Структура..., 2013; Рудницкая и др., 2013; Гошко и др., 2014; Строение..., 2018]. В них предложены комплексные геодинамические интерпретации структуры всей толщи земной коры и рельефа Мохо, без учета латеральных изменений скорости.

Для построения структурно-скоростных моделей использован метод прямого лучевого трассирования в программе SeisWide [Zelt, Smith, 1992]. Сейсмические параметры (скорость и глубина) рассчитаны с использованием направленного подбора, обеспечивающего минимальные невязки между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега преломленно-рефрагированных и отраженных волн.

Таким образом, основной задачей при изучении земной коры указанных областей является:

1. Построение детальной латерально-неоднородной структуры земной коры и верхов мантии южного и восточного ограничения Сибирского кратона.
2. Обнаружение глубинных корней региональных тектонических структур Алдано-Станового щита и Верхоянской-Колымской пассивной континентальной окраины.



#### 4.1. Аномалии волнового поля и локализация глубинных неоднородностей Алдано-Станового щита

Система наблюдений МПВ (метод первых вступлений) на южной части профиля 3-ДВ, пересекающего Алданский щит, характеризуется шагом между пунктами вибрационного возбуждения 10–20 км (ПВ), при расстояниях между сейсмоприемниками 50 м и длине наблюдений 25–38 км (ООО «НПП СПЕЦГЕОФИЗИКА»). Применялось группирование четырех 30-тонных вибраторов СВ-30–150б «Русич» (на базе 40–50 м, количество вибровоздействий 10–16, линейный свип длиной 30 с в полосе частот 10–36 Гц). Главная особенность системы наблюдений заключается в кривизне линии профиля вдоль автомобильной трассы. Разрез построен вдоль ломаной линии длиной 622 км (длина профиля ОГТ 700 км), последовательно соединяющей 49 пунктов возбуждения (Рисунок 4.1) [Скоростная модель..., 2016].

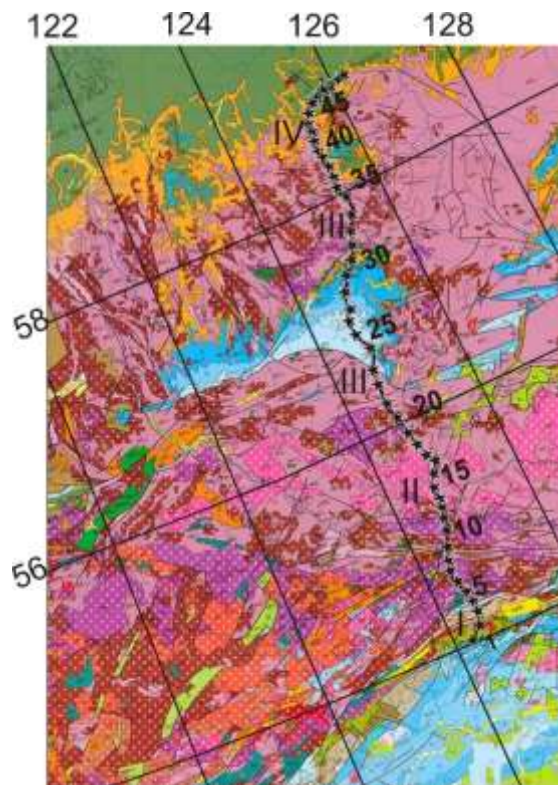


Рисунок 4.1 – Фрагмент геологической карты [Атлас..., 2008] с расположением южной части профиля 3-ДВ (черная линия с номерами пунктов возбуждения МПВ). Римскими цифрами обозначены крупные области, пересекаемые профилем и выделенные цветом с близкими петрологическими свойствами пород различного возраста: I – песчаники, алевролиты, прослой и линзы аргиллитов, конгломератов,

гравелитов; (доломиты, известняки, мергели, прослойки сланцев); II – граниты и гранодиориты протерозойско-фанерозойского возраста; III – архейские граниты и гранодиориты; IV – архейские сиениты, граносиениты

Система годографов фактически определяет характер априорной структуры, параметры которой являются предметом моделирования (Рисунок 4.2). Так, например, в дополнение к блочной структуре на годографах можно выделить признаки слоистости и латеральной неоднородности в верхней коре. Особенно хорошо это видно по трехзвенной форме годографов на участках профиля с повышенной скоростью (225–275 и 450–525 км) и на отдельных годографах в Чульманской впадине. Выявляемые на годографах блоки хорошо коррелируются с областями распространения пород разной природы и возраста, показанные римскими цифрами на Рисунке 4.1. Основная задача при построении разреза верхней коры заключается в прослеживании приповерхностных неоднородностей на глубину по характеру латеральных изменений скорости распространения продольных волн и мощности слоев [Суворов, Мельник и др., 2023].

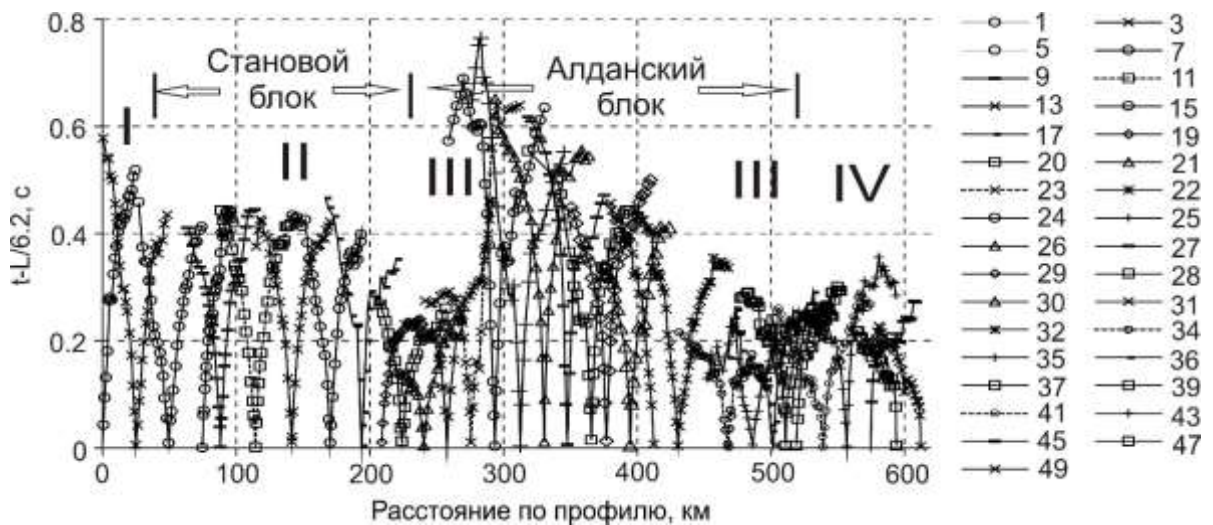


Рисунок 4.2 – Система редуцированных наблюдаемых годографов первых вступлений вдоль профиля (плотность их положения уменьшена вдвое в сравнении с общим количеством). Скорость редукиции 6.2 км/с, L – расстояние источник–приемник. Римские цифры соответствуют номерам блоков, отмеченным на Рисунке 4.1

Двумерное лучевое моделирование слоисто-неоднородной модели выполняется по программе SeisWide [Zelt, Smith, 1992]. Отдельные примеры

полученных результатов вместе с коррелограммами при минимальном количестве лучевых траекторий распространения преломленно-рефрагированных и отраженных волн, характеризующих присутствие в разрезе сейсмических границ, показаны на Рисунке 4.3. Различия между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн, как правило, не превышают фазы регистрируемых колебаний в интервале  $\pm 0.03$ – $0.06$  с. На участках значительного затухания интенсивности колебаний волн в окрестности первых вступлений, характерных для наибольших удалений от источника, надежность построения годографов и определения параметров среды снижаются [Суворов, Мельник и др., 2023].

Коррелограмма из ПВ 11 (Рисунок 4.3) характеризуется наилучшим качеством с уверенной корреляцией первых фаз колебаний во встречном направлении, где наблюдаются признаки возможной их аппроксимации годографом с признаками трехслойной модели. В первом слое со скоростью 4.3 км/с мощность изменяется в интервале 100–200 м. Во втором она скачком увеличена до 5.1–5.3 км/с при мощности 0.5–0.7 км. Третий слой характеризуется скоростью 5.7–5.8 км/с и мощностью до 2 км. Его подошва на абсолютной глубине ограничена рассчитанным годографом докритической отраженной волны, регистрирующейся в последующих вступлениях, который совпадает с интенсивной осью синфазности. С удалением от источника на расстоянии, превышающем положение критической точки, присутствует преломленно-рефрагированная волна, распространяющаяся в третьем слое, где скорость увеличивается до 6.0–6.2 км/с.

В прямом направлении в разрезе обнаруживаются латеральные изменения скорости и мощности выделенных слоев. Так, до 0.5–0.7 км увеличена мощность первого слоя при скорости 4.5 км/с. Во втором слое скорость с глубиной скачком увеличивается до 5.5 км/с при мощности до 1 км. При этом сокращается мощность третьего слоя без изменения скорости, но с увеличением ее градиента. Важно, что параметры сейсмической модели получены по совокупности данных из пяти пунктов возбуждения [Суворов, Мельник и др., 2023].

Качество данных из ПВ 23 (см. Рисунок 4.3), расположенного в окрестности южного борта Чульманской впадины менее выразительно в сравнении с наблюдениями из ПВ 11, поэтому уверенность построения разреза, размеры



аномалий скорости и глубины залеганий границ удаётся обеспечить системой наблюдений из пяти источников.

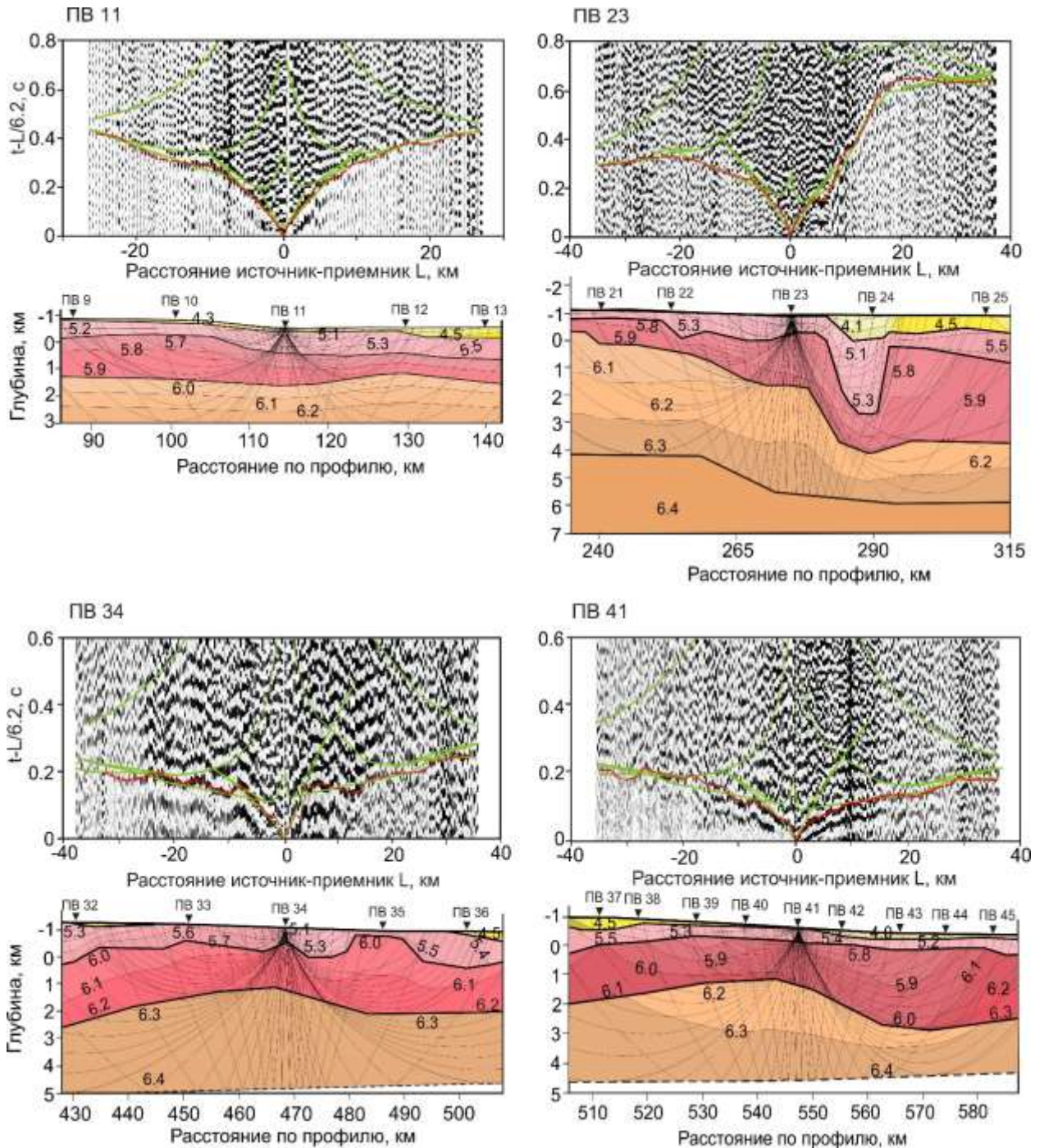


Рисунок 4.3 – Коррелограммы и результаты моделирования для характерных участков профиля, соответствующих главным особенностям в системе годографов для ПВ 11, 23, 34 и 41 (на Рисунке 4.2 выделены жирными линиями). Красные линии соответствуют наблюдаемым годографам (в редуцированном масштабе времени ( $L$  – расстояние источник–приемник), зеленые – рассчитанным. На разрезах толстыми линиями (штриховые неуверенно) показаны границы со скачком скорости в км/с или без него, но разделяющие слои с различными градиентами скорости, тонкими – ее изолинии и лучевые траектории

Во встречном направлении от источника наблюдается двух-трех кратное уменьшение мощностей второго и третьего слоев со скоростью 5.1–5.4 и 5.7–5.9 км/с. Подстилающая толща пород по данным рефрагированной волны может быть охарактеризована скоростью 6.1–6.3 км/с и предположительной (судя по рассчитанному годографу отраженной волны, близкой к малоинтенсивной оси синфазности) мощностью до 4 км.

Значительное увеличение времен пробега волн в первых вступлениях наблюдаются в прямом направлении от источника, в окрестности южного борта Чульманской впадины (см. Рисунок 4.3, ПВ 23). В разрезе обнаружен воронкообразный локальный прогиб мощностью до 4 км, заполненный породами со скоростью 5.1–5.3 км/с, перекрытыми мезозойским чехлом мощностью до 1 км и скоростью непосредственно над прогибом 4.1 км/с. Севернее скорость в этом чехле возрастает до 4.5 км/с, а ниже, для третьего слоя со скоростью 5.8–5.9 км/с, мощность увеличивается от 1 км на участке профиля 240–250 км до 3–3.5 км. На глубине 4–6 км граница со скоростью 6.3 км/с показана условно, так как уверенные ее признаки в волновом поле отсутствуют не только в первых вступлениях, но и, судя по рассчитанному годографу отраженной волны, в последующих. Полученный здесь разрез в районе Чульманской впадины в некоторых деталях отличается от опубликованной в работе [Скоростная модель..., 2016], которые обусловлены дополнительным использованием отраженных волн, регистрирующихся в критической и закритической областях [Суворов, Мельник и др., 2023].

Волновое поле на отрезке профиля 430–510 км (ПВ 34) характеризуется локальными изгибами осей синфазности с горизонтальными размерами до 4–8 км. При расстоянии между ПВ до 15–20 км на этом участке профиля пространственная разрешающая способность системы наблюдений не позволяет уверенно моделировать аномалии такого размера. Это хорошо видно по локальным различиям между наблюдаемыми и более сглаженными рассчитанными годографами, достигающими  $\pm 0.03$ – $0.06$  с. Волновое поле на коррелограмме прямого направления из этого ПВ значительно более сложное, и затухание колебаний на интервале удалений от источника 13–23 км соответствует существенному уменьшению

плотности сейсмических лучей в локальном блоке с повышенной скоростью до 6.0 км/с на фоне 5.3–5.5 км/с. Вместе с тем признаки двухслойного разреза достаточно отчетливые [Суворов, Мельник и др., 2023].

При более плотном расположении девяти ПВ на участке профиля 500–590 км пологое увеличение времен пробега в прямом направлении от ПВ 41 уверенно аппроксимируется трехзвенными годографами. Встречное направление более неоднородное, с локальными аномалиями кривизны осей синфазности, которые сглаживаются рассчитанными годографами. Определенное влияние на обоснование результатов моделирования оказывают и рассчитанные годографы отраженных волн в критической и закритической областях, соответствующие осям синфазности в последующих и видимых первых вступлениях, как и в рассмотренных выше примерах. К сожалению, таких примеров немного и представительность последовательного в порядке расположения ПВ выделения и корреляции отраженных волн вдоль профиля оказывается практически не возможной.

Система наблюдений ГСЗ характеризуется средним расстоянием между пунктами возбуждения 15–30 км (только на двух участках профиля такой промежуток увеличен до 60 и 90 км). Используются рассредоточенные взрывы 4–5 т в неглубоких водоемах и их регистрация телеметрическими четырьмя каналными (с шагом 300 м) станциями «Роса-А», распределенными по профилю через 3–6 км при расстояниях источник–приемник до 400–450 км [Суворов, Мельник и др., 2023].

Корреляция первых вступлений и построение годографов является обычной процедурой в МПВ и ГСЗ, которая, контролируется результатами моделирования, поскольку наблюдается весьма сложная волновая картина. Примеры этого мы рассматривали выше при параметризации маломасштабных в сравнении с ГСЗ неоднородностей в верхней части разреза. В данном случае предметом является выявление крупномасштабных латеральных неоднородностей земной коры и верхов мантии, коррелирующимися с приповерхностными аномальными характеристиками. В частности, представляет интерес обнаружение глубинных неоднородностей под мезозойской Чульманской впадиной.

В системе наиболее удаленных от ПВ частях редуцированных годографов волны  $P_g$ , распространяющейся в земной коре (Рисунок 4.4, А), наблюдается ряд

локальных особенностей, выраженных в значительных изменениях времен пробега и их формы (кажущейся скорости), расположенных в центральной и северной частях профиля.

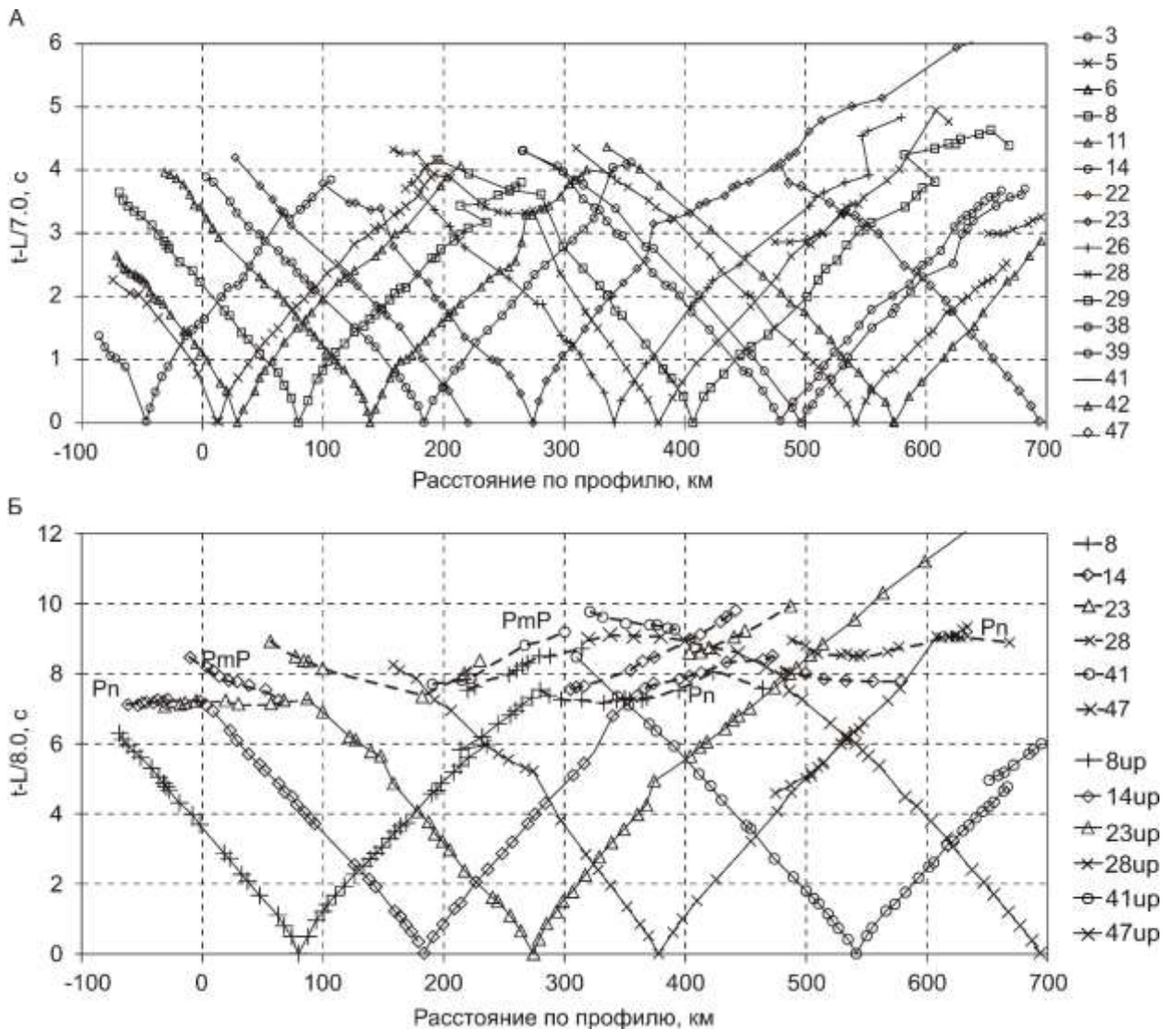


Рисунок 4.4 – Редуцированные годографы первых вступлений волн, распространяющихся в земной коре ( $P_g$ ) при скорости редуции 7.0 км/с (А) и основные характеристики годографов (показаны разреженной системой) волны преломленной на Мохо ( $P_n$ ) совместно с отраженной ( $P_mP$ , штриховые линии) при скорости редуции 8.0 км/с (Б)

Наиболее отчетливо проявлены скачкообразные увеличения времени пробега и кажущейся скорости в центральной и северной частях профиля. Также существуют особенности прослеживания волны  $P_n$  при сложной форме годографов, характерных для центральной части профиля в зависимости от положения ПВ (Рисунок 4.4, Б). Так, из ПВ 23 в прямом направлении, а из ПВ 28 во встречном волна  $P_n$  не выделена,



тогда как она наблюдается в обратных направлениях распространения волн от этих же источников. При этом времена ее пробега в прямом направлении на 1 с больше, чем во встречном при близких значениях кажущейся скорости 8.0–8.2 км/с. В центральной части профиля кажущаяся скорость  $P_n$  волны, распространяющейся в прямом направлении, и в зависимости от расстояния до ПВ 8, 14 изменяется в широких пределах от 7.8 до 8.2 км/с [Суворов, Мельник и др., 2023].

Природа таких аномалий времен пробега определяется путем моделирования скоростной структуры земной коры (Рисунок 4.5). Моделирование по данным ГСЗ выполнено с учетом структуры верхней коры (до глубины 2–5 км), полученной по данным МПВ. Значимых противоречий (кроме графического представления ее в значительно более сглаженном масштабе) между этими данными не отмечается. Вместе с тем различие между наблюдаемыми и рассчитанными годографами ГСЗ на отдельных сейсмических трассах достигает  $\pm 0.2$ – $0.3$  с, что заметно превышает фазовые задержки с частотой 4–7 Гц.

На сейсмограмме из ПВ 8 наблюдается существенно повышенная интенсивность волнового поля во встречном направлении от источника по сравнению с прямым (Рисунок 4.5). Область достаточно интенсивных колебаний волн  $P_{g1}$  и  $P_{g2}$  в первых вступлениях в прямом направлении от источника ограничена на расстоянии 150 км от ПВ, совпадая на 230–270 км профиля со Становым хребтом (см. Рисунок 4.2). Судя по результатам моделирования, в этом блоке выделено три преломляющих ( $P_g$ ) и отражающих границы в коре ( $P_iP$ ) и на ее подошве ( $P_mP$ ) и четыре в Алданском. Наиболее простыми являются годографы волн  $P_{g1}$  и  $P_{g2}$ , прослеживаемые на интервале расстояний от источника 0–30 и 30–150 км. Необычным является регистрация в последующих вступлениях отраженной волны ( $P_3P$ ) от кровли слоя нижней коры в области критической точки и в видимых первых вступлениях рефрагированной волны  $P_{g3}$ , проникающей на глубину до 18–30 км, где она скачком (на третьей границе) увеличивается до обычных для нижней коры значений 6.5–6.8 км/с. Наиболее отчетливо волна  $P_3P$  наблюдается на встречном годографе из ПВ 8 в последующих вступлениях (на интервале расстояний) при малой интенсивности волны  $P_{g3}$ . При этом отчетливо прослеживаемая волна  $P_{g2}$



(распространяется в слое 2) с пониженной кажущейся скоростью регистрируется в последующих вступлениях (Рисунок 4.5, ПВ 8).

В прямом направлении из ПВ 8 область прослеживания волны  $P_{g3}$  характеризуется осью синфазности, регистрирующейся в видимых первых вступлениях и прослеживаемой от критической точки до пересечения ее на удалении 200 км от ПВ с годографом преломленной волны  $P_n$ . В последующих вступлениях рассчитанный годограф волны  $P_{g3}$  соответствует малоинтенсивной фазе колебаний, совпадающей и с годографом волны  $P_{g2}$ . Как видно из результатов моделирования, это определяется временами пробега последней в области локального утолщения слоя пород с пониженной до 6.2–6.3 км/с скоростью при таких же временах пробега волны  $P_{g3}$ , проникающих в нижнюю кору [Суворов, Мельник и др., 2023].

Пониженная интенсивность свойственна и волне  $P_n$ , корреляция которой также вызывает трудности, преодолеваемые только с учетом согласования с данными из других ПВ. В данном случае сложная форма годографа определяется структурой земной коры и скачкообразным увеличением глубины Мохо при постоянной скорости в мантии 8.1–8.2 км/с. Волновое поле в окрестности закритических отражений от Мохо ( $P_mP$ ) в целом характеризуется повышенной интенсивностью без отчетливо выраженной фазы, которая может быть определена только условно, маркируя начальную часть области интенсивных колебаний.

Сейсмограмма из ПВ 14 (Рисунок 4.5) характеризуется в целом пониженной интенсивностью волнового поля, в котором фазы малоинтенсивных колебаний с преобладающей частотой 7–12 Гц, по которым определены времена пробега волн в первых вступлениях, можно обнаружить только в увеличенном масштабе изображения. Исключением являются область в окрестности этого источника на интервале  $-100\dots+100$  км. Главные кинематические особенности прослеживания опорных волн практически не отличаются от рассмотренных выше для ПВ 8. Отметить можно только излом годографа волны  $P_n$ , распространяющейся в прямом направлении от источника, обусловленного как присутствием нового слоя в интервале глубин 27–33 км со скоростью 6.4–6.6 км/с, так и ступенчатым увеличением глубины залегания Мохо от 38 до 50 км с скоростью в нижней коре до 6.6–6.9 км/с. Отраженная волна от Мохо из этого ПВ 14 представлена интенсивными

колебаниями только на отдельных сейсмических трассах, соответствующих рассчитанному годографу [Суворов, Мельник и др., 2023].

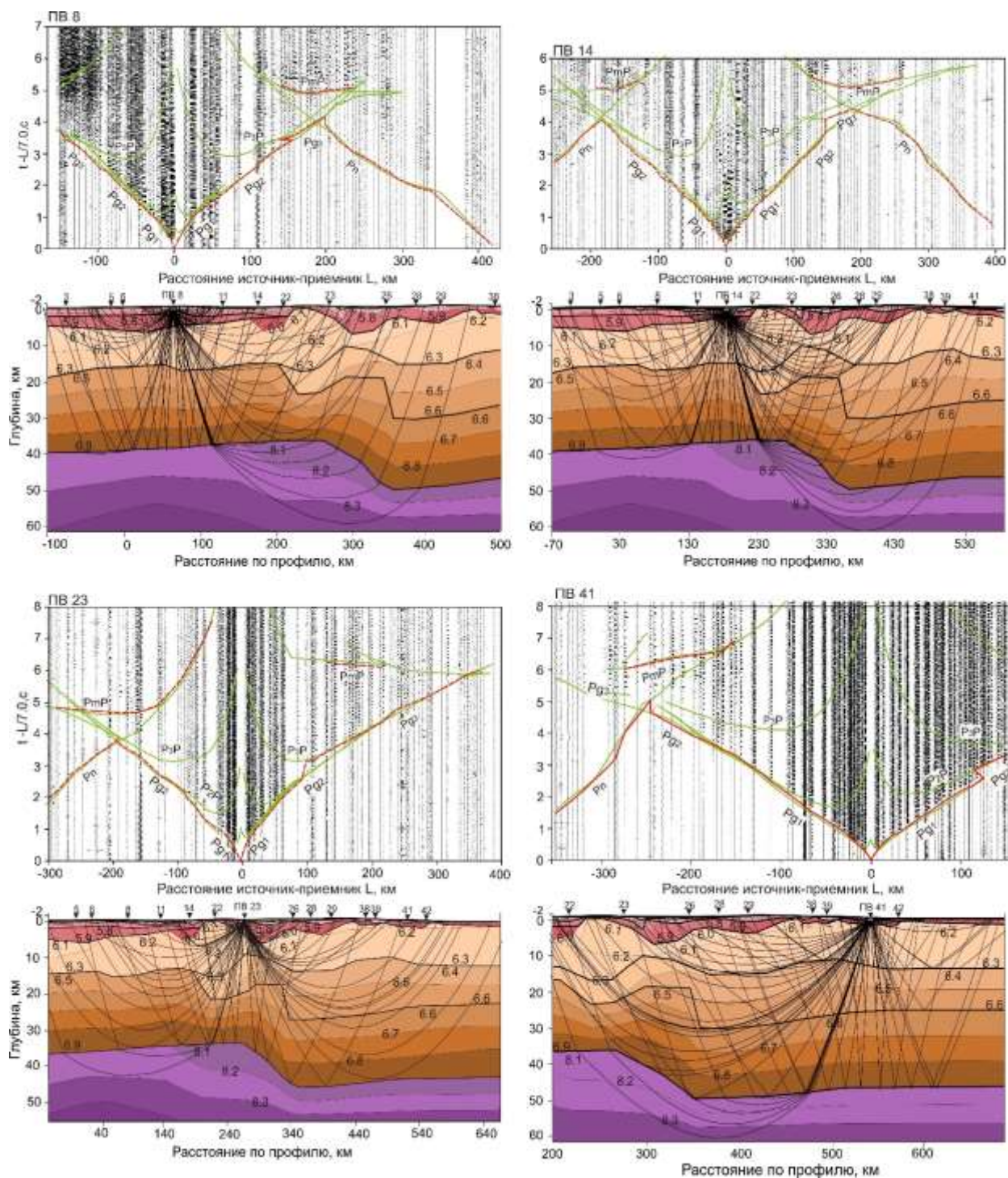


Рисунок 4.5 – Монтажи сейсмограмм в редуцированном масштабе времен и годографы с соответствующими моделями земной коры и лучевыми траекториями распространения преломленно-рефрагированных и отраженных волн. Наблюдаемые и рассчитанные годографы показаны красными штриховыми и желто-зелеными сплошными линиями соответственно (скорость редукиции 7.0 км/с). Отмечены соответствующие траектории распространения преломленно-

рефрагированных волн в слоях  $Pg_i$  ( $i = 1,2,3,4$ ),  $P_n$  и отраженных  $P_iP$  от их подошвы и от Мохо ( $PmP$ ). Границы со скачком скорости показаны толстыми линиями, тонкие соответствуют значениям скорости в км/с и лучевым траекториям. Показано положение всех ПВ, данные которых использованы при моделировании на соответствующем участке (см. Рисунок 4.4, А)

Существенной особенностью волнового поля на сейсмограмме ПВ 23 является отсутствие фазы колебаний, которую можно было бы отнести к волне  $P_n$  (см. Рисунок 4.5, ПВ 23). Как видно из лучевых траекторий, это обусловлено резким погружением подошвы коры, ограничивающем формирование лучевых траекторий выхода на поверхность волны  $P_n$ . Кроме того, значительно увеличилась мощность третьего слоя (нижней коры) за счет фактически непрерывного увеличения скорости от 6.3 до 6.8 км/с в интервале глубины 15–50 км и увеличения на 3 км мощности приповерхностного слоя коры со скоростью 6.2–6.3 км/с. Также рассчитанному годографу волны  $P_{gz}$ , распространяющейся во встречном направлении, можно найти соответствующую, правда, также малоинтенсивную ось синфазности в последующих вступлениях на расстоянии от ПВ 23 более 200 км.

Характерной особенностью волновой картины из ПВ 41 является повышенная ее интенсивность в прямом направлении от источника, подобная зарегистрированной из ПВ 8 в обратном направлении. В целом пониженную интенсивность волнового поля в центральной части профиля можно объяснить повышенным рассеянием волн в зоне сочленения Алданского и Станового блоков, вероятно, вследствие присутствия маломасштабных неоднородностей в земной коре и верхов мантии на участке погружения Мохо [Суворов, Мельник и др., 2023].

## **4.2. Латерально-неоднородная структура земной коры и верхней мантии Алдано-Станового щита**

Результаты моделирования структуры земной коры представлены на Рисунке 4.6 в виде относительно детального разреза приповерхностной части коры по данным более плотной системы наблюдений МПВ (49 ПВ, см. Рисунок 4.2) и по разреженным данным ГСЗ (16 ПВ, см. Рисунок 4.4, А) для всей коры. При этом длина

профиля соответствует удлинению системы наблюдений ГСЗ на юге и севере профиля.

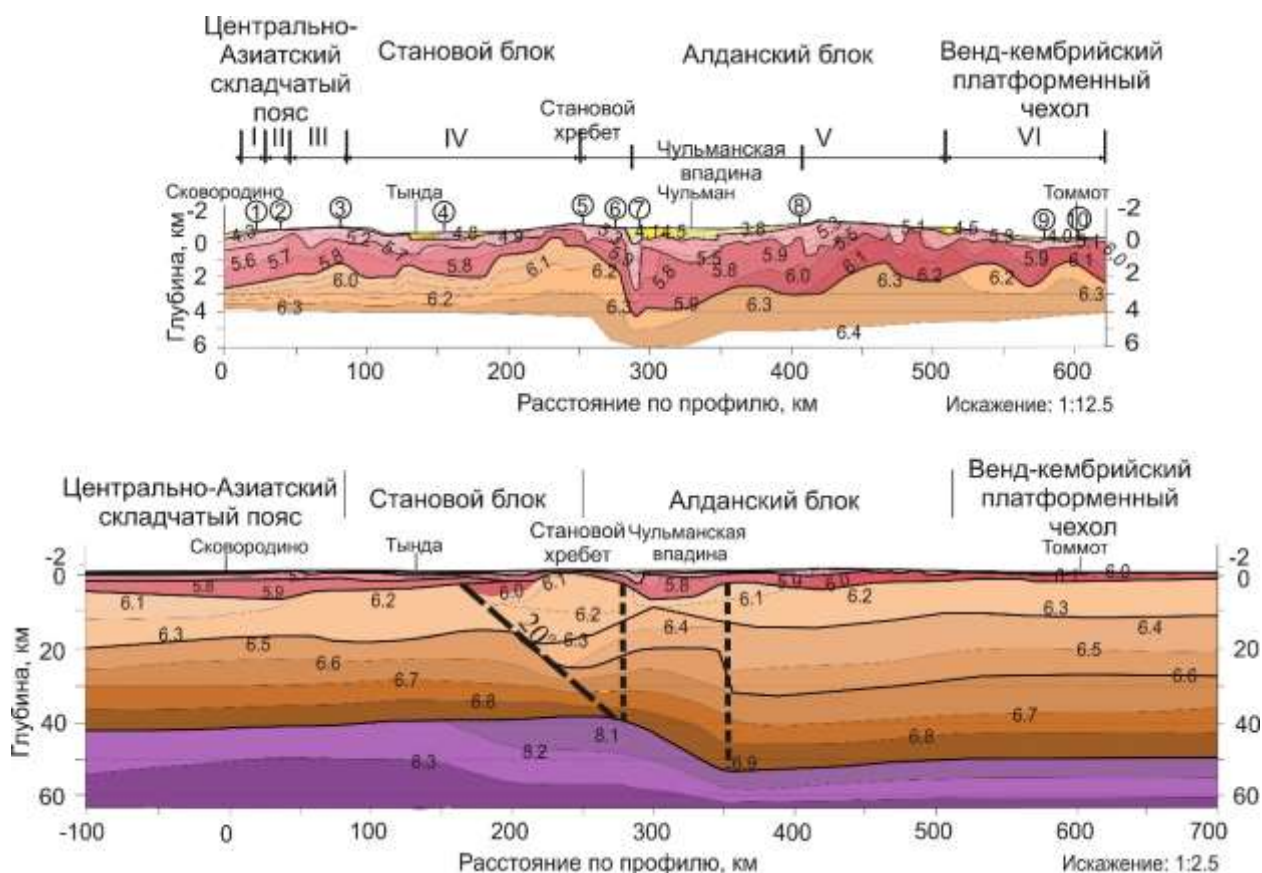


Рисунок 4.6 – Сейсмические модели верхней коры вверху и всей толщ коры внизу [Суворов, Мельник и др., 2023]. Показаны тектонические области по [Структура..., 2013]: I – Аргуно-Мамынский микроконтинент с наложенными мезозойскими молассовыми прогибами, II – Монголо-Охотский раннемезозойский орогенный пояс, III – Селенга-Становой каледонский орогенный пояс, IV – Становая гранит-зеленокаменная область, V – Алданская гранулит-гнейсовая область, VI – венд-кембрийский платформенный чехол. Цифры в кружках – разломы: 1 – Южно-Тукурингрский, 2 – Северо-Тукурингрский, 3 – Джелтулакский, 4 – Гилойский, 5 – Становой, 6 – коровый, 7 – Южно-Якутский, 8 – коровый, 9 – Эльконский, 10 – Русский. Наклонной штриховой линией показана ось вероятной зоны разлома с углом падения около 20°, вертикальными – оконтурена область аномальных неоднородностей, прослеживаемых в земной коре и верхах мантии

В целом наблюдается уверенная корреляция блочной тектоники по геологическим представлениям [Структура..., 2013] вместе с разломами. Большинство из последних находят отражение в приповерхностной структуре коры в виде зон выклинивания слоев с различной скоростью (разломы 1, 4, 7, 9, 10) или ограничений локальных скоростных неоднородностей, выраженных в изменения



скорости и/или в рельефе границ со скачком скорости в приповерхностных слоях, прослеживаемых на глубину (разломы 2, 5, 6, 8).

Имеются аналогичные ограничения региональных неоднородностей в виде крупных блоков зонами разломов (северный край Монголо-Охотского раннемезозойского орогенного пояса II (2)), сочлененного с Селенга-Становым каледонским орогенным поясом (III) разломом (3). Вместе с тем представляется возможным перенести разлом (3) севернее, на участок уменьшения высоты рельефа (100 км профиля). Это приводит к более отчетливой южной границе Становой гранит-зеленокаменной области (IV), выраженной и в понижении рельефа дневной поверхности, ограниченного на севере разломом (5), который также отчетливо проявляется и в рельефе подошвы слоя с скоростью 5.3–5.4 км/с, располагаясь вблизи южного ограничения Чульманской впадины (разлом (6)). Наиболее отчетливо прослеживается глубинная (до 4 км) зона разлома (7), ограничивающего с севера участок пониженной до 4.1 км/с скоростью. С глубиной до 3 км в зоне разлома скорость понижена до 5.5 км/с на фоне 5.9 км/с. Следы разлома прослеживаются до глубины 4 км, выражаясь в рельефе границы со скоростью 5.9 км/с. Чульманская впадина на севере ограничена выклиниванием слоя мезозойских пород со скоростью 3.8–4.5 км/с разломом (8), который на глубине проявлен резким утолщением слоя со скоростью 5.3–5.5 км/с. Не отмечена по геологическим данным локальная зона резкого уменьшения скорости на 0.4 км/с, прослеженная на глубину около 1 км в виде разломной зоны шириной около 10 км. В северной части профиля уверенно проявляется в структуре верхней коры и область расположения венд-кембрийского платформенного чехла, характеризующаяся значительной горизонтальной неоднородностью, выраженной в локальных изменениях скорости от 4.0 до 5.3 км/с [Скоростная модель..., 2016; Суворов, Мельник и др., 2023].

Структура приповерхностной части коры представлена тремя существенно латерально неоднородными слоями как по мощности, так и скорости (Рисунок 4.6). Первый, прерывистый слой, представлен приповерхностными локальными впадинами мощностью 50–100 м, заполненными осадочными породами со скоростью 4.0–4.5 км/с. В южной прибортовой части Чульманской впадины

мощность таких отложений достигает 500 м, а в выклинивающейся северной части скорость уменьшается до 3.8 км/с [Суворов, Мельник и др., 2023].

Второй слой характеризуется скоростью 5.0–5.5 км/с и мощностью, изменяющейся от 0.1 до 1.5 км в основном за счет контрастных вариаций рельефа его подошвы. Локальное увеличение глубины ее залегания до 2.5–2.7 км определяет положение зоны разлома, ограничивающего южный борт Чульманской впадины [Скоростная модель..., 2016]. Разрешающая способность данных МПВ не позволяет обнаружить наклонное положение борта впадины, обнаруженное по геологическим наблюдениям [Павлов, Парфенов, 1973]. Значимые различия между параметрами второго слоя в Становом (IV) и Алданском (V) блоках практически отсутствуют (Рисунок 4.6, вверху). Можно только отметить повышенную мощность этого слоя в Чульманской впадине и в южной части профиля в пределах Аргуно-Мамынского микроконтинента (I), Монголо-Охотского (II) и Селенга-Станового (III) орогенных поясов, а также в южной части Станового блока (см. Рисунок 4.6).

Скорость на кровле третьего слоя скачком увеличивается на 0.2–0.4 км/с по отношению к значениям на подошве второго. При этом мощность третьего слоя уменьшается в северном направлении от 2–2.5 км в начале профиля до 0.3–0.5 км в области сочленения Станового и Алданского блоков. Под южным ограничением Чульманской впадины его мощность резко увеличивается до 3–3.5 км и уменьшается до 1 км на северном окончании профиля. В целом, характер утонения слоя в первой и второй половинах профиля является подобным, подчеркивая различие свойств верхней коры. Соотношение в изменениях мощности третьего слоя в этих областях профиля также различается. Если в пределах блока IV соотношение рельефов кровли и подошвы является инверсионным, то в блоке V их залегание согласное. В блоке IV скорость увеличивается с глубиной в интервале 5.5–5.8 км/с, а в пределах блока V от 5.8 до 6.2 км/с [Суворов, Мельник и др., 2023].

Следует подчеркнуть, что граница подошвы слоя 3 показана условно. Наиболее отчетливо это наблюдается в блоке V с минимальным скачком скорости до 0.1 км/с практически в пределах точности и на значительной глубине 2–4 км, учитывая короткие отрезки годографов (малоинтенсивных осей синфазности), наблюдаемых на наиболее удаленных от источников участках коррелограмм (см. Рисунок 4.3).

Несколько увереннее положение этой границы получено в блоке IV, где глубина ее залегания уменьшена до 2 км при повышенном скачке скорости до 0.2 км/с. Дополнительное подтверждение о глубине залегания этой границы получено по данным ГСЗ, хотя и при пониженной детальности (Рисунок 4.6, внизу).

В пользу этого следует отметить практически равные значения скорости 6.1–6.2 км/с на поверхности раннедокембрийского фундамента, залегающего на глубине 2–4 км в Становом и Алданском блоках (Рисунок 4.6) и архейского фундамента на Сибирском кратоне [Суворов, Мельник и др., 2023]. Вследствие этого можно предполагать, что кровля слоя 3 маркирует положение раннедокембрийского фундамента [Смелов и др., 2001; Смелов, Тимофеев, 2003]. При этом природа формирования покрывающих слоев 2 и 3 сложенных разнообразными породами непонятна. Можно предполагать, что второй слой представлен дезинтегрированными разновозрастными породами, а латеральные изменения мощности слоя 3 со скоростью 5.7–5.9 км/с могут быть связаны с магматогенными образованиями [Попова, Соболев, 2014].

По данным ГСЗ земная кора под предполагаемой поверхностью архейского фундамента Станового блока представлена двухслойной и для Алданского трехслойной моделями (см. Рисунок 4.6). В Становом блоке слой верхней коры мощностью около 10–15 км характеризуется практически постоянной скоростью 6.2 км/с вне зависимости от глубины с увеличением давления (6.1–6.3 км/с в Центрально-Азиатском складчатом поясе). В нижней коре мощностью около 20 км скорость изменяется с глубиной от 6.5 до 6.9 км/с [Суворов, Мельник и др., 2023].

Другой характер изменения скорости с глубиной наблюдается в трехслойной коре Алданского блока, где в верхнем слое коры мощностью до 10 км (глубина залегания подошвы 10–14 км) скорость увеличивается от 6.2 до 6.3 км/с (Рисунок 4.6). В среднем слое (отсутствует в Становом блоке) мощностью 15–20 км скорость возрастает с глубиной от 6.4 до 6.6 км/с, а в нижнем на интервале глубины 27–50 км скорость от 6.6 км/с увеличивается до 6.9 км/с при отсутствии ее скачка на подошве среднего слоя, но при различной величине градиентов [Суворов, Мельник и др., 2023].

### 4.3. Обоснование локализации глубинных структурно-скоростных неоднородностей зоны сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой области

При построении модели используются сейсмические данные характеризующие структуру земной коры вдоль отрезка профиля 3-ДВ длиной около 600 км, пересекающего слабоизученную геолого-геофизическими методами восточную окраину архейского Сибирского кратона, граничащего с мезозойской Верхояно-Колымской складчатой областью [Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001] (Рисунок 4.7).



Рисунок 4.7 – Положение рассматриваемого участка профиля 3-ДВ на структурной схеме [Тектоника..., 2001]. Геометрия наблюдений вдоль зимней автотрассы показана жирной линией с номерами пунктов возбуждения МПВ (треугольники) и ГСЗ (серые кружки). Приведены названия пересеченных профилем тектонических структур: СД – Сетте-Дабанская тектоническая зона, О – Окраинный, В – Восточно-Сетте-Дабанский, Э – Эбейке-Хаятинский, М – Минорский

В качестве источников возбуждения в МПВ (метод первых вступлений) используется группа четырех вибраторов «Русич» (30 т) с шагом вдоль линии наблюдений 10 км при длине свипа 30 с в полосе частот 10–36 Гц. Длина расстановки станций (input-output) составляет 40 км при шаге между сейсмоприемниками 50 м. Пункты возбуждения (ПВ) и наблюдения размещаются вдоль автомобильной трассы, поэтому фактическое расстояние между ПВ (вдоль ломаной прямой линии их соединяющей) уменьшается до 7–9 км, при расстояниях



источник–приемник 35–38 км в зависимости от кривизны дороги [Суворов, Мельник, 2021].

Волновая картина, характеризующая структуру верхней коры вдоль рассматриваемого отрезка профиля, весьма разнообразна [Суворов, Мельник, 2021]. Наиболее простая наблюдается в платформенной части, где опорные волны регистрируются в первых вступлениях, характеризую осадочную толщу пород и свойства кристаллического фундамента (Рисунок 4.8, ПВ 115). В частности, уменьшение кажущейся скорости в прямом направлении указывает на его погружение.

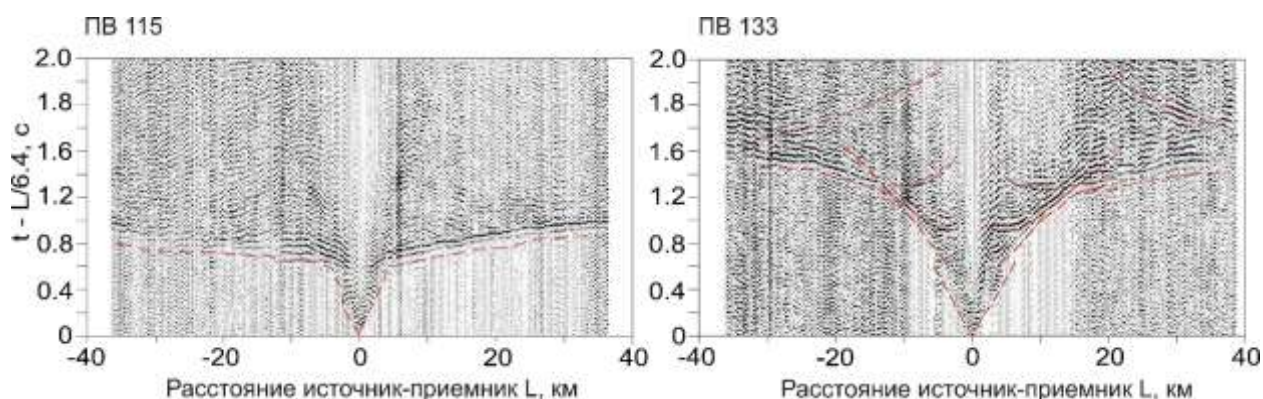


Рисунок 4.8 – Нормализованные и фильтрованные в полосе 10–15–30–35 Гц коррелограммы в редуцированном масштабе времен, характеризующие особенности волновой картины при пологом платформенном залегании кровли кристаллического фундамента (ПВ 115) и при значительном его погружении с увеличением мощности слоистых перекрывающих осадочных отложений (ПВ 133). Хорошо видно увеличение времени пробега волн (в сравнении с ПВ 115) и уменьшение кажущейся скорости. Коррелированные оси синфазностей первых вступлений и отраженных волн в последующих показаны красными линиями. Здесь и далее для визуализации амплитудной выразительности волн изображены каждая восьмая сейсмическая трасса

Волновая картина значительно изменяется с увеличением мощности осадочных отложений (Рисунок 4.8, ПВ 133), с появлением в последующих вступлениях осей синфазности отраженных волн, близких к гиперболической форме. Их времена пробега с удалением от источника в докритической области сближаются, а в закритической части годографы близки к прямолинейной форме с кажущейся скоростью, асимптотически приближающейся к максимальной скорости в покрывающей толще. В рассматриваемом примере отчетливо выделяются

нескольких отраженных волн, годографы которых в своей закритической части дополняют и делают более обоснованным признаки слоистости, проявленные и по первым вступлениям. Следует также заметить различие в выразительности и протяженности осей синфазности и кажущейся скорости на годографах в прямом и встречном направлениях. Кроме того, сгущение трасс, выраженное темными полосами, указывает на изменение кривизны линии наблюдения (соответственно и расстояния источник–приемник) [Суворов, Мельник, 2019, 2021].

Волновая картина по данным восточной части профиля, в пределах складчатой области, где годографы первых вступлений имеют сложную форму, заметно отличается. Она указывает на присутствие латеральных неоднородностей значительными изменениями вдоль профиля времен пробега волн и соответственно кажущейся скорости (Рисунок 4.9). Здесь в последующих вступлениях нет уверенной корреляции гиперболических осей синфазности отраженных волн, свидетельствующие о слоистости разреза, как на ПВ 133 (см. Рисунок 4.8).

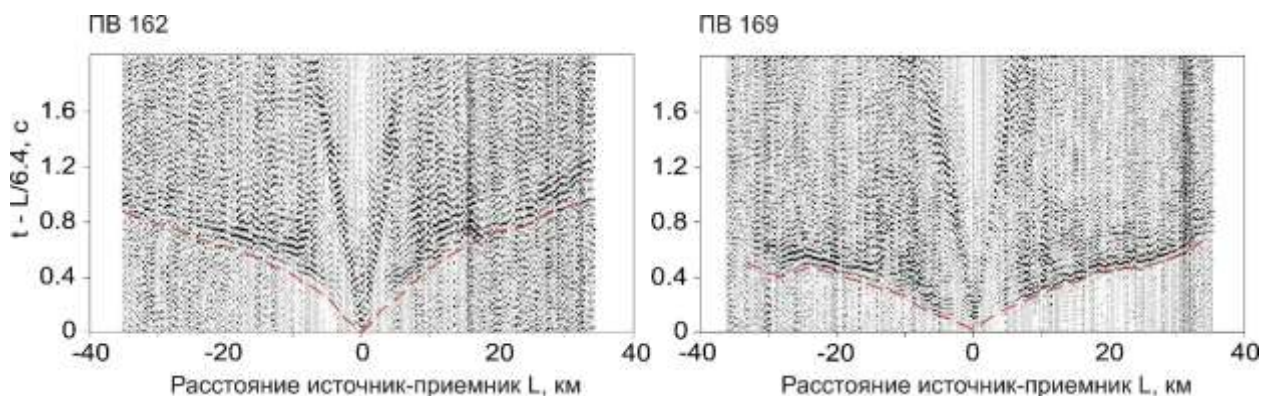


Рисунок 4.9 – Коррелограммы, характеризующие типичные особенности волновой картины, наблюдаемые в пределах складчатой области (восточная часть профиля). Усл. обозн. см. на Рисунке 4.8

Об региональных особенностях строения верхней коры по глубине и латерали можно судить по системе наблюдаемых годографов первых и последующих вступлений волн (Рисунок 4.10), дополняющей Рисунки 4.8 и 4.9. В результате ее анализа сделан вывод, что верхняя кора имеет блочную структуру, определяемую ее тектоническим районированием и ожидаемым характером изменения скорости с глубиной. Так, по данным первой половины профиля уверенно определяется область с высокими значениями времен пробега волн в первых вступлениях, что возможно

при погружении кристаллического фундамента и увеличении мощности осадочного чехла. Последний, судя по годографам отраженных волн, можно представить в виде слоистой модели со сложной геометрией слоев, изменяющейся по латерали. При этом амплитудная выразительность отражений может изменяться вдоль профиля (см. Рисунки 4.8, 4.9), затрудняя непрерывность повсеместного их прослеживания из-за отсутствия отражений на отдельных коррелограммах [Суворов, Мельник, 2021].

Область, относящаяся к восточному борту Сибирского кратона (см. Рисунок 4.7, передовой Приверхоанский прогиб), ограничивается выступом высокоскоростного массива, выраженного в редуцированном масштабе времен пробега волн в первых вступлениях с близкими к нулю значениями (скорость редукции близка к кажущейся скорости). Судя по изменениям формы годографов, поперечный размер массива достигает 50–70 км, при более пологом западном его ограничении в сравнении с восточным. Дополнительно отмечается присутствие отчетливых отражений на участке, восточного ограничения высокоскоростного массива из ПВ 156 (коррелограмму см. Рисунок 4.12).

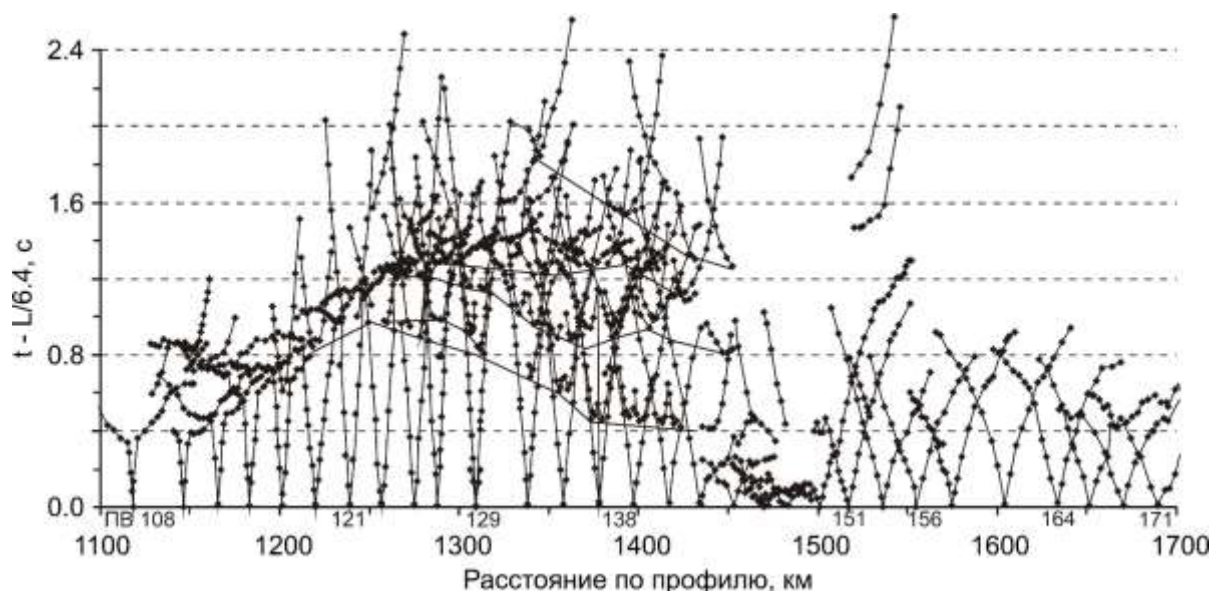


Рисунок 4.10 – Схема прореженных наблюдаемых редуцированных годографов первых вступлений и отраженных волн (с гиперболической формой) – в последующих (представлено 30 годографов из 63 фактических). Черными сплошными линиями показаны огибающие минимумов годографов отраженных волн, подчеркивающие слоистость толщи осадочных отложений. Для ориентировки указаны номера некоторых ПВ (см. Рисунок 4.7).  $L$  – расстояние источник–приемник

На востоке, в пределах складчатой области, годографы первых вступлений существенно короче, чем в начальной части профиля при значительно пониженных временах пробега и, соответственно, повышенной кажущейся скорости. Наблюдаемые локальные, достаточно контрастные изменения времен пробега свидетельствуют о латеральных неоднородностях приповерхностной части земной коры.

Построение сейсмического разреза верхней коры выполнено прямым лучевым трассированием используя направленный подбор параметров [Zelt, Smith, 1992, Zelt, 1999] при невязках между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн, не превышающих в среднем 0.05–0.07 с. В зависимости от кривизны линии наблюдения, когда положение лучевых плоскостей между пунктами возбуждения и пунктами приема значительно различается, невязки на отдельных локальных участках достигают 0.1–0.15 с в зависимости от присутствия латеральных (трехмерных) неоднородностей. Вместе с тем наблюдаемые вариации времен пробега значительно превышают эту величину, что позволяет с достаточной уверенностью в двумерном приближении выделять региональные особенности структуры верхней коры. Ошибку определения скорости на базе не менее 15–20 км (двойное расстояние между источниками возбуждения) в среднем оценивается величиной  $\pm 0.1$  км/с. Глубина залегания границ контролируется в окрестности каждого из источников возбуждения, корректируемая результатами моделирования из соседних ПВ, с увязанными годографами прямого и встречного направлений, образуя взаимно увязанную систему. Относительная погрешность определения глубины залегания границ, рассчитанная по формуле переноса ошибок в модели слоистой среды, при принятых ошибках во времени и скорости составляет  $\pm 2\%$  [Суворов, Мельник, 2021].

Модель, состоит из восьми латерально-неоднородных слоев, в том числе и выклинивающихся, в которой с приемлемой точностью согласовываются наблюдаемые и рассчитанные времена пробега преломленно-рефрагированных и отраженных волн. Для каждого из слоев и типов волн (преломленно-рефрагированных и отраженных) задается минимально достаточное количество лучей, как правило, не более 25–30, равномерно выходящих из источников, но в

схемах их распределения представляются только возвращающиеся к поверхности. Это дает возможность наглядного анализа влияния параметров модели на плотность лучевых траекторий и их связь с основными кинематическими характеристиками наблюдаемого волнового поля. При этом рассчитанные годографы отраженных волн на сейсмограммах дают возможность локализации коррелирующих с ними достаточно интенсивных осей синфазности, правда, не всегда большой протяженности и не на каждой коррелограмме. Последнее объясняется наличием контрастных латеральных неоднородностей как в структуре, так и в изменениях скорости в среде, что выражается в сложной форме годографов отраженных волн, значительно отличающихся от гиперболичности, и затрудняет их визуальное выделение и корреляцию.

Примеры коррелограмм и результаты моделирования, представленные на Рисунке 4.11, иллюстрируют в дополнение к Рисункам 4.8 и 4.9 волновую картину с наиболее отчетливыми фазами отраженных волн, определяющими возможность непосредственного обнаружения слоистости осадочного чехла в пределах Приверхоянского прогиба [Суворов, Мельник, 2019, 2021]. Различие в амплитудной выразительности прослеживания фаз колебаний отраженных волн в прямом и встречном направлениях, часто связано с криволинейной геометрией отражающих горизонтов и, возможно, повышенным фоном помех в виде интенсивных боковых отражений и случайного шума. Так, например, отраженные волны более отчетливо выделяются во встречном направлении (см. Рисунок 4.11, левая часть коррелограммы из ПВ 136), тогда как в прямом от ПВ 136 и 142 на удалениях источник–приемник свыше 20 км их выделение затруднительно на фоне случайных помех значительной интенсивности. К тому же отраженные волны не выделяются на нормализованных коррелограммах в ближней окрестности всех ПВ.

В частности, на коррелограмме из ПВ 136, расположенного в пределах Приверхоянского прогиба, четыре рассчитанных годографа отраженных волн, коррелирующихся с интенсивными фазами колебаний указывают на слоистость разреза. Два из них встречного направления на больших временах неплохо согласуются с осями синфазности докритических отражений, визуальная корреляция которых на коррелограммах без рассчитанных годографов



затруднительна. Другие прерывистые оси синфазности от наиболее погруженных границ менее выразительны, особенно на расстоянии менее 15–20 км от источника. Вместе с тем рассчитанные годографы в прямом направлении из этого же ПВ от одноименных границ располагаются в области слабовыразительных отражений на повышенном фоне помех.

Анализ лучевых траекторий для рассматриваемых волн показывает, что параметры слоев, определенные совместно по данным первых вступлений и отраженных волн, относятся к наиболее обоснованным (Рисунок 4.11). Рассчитанное только по докритическим отражениям положение границ на глубине 4–12 км, является условным вследствие отсутствия сведений о величине и изменениях скорости в соответствующих слоях по данным преломленно-рефрагированных волн. Кроме того, в приближении постоянной скорости в слоях, характерном для моделей по данным только отраженных волн, возможны изменения геометрии границ вследствие не учитываемых возможных изменений скорости как в вертикальном, так и горизонтальном направлениях.

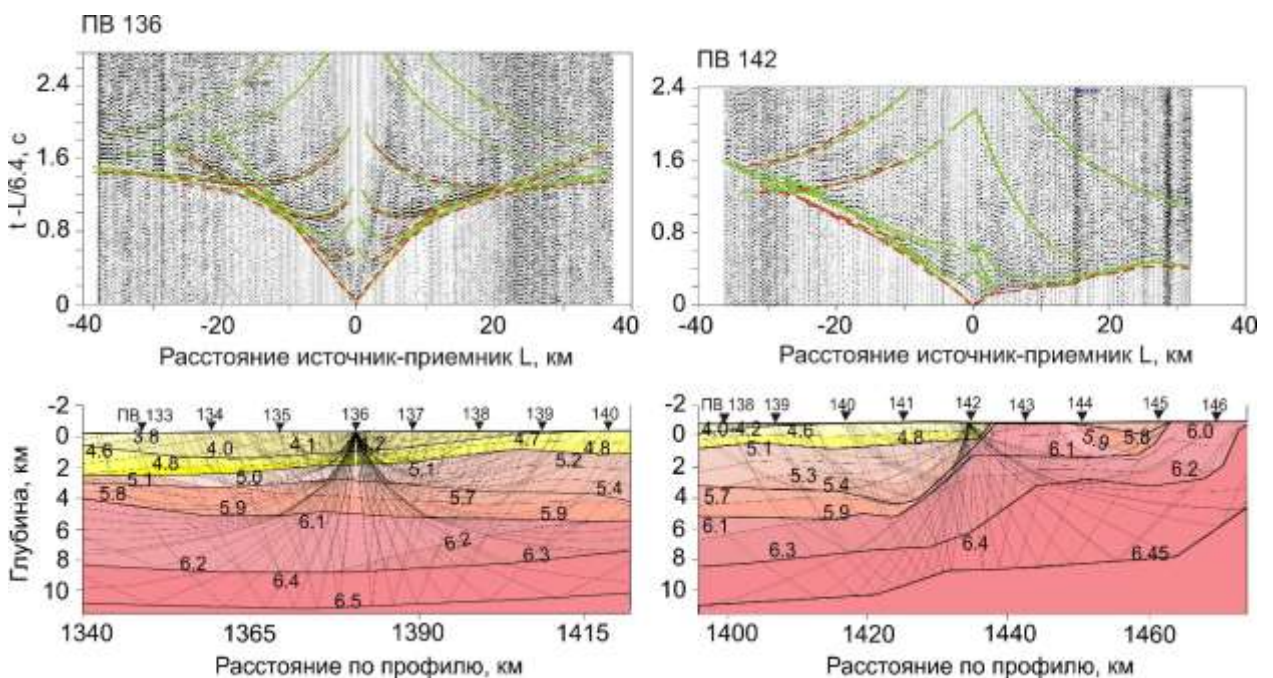


Рисунок 4.11 – Редуцированные коррелограммы и лучевые схемы распространения преломленно-рефрагированных и отраженных волн на участке Приверхоянского прогиба (ПВ 136, 142) с наблюдаемыми и рассчитанными годографами (штриховые и сплошные линии соответственно) при скорости редукиции 6.4 км/с. На разрезе толстые линии соответствуют границам со скачком скорости (штриховые

неуверенно), тонкие – изолиниям скорости в км/с. Пункты возбуждения, данные которых использованы при моделировании, показаны треугольниками с номерами

Схема распределения лучевых траекторий в области западного выклинивания слоя мощностью до 4 км и скоростью 4.6–5.4 км/с, примыкающего к приповерхностной части блока со скоростью около 6.0 км/с в окрестности ПВ 142, представлена на Рисунке 4.11. Близость расположения ПВ к границе клина подчеркивает высокую контрастность изменения редуцированных времен пробега волн от повышенных (до 1.6 с) во встречном направлении, до пониженных (до 0.4 с) в прямом. При этом линия наблюдения значительно искривлена, что выражается на коррелограмме полосами сгущения трасс и уменьшением расстояния источник–приемник (в сравнении с длиной линии наблюдения), в частности, из ПВ 142 в прямом направлении на величину до 8 км. Этот эффект проявляется на всех коррелограммах из ПВ, наблюдения из которых пересекают эти зоны сгущения трасс (участок профиля 1430–1500 км, см. Рисунки 4.7, 4.10) [Суворов, Мельник, 2021].

На лучевой схеме при удовлетворительном соответствии наблюдаемых и рассчитанных годографов первых вступлений для ПВ 142 видно, что в приповерхностной части разреза прибортовой части Приверхоянского прогиба до глубины около 3 км в скорость меняется по латерали от 4.2–5.4 км/с до 5.8–6.2 км/с (участок профиля 1390–1465 км). При этом модель в области демонстрируемого распространения волн из представленного источника, согласована с данными других ПВ, расположенных на этом участке профиля (см. Рисунки 4.10, 4.11).

Примеры моделирования неоднородностей сейсмического разреза к востоку от высокоскоростного массива представлены на Рисунке 4.12, где важной особенностью структуры являются достаточно выразительные по амплитуде с близкими к гиперболической форме осями синфазности отраженные волны, наблюдающиеся только на встречной части коррелограммы из ПВ 156.

В прямом направлении от ПВ они значительно менее проявлены в связи с выклиниванием верхних трех слоев со скоростью 5.0–5.3, 5.4–5.5 и 5.6–5.8 км/с. При этом выделение отражений от других, более глубоких, границ затруднено из-за повышенного фона помех. Анализ совокупности всех данных указывает на наличие

здесь узкого Тылового прогиба (шириной около 35 км) мощностью до 8 км, заполненного осадками со скоростью 5.0–5.5 км/с [Суворов, Мельник, 2021].

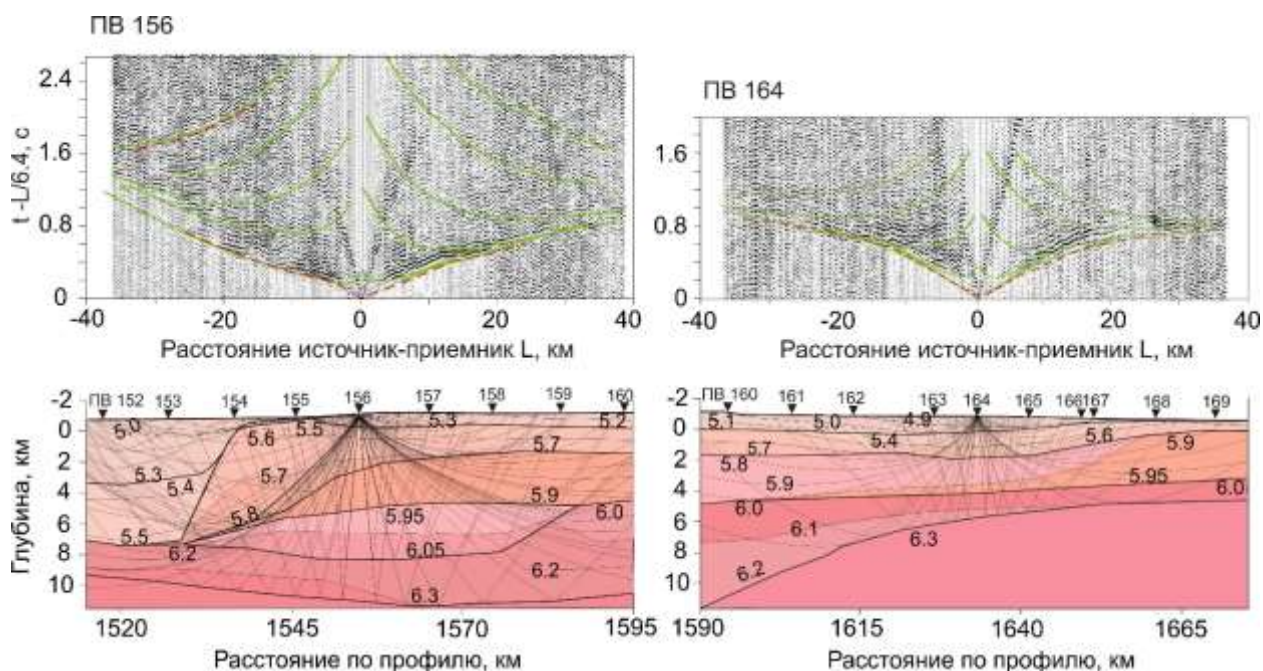


Рисунок 4.12 – Примеры моделирования структуры верхней коры в локальном прогибе, непосредственно приуроченном к границе высокоскоростного блока (ПВ 156), и в пределах складчатой системы (ПВ 164). Усл. обозн. см. на Рисунке 4.11

К востоку от ПВ 156 визуальная корреляция отражений затруднительна, что хорошо видно в правой части этой коррелограммы и полностью из ПВ 164, вследствие чего наблюдаемые годографы отсутствуют на Рисунке 4.10. Моделирование показывает, что в восточной части профиля глубина проникания волн в первых вступлениях уменьшается примерно до 4–5 км при увеличении скорости от 5.0 до 5.5–6.2 км/с. Слоистость разреза также не противоречит отраженным волнам различной амплитудной выразительности, годографы которых в критической области согласуются с первыми вступлениями. Характерные изменения амплитудной выразительности осей синфазности отраженных волн в зависимости от положения источника и направления их распространения в части профиля, расположенного в складчатой области, можно также увидеть и на Рисунке 4.12. Интенсивные и протяженные оси отражений хорошо видны только в левой части коррелограммы и практически отсутствуют в правой.



Система наблюдений ГСЗ характеризуется средним расстоянием между пунктами возбуждения 15–30 км (рассредоточенные взрывы 4–5 т в неглубоких водоемах) и телеметрическими четырех канальными (с шагом 300 м) станциями «Роса-А», распределенными по профилю через 3–6 км и расстояниями источник–приемник до 400–450 км [Суворов, Мельник, 2021].

Для волновой картины на сейсмограммах ГСЗ характерны значительные вариации времен пробега волн в первых вступлениях в зависимости как от расстояния взрыв–прием, так и вдоль профиля при разных положениях пунктов возбуждения. На сейсмограммах (Рисунок 4.13) хорошо видны типичные аномалии, характеризующиеся основными латеральными изменениями волновой картины и времен пробега волн вдоль профиля.

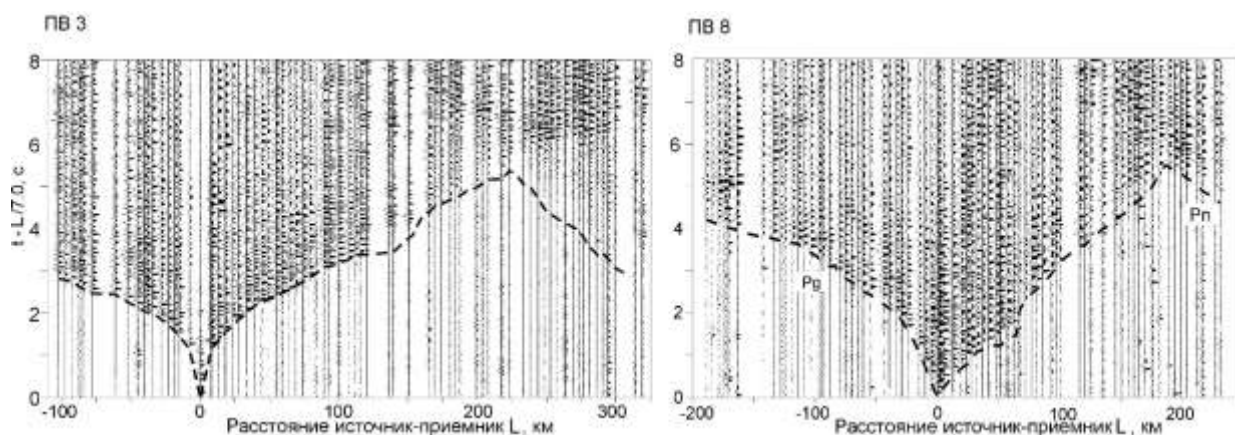


Рисунок 4.13 – Нормализованные и фильтрованные в полосе частот 2–3–15–20 Гц (ПВ 3 и 8) в редуцированном масштабе времен сейсмограммы ГСЗ, характеризующих основные особенности изменений времен пробега волн в первых вступлениях, распространяющихся в земной коре ( $P_g$ ) и в верхах мантии ( $P_n$ ) в зависимости от положения ПВ. Также можно заметить отсутствие в последующих вступлениях протяженных осей синфазности гиперболической формы, характерных для критических отраженных волн от поверхности Мохо в платформенных условиях

Из ПВ 3, расположенного в начале профиля, времена пробега первых волн  $P_g$  до 1–1.5 с в окрестности источника обуславливаются мощностью осадочного чехла с относительно пониженной скоростью в Приверхоянском прогибе. С удалением от пункта возбуждения на восток, увеличение их времени пробега сопровождается монотонным нарастанием кажущейся скорости, нарушающимся ее локальным увеличением на участке 110–140 км приповерхностного блока с аномальной

скоростью (см. Рисунки 4.10, 4.11, 4.13). Следующее за этим увеличение времен (уменьшение скорости на участке годографа 140–170 км) соответствует Тыловому прогибу, заполненному отложениями с относительно пониженной скоростью (см. Рисунок 4.12, ПВ 156). Волна Pn, проникающая в верхнюю мантию, в первые вступления выходит на расстоянии от источника около 210 км. Ее прослеживание на этой сейсмограмме затруднено слабой интенсивностью, подтверждаемой только по взаимным временам из других ПВ (Рисунок 4.14). На расстояниях от источника 180–300 км в последующих вступлениях можно выделить отраженную волну от Мохо (PmP) в виде первой интенсивной фазы колебаний почти гиперболической формы.

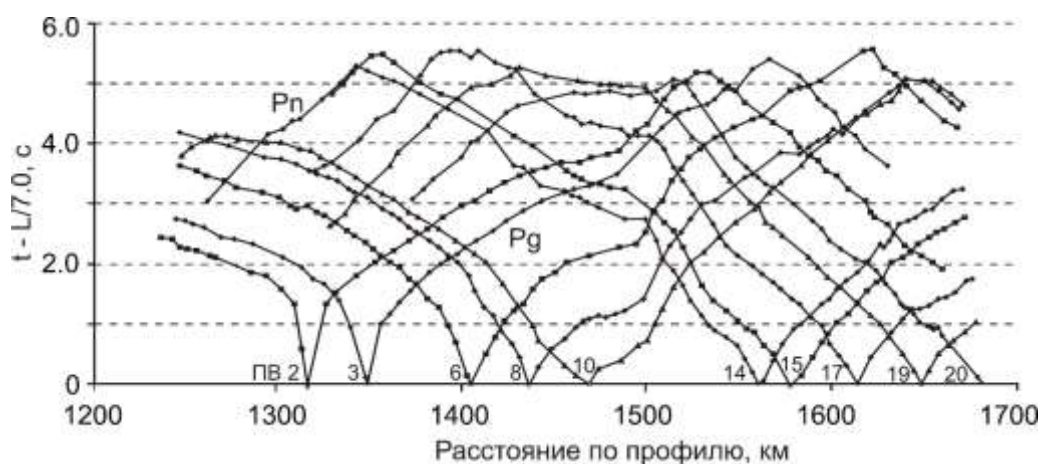


Рисунок 4.14 – Система наблюдаемых редуцированных годографов волн в первых вступлениях по данным ГСЗ (Pg – распространяющаяся в земной коре, Pn – преломленная на Мохо) с номерами ПВ. Резкие изменения наклона годографов с переходом от кажущейся скорости 6.6–7.0 км/с до 7.9–8.0 км/с маркируют выход в первые вступления волны Pn. L – расстояние источник–приемник

Также уверенно коррелируются с приповерхностными неоднородностями изменения времен пробега волны Pg на сейсмограмме из ПВ 8 в восточной части профиля (см. Рисунки 4.1, 4.14). Отчетливое плавное увеличение кажущейся скорости на встречном годографе обусловлено структурой передового Приверхоанского прогиба (см. Рисунок 4.10, ПВ 136). На годографе в прямом направлении локальное увеличение кажущейся скорости на участке удалений от источника 10–50 км определяется аномальным блоком. Далее на интервале расстояний около 50–80 км, скорость уменьшается в пределах Тылового прогиба (Рисунок 4.12, ПВ 156). Существенной особенностью годографа первых вступлений на интервале расстояний от 80–90 км вплоть до выхода в первые вступления волны

$P_n$  (на расстоянии источник–приемник около 210 км) является его прямолинейная форма с пониженной интенсивностью колебаний. В отличие от ПВ 3 типичные корреляционные признаки волны  $P_mP$  не обнаруживаются [Суворов, Мельник, 2021].

Блок с аномально повышенной скоростью (см. Рисунки 4.10, 4.14, 1430–1500 км профиля) разделяет систему годографов волны  $P_g$  на западную и восточную части. Кажущаяся скорость этой волны, распространяющейся во встречном направлении из ПВ 2–10, монотонно увеличивается с расстоянием источник–приемник в пределах передового Приверхоянского прогиба. На годографах из этих же ПВ в прямом направлении он также ограничен на 1430 км, резким увеличением скорости. Далее в восточном направлении наблюдаются подобные наклоны всех нагоняющих годографов (ПВ 2–10). Несколько необычными являются близкие к прямолинейной форме нагоняющие годографы из ПВ 6–10 на участке профиля за пределами Тылового прогиба вплоть до выхода в первые вступления волны  $P_g$ .

Контрастность изменения формы годографов волны  $P_g$ , распространяющейся в прямом направлении из источников, расположенных в западной части профиля, указывает на наличие приповерхностных неоднородностей в виде аномального высокоскоростного блока (1430–1500 км профиля) и ограничивающего его Тылового прогиба (1500–1530 км), с пониженной кажущейся скоростью (см. Рисунок 4.10). Годографы из ПВ 6, 8, 10 (частично и из ПВ 3) на участке профиля более 1500 км имеют прямолинейную форму, вплоть до выхода в первые вступления волны  $P_n$  с параллельностью, зависящей от положения ПВ относительно латеральных неоднородностей. Наиболее контрастно это проявляется на годографах прямого направления из ПВ 8 и 10 (Рисунок 4.14) [Суворов, Мельник, 2021].

На встречных годографах, расположенных в восточной части профиля ПВ 14–20, также хорошо проявляются приповерхностные неоднородности в виде пониженных значений кажущейся скорости, соответствующих Тыловому прогибу (1500–1550 км профиля) и следующему за ним участку с аномально повышенной скоростью (1430–1500 км). В пределах передового Приверхоянского прогиба удаленная часть годографов первых волн из ПВ 14, 15 прямолинейной формы

отличается от монотонного увеличением кажущейся скорости на нагоняемых годографах из ПВ 8, 10, вплоть до резкого ее возрастания, свойственного волне  $P_n$ .

Характерной особенностью годографов волны  $P_n$  является повышение времен ее пробега на величину до 1 с из источников, расположенных в восточной части профиля по сравнению с западной. Например, выход волны  $P_n$  в первые вступления из ПВ 10 наблюдается в западной части профиля на редуцированном времени около 4 с на расстоянии источник–приемник около 200 км, тогда как в восточной части профиля это значение увеличено (до 5 с) при меньшем (до 170 км) расстоянии от источника.

Выявленные свойства наблюдаемых годографов ГСЗ фактически определяют стартовую сейсмическую модель земной коры, для изучения и расчета ее параметров посредством лучевого трассирования. Такой подход существенно сужает неединственность решения обратной задачи, допуская возможные неточности в локализации и в оценках скорости в пределах региональных неоднородностей, выявленных априори в соответствии с детальностью системы наблюдений. Конечно, на это может оказывать влияние и не всегда уверенная визуальная фазовая корреляция волн, однако размеры и контрастность рассматриваемых неоднородностей значительны, чтобы отнести их к достаточно обоснованным и пригодным для локализации. Здесь особую значимость приобретают расчеты годографов по данным первых вступлений (см. Рисунок 4.14), используемых в качестве первого приближения и анализ их соответствия наблюдаемому волновому полю. Это имеет непосредственное отношение и к обнаружению отраженной волны от Мохо ( $P_mP$ ) на сейсмограммах и определение ее годографов, являющихся в платформенных условиях, как правило, опорными. В данном случае ее корреляция в виде протяженных годографов гиперболической формы оказывается весьма затрудненной из-за значительной неоднородности коры. Поэтому для волны  $P_mP$ , в качестве первого приближения полезно использовать рассчитанные годографы, в некоторой окрестности которых можно пытаться обнаружить хотя бы фрагменты ее осей синфазности и при обоснованной необходимости корректировать параметры нижней коры [Суворов, Мельник, 2021].

Моделирование структуры земной коры выполнялось итеративным методом прямого лучевого трассирования в программе SeisWide [Zelt, Smith, 1992, Zelt, 1999] с учетом свойств ее верхней части, полученных по наблюдениям МПВ. При этом восемь слоев верхней коры дополнены еще двумя в нижней ее части и одним в верхах мантии с подошвой на глубине 60 км. Для более равномерного распределения лучевых траекторий, лучше соответствующих разрешающей способности метода ГСЗ с менее плотной системой наблюдений (см. Рисунок 4.14), используется сглаженный рельеф границ в верхней коре.

Невязки времен пробега между наблюдаемыми и рассчитанными годографами достигают в среднем 0.1–0.2 с, что по порядку величины соответствует фазе регистрируемых колебаний, хотя на локальных участках невязки могут быть больше вследствие кривизны линии наблюдения и влияния трехмерных неоднородностей. Вместе с тем увеличение длины годографов и соответствующей мощности модельных слоев в коре и верхах мантии (в сравнении с МПВ) не приводит к увеличению погрешности в оценке скорости, которая в среднем, как и для верхней коры, достигает  $\pm 0.1$  км/с. Однако погрешность определения глубины границ в нижней коре оказывается больше, чем для верхней. Оценка ее величины по формуле переноса ошибок, например, для глубины Мохо, в двуслойном приближении достигает по порядку величины  $\pm 5\%$  в значительной зависимости от погрешности определения параметров верхней относительно низкоскоростной части коры [Суворов, Мельник, 2021].

В скоростной модели со значительными латеральными неоднородностями подбираются параметры средней и нижней частей коры при удовлетворительном соответствии наблюдаемых и рассчитанных годографов первых вступлений, правда не без затруднений (Рисунок 4.15). Количество изображенных (как и выше для данных МПВ), равномерно выходящих из источника лучей и распространяющихся преломленно-рефрагированных волн ( $P_g$  в коре,  $P_n$  в мантии) в каждом из слоев и отраженных от границ в коре ( $P_{cP_1}$ ,  $P_{cP_2}$ ) и Мохо ( $P_mP$ ) берется минимальное, как правило, не более 25–30. Этого достаточно для необходимого анализа особенностей годографов и их связи с параметрами коры, что особенно важно для визуального

обнаружения фрагментов достаточно интенсивных осей синфазности отраженных волн часто негиперболической формы [Суворов, Мельник, 2021].

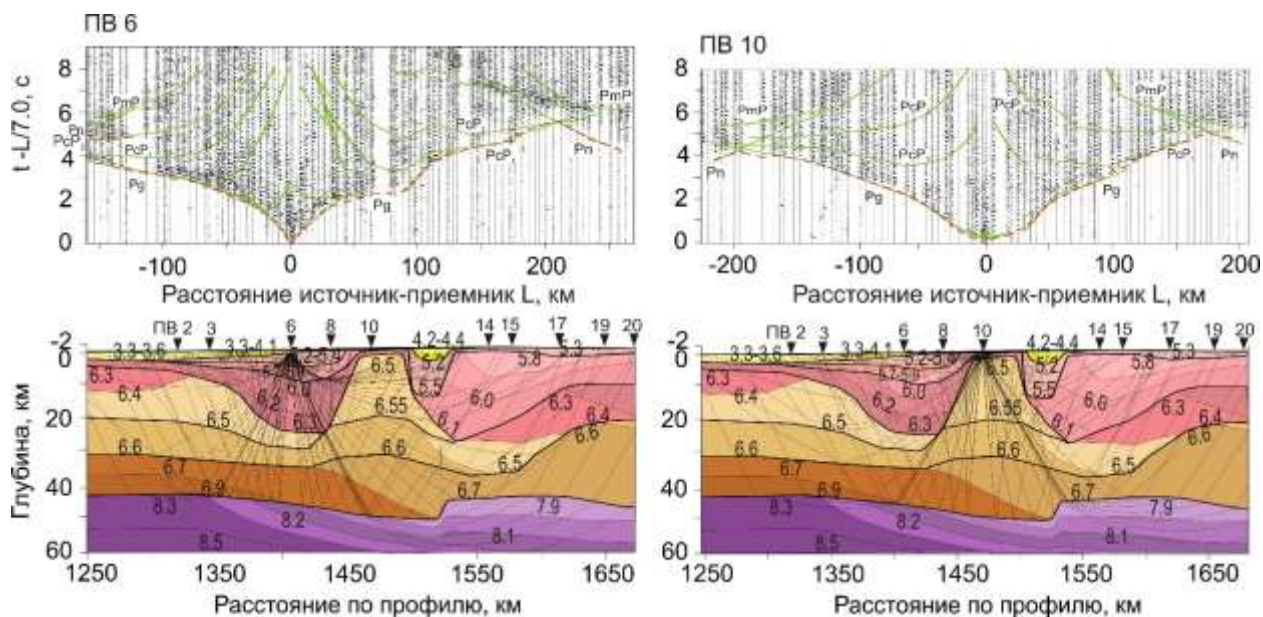


Рисунок 4.15 – Примеры моделирования сейсмической структуры коры для сейсмограмм (вверху) из источников, расположенных в Приверхожанском прогибе (ПВ 6) и в пределах высокоскоростного блока (ПВ 10). Показаны наблюдаемые (штриховые линии) и рассчитанные годографы (сплошные) вместе с сейсмическими разрезами (внизу). Даны значения скорости в км/с и лучевые траектории распространения волн. Показано положение ПВ (треугольники) и их номера вдоль профиля, данные которых использованы при моделировании

Рассматриваются результаты моделирования по данным начальной части профиля на примере сейсмограммы из ПВ 6 встречного направления, где рассчитанный и наблюдаемый годографы первых вступлений на расстоянии до 160 км соответствуют волне  $R_g$ , распространяющейся в верхней коре и проникающей на глубину до 10–12 км. Так слоистость разреза подтверждается наличием отраженных волн от двух границ, годографы которых практически совпадают с первыми вступлениями в критической точке. Отсутствие как рассчитанных, так и наблюдаемых закритических отражений можно объяснить кривизной границ [Суворов, Мельник, 2021].

Область прослеживания распространяющейся в прямом направлении волны  $R_g$  из ПВ 6 ограничивается 150 км при сложной форме годографов, обусловленной выклиниванием трех верхних слоев при переходе к блоку с аномально повышенной скоростью и понижением скорости в его тыловой части. В пределах этого блока

отмечается разрыв рассчитанного годографа волны, распространяющейся в третьем слое при переходе через преломляющую границу со скоростью 6.0 км/с на глубине около 8 км. Изменением ее рельефа такой эффект можно устранить, но тогда это приведет к другому распределению лучевых траекторий волны P<sub>g</sub> из ближних ПВ и невязки между рассчитанными и наблюдаемыми годографами увеличатся.

Более сложная картина наблюдается на интервале удалений от источника 150–200 км, где в области первых вступлений волна, пересекающая аномальный блок, имеет пониженную интенсивность, коррелирующуюся с плотностью лучевых траекторий. Согласовать наблюдаемый и рассчитанный годографы в этой области удалось моделированием отраженной волны P<sub>cP<sub>1</sub></sub> от криволинейной границы на глубине около 20 км. К тому же, эта волна контролирует повышенную до 20 км мощность пород со скоростью до 6.0–6.1 км/с к востоку от аномального блока так же, как и увеличенную до 15 км мощность Тылового прогиба. Во встречном направлении из этого же источника достаточно интенсивная и протяженная ось синфазности волны P<sub>cP<sub>1</sub></sub> не отмечается, хотя в окрестности рассчитанного годографа выделяются коррелирующиеся короткие фрагменты, предположительно, относящиеся к этой волне.

Отраженная от границы на глубине 30 км волна P<sub>cP<sub>2</sub></sub>, представленная в левой части сейсмограммы короткой интенсивной осью синфазности на расстоянии 130–160 км от ПВ 6, является первой в цуге последующих колебаний протяженностью около 0.5 с, который ограничен сверху годографами волн P<sub>n</sub> и P<sub>mP</sub> в окрестности критической точки. В прямом направлении рассчитанный годограф этой волны коррелируется в интервале удалений 150–220 км с малоамплитудной осью синфазности отраженной волны P<sub>cP<sub>2</sub></sub> от границы на глубине около 30 км.

Область распространения закритических лучей волны P<sub>mP</sub> на встречной части сейсмограммы из ПВ 10 ограничена приповерхностным блоком с повышенной скоростью при непрерывном распределении лучей волны P<sub>n</sub>. В прямом направлении интенсивные в области критической точки амплитуды колебаний волны P<sub>mP</sub> соответствуют рассчитанному годографу на интервале удалений 120–200 км, как и менее интенсивные – волне P<sub>n</sub> до 220 км.



Рассчитанный годограф прямого направления для волны  $PmP$  в своей начальной части уверенно соответствует интенсивным колебаниям на интервале расстояний 140–160 км в критической области вместе с фазой колебаний волны  $Pn$ , прослеживающейся в последующих и первых вступлениях. Далее на годографе волны  $PmP$  отмечается разрыв и петля вследствие изменения лучевых траекторий в области ступенеобразного рельефа Мохо. За ее пределами, начиная с удалений 220 км, рассчитанный годограф коррелируется с фазой колебаний повышенной амплитуды.

В целом увеличение времени пробега волн  $Pg$ ,  $Pn$  и  $PmP$  на величину около 1 с к востоку от ПВ 10, в сравнении с западной частью профиля, объясняется протяженным погружением границы со скоростью 6.3 км/с на глубину до 25 км и пониженной скоростью в покрывающей толще 5.8–6.2 км/с (см. Рисунок 4.15). В Приверхоянском прогибе граница с такой скоростью залегает на глубине около 20 км, а в нижней коре выделяется слой со скоростью 6.7–6.9 км/с, который не прослеживается на востоке. Этими данными и объясняются региональные изменения времен пробега волн между кратоном и складчатой областью.

Совпадающие наблюдаемый и рассчитанный годографы волны  $Pg$  встречного направления из ПВ 15 убедительно подтверждают положение Тылового прогиба с пониженной скоростью и блока с ее аномальным увеличением (Рисунок 4.16) [Суворов, Мельник, 2021].

Область ее прослеживания только до 125 км на сейсмограмме, как видно по распределению лучевых траекторий, определяется глубиной залегания подошвы Тылового прогиба. Далее интенсивность колебаний в области первых вступлений резко уменьшается в соответствии с плотностью лучевых траекторий, а короткий отрезок рассчитанного годографа с более низкой кажущейся скоростью, в сравнении со скоростью на предшествующей части годографа для  $Pg$ , можно соотнести с фазой волны  $PcP_1$ . С удалением от ПВ интенсивность колебаний еще более уменьшается, и наблюдающаяся позднее (на примерно 0.5 с) ось синфазности рассчитанного годографа соответствует фазе колебаний волны  $PcP_2$ , прослеживающейся до удаления 260 км.

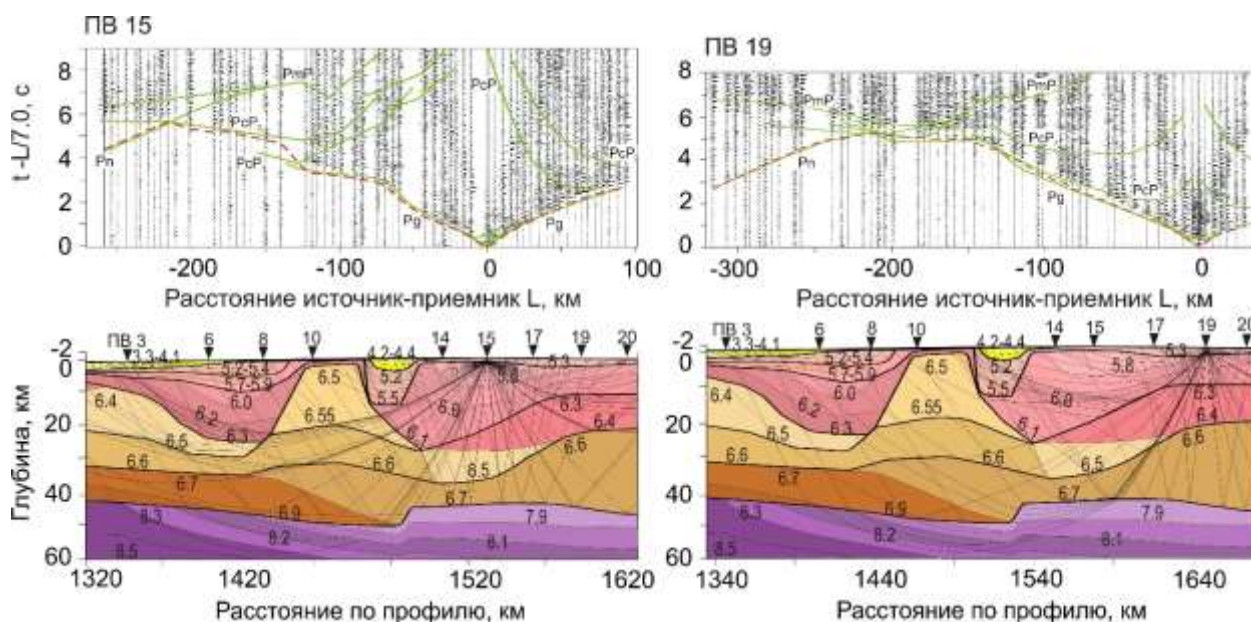


Рисунок 4.16 – Сейсмограммы с наблюдаемыми (штриховые линии) и рассчитанными (сплошные) годографами (вверху) и результаты моделирования структуры коры по данным из ПВ 15, 19, расположенных в восточной части профиля (внизу). Усл. обозн. см на Рисунке 4.15

Рассчитанный годограф волны  $PmP$  имеет сложную форму, определяемую неоднородностью верхней коры, что хорошо проявляется в распределении лучевых траекторий. Высокая амплитудная выразительность этой волны отмечается в области критической точки на интервале расстояний 140–200 км, где также присутствует и фаза волны  $Pn$  с более высокой кажущейся скоростью.

В прямом направлении из ПВ 15 глубина проникания волны  $Pg$ , в соответствии с наблюдаемым годографом составляет 10–12 км, до преломляющей границы со скоростью 6.3 км/с. Во встречном направлении эта граница залегает на глубине около 20 км, в соответствии с годографом отраженной волны  $PcP_1$  в виде фазы интенсивных колебаний на временах около 2.5 с, близко к первым вступлениям на расстояниях источник–приемник около 130–140 км.

Волновая картина и годографы встречного направления из ПВ 19 значительно отличаются от ПВ 15 более уверенным прослеживанием волн  $Pg$  и  $Pn$  в первых вступлениях (Рисунок 4.16). Контрастно повышенной до 7.0 км/с кажущейся скоростью в интервале удалений от ПВ 150–200 км выделяется аномальный блок. Волна  $PcP_1$  представлена интенсивной осью синфазности, прослеживающейся вслед за высокочастотными и малоамплитудными колебаниями волны  $Pg$ . Волне  $PcP_2$

соответствует интенсивная ось синфазности в последующих вступлениях на эпицентральных расстояниях 130–220 км. рассчитанный годограф волны  $P_n$  и достаточно интенсивные первые вступления на удалениях свыше 220 км удовлетворительно согласованы, а сложная форма годографа волны  $P_mP$  с разрывом из-за ступени в рельефе Мохо и аномального блока в коре затрудняет обнаружение соответствующих осей синфазности в интерференционном волновом поле. Времена пробега волн из других ПВ, расположенных в восточной части профиля, дополняют обнаруженные выше региональные неоднородности коры и объясняют также влиянием латеральных приповерхностных неоднородностей (см. Рисунки 4.14, 4.16).

Представленные примеры иллюстрируют принципиальные особенности моделирования структуры коры, согласованной с системой данных по всем ПВ ГСЗ и только частично с данными МПВ по верхней коре. Наиболее значительные изменения касаются увеличения мощности верхней коры со скоростью 6.0–6.2 км/с до примерно 20 км как в передовом прогибе, так и в складчатой области (см. Рисунки 4.15, 4.16) в сравнении с 8–10 км по данным МПВ (см. Рисунки 4.13, 4.14). В первую очередь на это указывает различие в лучевых траекториях. По данным МПВ, в верхней коре распространяющаяся вдоль слоев волна  $P_g$  имеет наибольшую длину близгоризонтальной части лучей, определяющих скорость в слоях. С глубиной эта особенность утрачивается с переходом к докритическим отраженным волнам, для которых лучевые траектории являются наклонными. Так, например, для ПВ 6 (см. Рисунок 4.15), судя по рассчитанному годографу волны  $P_sP_2$  (соответствует отрезку интенсивной фазы колебаний), наименьший угол встречного луча, отраженного от границы на глубине 30 км, составляет  $25^\circ$  на расстоянии около 125 км и увеличивается с приближением к источнику. Возможно, что различие в скоростях, определяемых по данным рефрагированных и докритических отраженных волн, связано с квазианизотропными свойствами земной коры, что требует дополнительного исследования [Суворов, Мельник, 2021].

#### **4.4. Латеральные неоднородности земной коры и верхов мантии пассивной восточной окраины Сибирского кратона**

Моделирование структуры земной коры при контрастных латеральных неоднородностях показало, что представление кореллограмм и сейсмограмм в нормализованном виде приводит к ослаблению влияния геометрического расхождения на амплитуды регистрирующихся волн, особенно в ближней зоне к пунктам возбуждения [Суворов, Мельник, 2019, 2021]. В результате выделенные в докритической области отраженные от границ в верхней коре волны, особенно в пределах слоистых осадочных бассейнов большой мощности, служат надежным обоснование определения латерально-неоднородной структуры земной коры по результатам двумерного моделирования кинематики сейсмических волн. При этом природа достаточно интенсивных, протяженных осей синфазности волн в первых и последующих вступлениях определяется по соответствию их рассчитанных годографов, которые в зависимости от положения источников и приемников относительно неоднородностей имеют сложную и прерывистую форму, отличающуюся от гиперболичности для отраженных волн и от монотонно увеличивающейся кажущейся скорости волн в первых вступлениях. Это значительно затрудняет выделение даже опорных волн на кореллограммах сейсмограммах и построение соответствующих годографов, необходимых для построения стартовой модели с наиболее адаптированной к имеющимся данным параметризацией (см. Рисунки 4.8–4.10, 4.13, 4.14). Как показывает моделирование в условиях значительных неоднородностей коры, определить природу волн в первых вступлениях также сложно.

Выше уже отмечалось различие на сейсмограммах представительности достаточно выразительных по интенсивности осей синфазности отраженных волн в прямом и во встречном направлениях как от фиксированного источника, так и при изменении его положения. Такое явление, скорее всего, связано с контрастными латеральными скоростными неоднородностями, кривизной и прерывистостью отражающих элементов. Поэтому предлагаемая сейсмическая модель характеризует сглаженную региональную структуру коры, в которой сейсмические границы могут

представлять собой огибающие отдельных протяженных (много больше зон Френеля) отражающих элементов, не являющихся фактически непрерывными.

К наиболее крупным структурам верхней коры относятся Приверхоянский передовой и Тыловой прогибы, разделенные блоком с аномально повышенной до 6.5–6.6 км/с скоростью (Рисунок 4.17). Протяженность передового прогиба достигает 120–180 км, а локального Тылового – до 30 км [Суворов, Мельник, 2019, 2021].

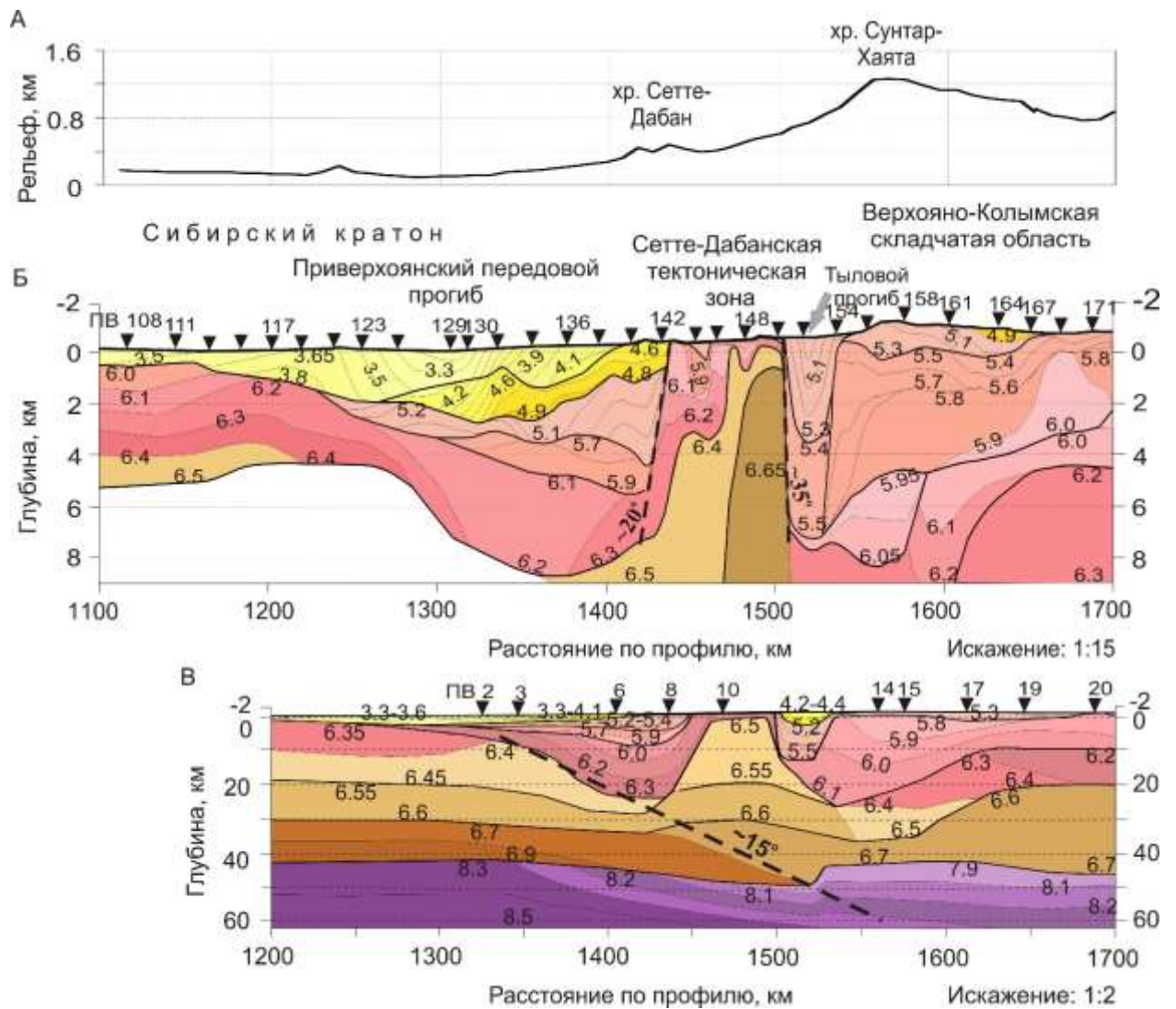


Рисунок 4.17 – Сейсмические разрезы верхней коры и всей ее толщи [Суворов, Мельник, 2019, 2021]. Вверху рельеф дневной поверхности. Толстые линии – сейсмические границы со скачком скорости или с изменениями ее градиента в слоях, тонкие – изолинии скорости со значениями в км/с. Штриховые черные линии – контакт аномальной неоднородности с осадочным чехлом в верхней коре и вероятная граница кратона с углами падения в градусах. Черные треугольники с номерами – пункты возбуждения

Приверхоянский передовой прогиб условно можно представить тремя этажами, отличающимися по структуре и значениям скорости (см. Рисунок 4.17). где признаки слоистости подтверждаются данными отраженных волн. Верхний из них, сложенный мезозойскими отложениями [Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001], характеризуется пониженными до 3.3–4.1 км/с значениями скорости и увеличивающейся вдоль профиля мощностью от 0.5 до 2 км в центральной части прогиба и выклинивающейся затем в восточном направлении с приближением к блоку с аномально высокой скоростью. Причем изменения мощности этого слоя определяются изгибом профиля относительно борта Вилюйской синеклизы: до 1250 км профиль имеет северо-восточное направление и мощность осадочного чехла синеклизы увеличивается, при изменении направления профиля на восточное, с приближением к Сетте-Дабанской тектонической зоне (ПВ 123, см. Рисунки 4.1, 4.17) мощность уменьшается [Суворов, Мельник, 2019, 2021].

Второй структурный этаж представлен тремя слоями со значительным изменением скорости от 4.2 до 5.9 км/с по глубине и латерали. Максимальная мощность этажа составляет 5–6 км в пред-Сетте-Дабанской тектонической зоне, где он резко, предположительно по контакту, выклинивается. В западном направлении его мощность также постепенно уменьшается вплоть до выклинивания в окрестности 1200 км профиля. При пологой подошве этажа мощность слоев в его толще, как и скорость, изменчива по латерали. Судя по значениям скорости можно предполагать, что он сложен дислоцированными породами палеозойского возраста [Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001].

В центральной части передового прогиба скорость в третьем этаже достигает 6–6.2 км/с при мощности до 5 км и глубине подошвы около 8 км. В западной части профиля кровля слоя, который отнесен к архейскому кристаллическому фундаменту со скоростью 6–6.2 км/с, залегает на глубине около 1 км. В приплатформенной части скорость со значительным градиентом возрастает на глубине 3–4 км до 6.4 км/с и уменьшается до 6.1–6.2 км/с под центральной частью прогиба на глубине 5–8 км. Для кристаллических пород уменьшение скорости с глубиной при повышении литостатического давления не является типичным, поэтому нельзя с полной уверенностью отнести эту часть слоя к кристаллическому фундаменту. В зоне

восточного контакта с аномальным блоком скорость до примерно такой же величины (6–6.2 км/с), наблюдается на близкой глубине 6–8 км, которая уменьшается в восточном направлении до 2–4 км.

Верхняя кора с близкими особенностями изменения структуры и скорости разделена аномальным блоком, отнесенным по геологическим данным к Сетте-Дабанской тектонической зоне (см. Рисунки 4.1, 4.17). В его приповерхностной части скорость увеличивается в восточном направлении с 6.1 км/с до 6.4 км/с. Его западный контакт, прослеженный на глубину 6–8 км при угле падения около 20°, ограничивает передовой прогиб при скачкообразном уменьшении скорости от 6.1–6.2 до 4.6–5.9 км/с. На восточном контакте блока с углом падения около 35° скорость 6.4–6.6 км/с также скачком уменьшается до 4.9–5.5 км/с в узком (шириной около 30 км) Тыловом прогибе глубиной до 8 км.

Таким образом, структурные и скоростные характеристики передового и расположенного к востоку за пределами Сетте-Дабанского блока и сопредельного локального Тылового прогиба оказываются в целом подобными. В складчатой области отсутствует только первый структурный этаж (мезозойский) со скоростью 3.2–4.1 км/с и верхняя часть второго со скоростью 4.2–4.9 км/с, которую возможно также объединить с первым этажом. Здесь на дневной поверхности наблюдаются породы со скоростью 5.1–5.5 км/с, которая увеличивается до 5.9–6 км/с на глубине 3–4 км, соответствуя нижней части второго структурного этажа в передовом прогибе. Ниже, как и в передовом прогибе, выделяется слой мощностью 2–4 км и скоростью 6–6.2 км/с. Глубина залегания кровли этого слоя вблизи Сетте-Дабанской тектонической зоны около 8–10 км и уменьшается к востоку до 2–3 км при уменьшении мощности до 3–4 км при практически неизменной скорости. Максимальная, более 4–5 км, глубина сейсмических границ в рассматриваемом структурном этаже (и более глубокие), оцененная по отраженным волнам, является условной в зависимости от принятых значений пластовой скорости. В этой части профиля под рассмотренным этажом, как и в передовом прогибе, могут залегать породы со скоростью 6.1–6.2 км/с [Суворов, Мельник, 2019, 2021].

В структуре всей толщи коры отчетливо заактировано строение передового Приверхоянского, локального Тылового со скоростью 4.9–5.9 км/с и увеличенной до



10–12 км мощностью в сравнении с 6–7 км по данным МПВ (см. Рисунок 4.17). Отнесение нижней части прогибов (по обе стороны от Сетте-Дабанской зоны) со скоростью 6.0–6.2 км/с к осадочному чехлу, приводит к практически двукратному увеличению его мощности, что дискуссионно, особенно в пределах складчатой области, где отраженные волны не выделяются и непосредственные признаки слоистости отсутствуют [Суворов, Мельник, 2021].

Также ждет объяснений природа заглупления сейсмических границ в верхней коре при уменьшении скорости и степени ее роста с глубиной по данным проходящих отраженных волн от глубоко залегающих границ. Предположительно, она связана с квазианизотропией земной коры, поскольку коррелируется с различием в направлениях лучевых траекторий распространения преломленно-рефрагированных и отраженных волн. Для первых лучи преимущественно горизонтальные с повышенной скоростью, для вторых, распространяющихся с меньшей скоростью, они круто наклонены под углами более  $25^\circ$  в зависимости от глубины отражателей и расстояний от источника [Суворов, Мельник, 2021].

Прогибы разделены Сетте-Дабанской тектонической зоной, представленной в приповерхностной части блоком (вероятно магматической природы) шириной около 50 км с аномально повышенной до 6.5–6.6 км/с скоростью, прослеживаются до глубины около 30 км.

Отделяет верхнюю кору от нижней ее части отражающая граница со скачком скорости 6.45–6.55 км/с. Она залегает согласно с передовым прогибом, погружаясь с амплитудой около 10 км за счет утонения подстилающего слоя со скоростью 6.55–6.6 км/с. Под Сетте-Дабанским блоком скорость в этом слое мощностью до 10 км сохраняется постоянной и только при непосредственном переходе в складчатую область уменьшается до 6.4–6.5 км/с. Последующее вдоль профиля ее понижение до 6.2–6.3 км/с коррелируется с подъемом слоя от 25–35 км до 10–20 км.

В кратонной части профиля кровля слоя, определяющего переход кора–мантия, мощностью 10–15 км и скоростью 6.7–6.9 км/с залегает на глубине 30–35 км. Под Сетте-Дабанской зоной скорость в этом слое постепенно понижается до 6.6–6.7 км/с, что характерно для складчатой области. В восточном направлении мощность слоя в

нижней коре довольно увеличивается до 25 км за счет подъема его кровли до глубины 20 км при мало меняющейся в интервале 42–45 км глубине Мохо.

Близгоризонтальное положение Мохо на глубине около 40–42 км в платформенной части меняется на монотонное погружение до 50 км под передовым прогибом при скачкообразном воздымании до 42 км под Тыловым прогибом. Эта ступень маркирует положение нижней границы кратона вдоль вероятного разлома с углом падения около 15°. В области передового Приверхоянского прогиба и Сетте-Дабанской тектонической зоны скорость под Мохо постепенно понижается от 8.3 км/с в платформенной части до 8.1 км/с и в складчатой области она оценивается величиной 7.9 км/с. В целом обнаруженные сейсмические особенности строения земной коры определяются региональным увеличением времен пробега регистрирующихся волн в складчатой области по сравнению с кратоном (см. Рисунок 4.14).

Важно подчеркнуть взаимную связь данных МПВ и ГСЗ при изучении структуры земной коры, вытекающую из анализа полученных данных. Наблюдения по детальной системе наблюдений МПВ обеспечивают вполне обоснованное структурно-тектоническое районирование региональных структур верхней коры, в сравнении с ограниченной разрешающей способностью (в сравнении с МПВ) данных ГСЗ. Вместе с тем учет структурных особенностей верхней коры при обработке наблюдений ГСЗ обеспечивает дополнительные возможности прослеживания их на глубину, что является решающим при определении их природы. Достаточно принципиальные особенности строения коры не могут быть получены этими методами отдельно [Суворов, Мельник, 2019, 2021].

Анализ данных показывает, что принципиальных различий в региональной структуре верхней коры между передовым Приверхоянским прогибом и складчатой областью восточнее Сетте-Дабанской тектонической зоны не отмечается (см. Рисунок 4.17). Отсутствует в геологических построениях и локальный Тыловой прогиб, что затрудняет интерпретацию его природы, также, как и аномально повышенной скорости в Сетте-Дабанской тектонической зоне. Также дискуссионной является и оценка мощности осадочного чехла в прогибах. Если за подошву чехла принять границу со скачком скорости 5.9–6.1 км/с, то по данным

МПВ ее максимальная глубина в передовом прогибе составляет 5–6 км (по данным ГСЗ – около 10 км). Эти значения по порядку величины близки к геологическим представлениям [Parfenov, 1991; Тектоника..., 2001]. В складчатой области такое же разделение по сейсмическим данным приводит к близкой оценке мощности чехла, но по геологическим данным эта величина достигает 20–24 км [Суворов, Мельник, 2021]. Это соответствует максимальной глубине залегания границы со скачком скорости от 6.1 до 6.4 км/с, если в осадочный чехол включить толщу пород со скоростью 6.0–6.2 км/с (6.1–6.2 км/с в передовом прогибе). Конечно, скорость 6.4 км/с гораздо ближе к кристаллическим породам фундамента, но тогда в Приверхоянском прогибе с учетом слоя пород со скоростью 6.1–6.2 км/с мощность чехла увеличивается до 8–10 км по данным МПВ и до 20–25 км как в складчатой области по данным ГСЗ. Получается, что ключевым вопросом оценки мощности осадочного чехла является природа слоя со скоростью 6.0–6.2 км/с. Или это низы осадочного чехла, или верхи кристаллического фундамента.

По геологическим представлениям Верхояно-Колымская складчатая область относится к пассивной континентальной окраине Сибирского кратона, подверженной мезозойской складчатости. В связи со структурными особенностями верхней коры понижение дневного рельефа в начальной части профиля соответствует передовому Приверхоянскому прогибу, тогда как Тыловой прогиб располагается на горном склоне хр. Сунтар-Хаята, что не характерно для структуры, заполняющейся осадочными отложениями. Это можно объяснить тем, что время формирования Тылового прогиба (предположительно одновозрастного с передовым) предшествовало мезозойскому горообразованию (складчатости). Отсюда следует, что и магматический массив также может иметь доскладчатый возраст, что является дополнительным аргументом в пользу существования пассивной континентальной окраины Сибирского кратона [Суворов, Мельник, 2019, 2021].

#### **4.5. Оценка изостатического состояния литосферы южной и восточной окраин Сибирского кратона**

Отдельно рассматриваются интерпретационные особенности распределения сейсмических неоднородностей земной коры в области сочленения Алданского и Станового блоков, разделенных ступенчатым увеличением ее мощности от 40 до 50 км на участке профиля 275-350 км, расположенного под южной частью сейсмоактивной Чульманской впадины [Имаев и др. 2005] с повышенной мощностью мезозойских отложений (см. Рисунок 4.6). В этой области отчетливо выделяется наклонная (под углом  $20^\circ$ ) зона разлома, объединяющая ступень на Мохо, унаследованные погружения кровли нижнего слоя коры и рельефа преломляющей границы [Суворов, Мельник и др., 2023], маркирующей положение кровли предполагаемого раннедокембрийского кристаллического фундамента [Смелов и др., 2001, Смелов, Тимофеев, 2003]. Видимо, не является случайной и корреляция по вертикали между положением вершины зоны разлома и уменьшением скорости на Мохо от 8.2 до 8.1 км/с, характерной для Алданского блока. Признаки вертикальной области вещественного (магматического) преобразования горных пород прослеживаются по всей толще земной коры, выраженные в изменении рельефа сейсмических границ, в вариациях скорости, градиенте ее изменения и ступени в рельефе Мохо. В этой области Алданского блока наблюдается промежуточный слой средней коры со скоростью 6.4–6.6 км/с (отсутствует в Становом блоке), утоняется слой верхней коры и утолщается до 6–8 км приповерхностный слой Чульманской впадины, покрывающий раннедокембрийский фундамент. Утонение приповерхностного слоя с пониженной до 5.5–5.8 км/с скоростью на участке Станового хребта, предположительно, обусловлено эрозией и переносом пород главным образом в близлежащую мезозойскую Чульманскую впадину. При этом возникает проблема образования самого хребта в пределах Алданского блока, связанная с не единственностью локализации зоны сочленения блоков в зависимости от природы его формирования. Это сочленение можно перенести к вертикальному южному ограничению Чульманской впадины (275 км профиля), прослеживаемому в коре до ступени на

Мохо. Или, наоборот, сдвинуть сочленение на 170 км профиля до выхода наклонной зоны разлома на поверхность раннедокембрийского фундамента. Во всех вариантах проблема сводится к природе формирования блока коры треугольной формы (выклинивается на подошве коры), ограниченного на юге наклонным разломом и на севере вертикальной зоной, ограничивающей южный блок земной коры, коррелирующий с положением Чульманской впадины [Суворов, Мельник и др., 2023].

Столь нетипичная для Сибирского кратона сейсмическая структура Алдано-Станового щита выделяет его в отдельный объект для последующих исследований природы выявленных неоднородностей земной коры в связи с мантийной частью литосферы и сейсмичностью. В частности, к началу таких исследований можно отнести задачу изучения изостатического состояния литосферы в модели Эйри-Хейсканена (Рисунок 4.18). Это достигается использованием корреляции между сглаженными значениями рельефа и гравитационных аномалий Буге. В данном случае использовано полученное Е.В. Павловым и В.Д. Суворовым сглаживание в круге радиусом 125 км цифровых данных DNSC08 о рельефе и WGM2012 о гравитационном поле [Суворов, ..., Мельник, 2022].

Как видно, существует уверенная корреляционная связь, свидетельствующая о изостатической уравновешенности литосферы двух областей, но с несколько различным трендом, что указывает на присутствие латеральных неоднородностей литосферы и, соответственно, ее геодинамических характеристик.

Интересно, что существенно неоднородная земная кора восточной пассивной окраины Сибирского кратона, является изостатически уравновешенной (практически постоянный вес колонок коры на глубине Мохо) [Суворов, Мельник и др., 2023]. Предварительные оценки, полученные для земной коры Алданского и Станового блоков (плотность оценена по ее корреляции с скоростью, по [Brocher, 2005]), свидетельствуют о существенной изостатической неуравновешенности, резко изменяющейся в зоне их сочленения, что является, по всей видимости, причиной сейсмичности в Чульманской впадине [Суворов, Мельник и др., 2023].

Разномасштабные результаты обработки данных МПВ и ГСЗ взаимно дополняют возможности регионального структурно-тектонического районирования

земной коры. Наиболее детальные сейсмические характеристики строения верхней части коры (данные МПВ), как показывают результаты, уверенно коррелируются с тектонической структурой по геологическими данными, выраженной в распределении зон разломов, разделяющих крупные (размерами более 30–40 км) блоки горных пород разной природы и скорости. Дополнительный интерес заключается в возможности прослеживания таких аномалий на глубину до 3–5 км, что необходимо для структурно-тектонического районирования. В частности, наблюдаемая на Алдано-Становом щите приповерхностная слоистость, представленная на разрезах в изменениях скорости и мощности слоев может быть связана с изменениями свойств кристаллических пород за счет выветривания (верхний слой, скорость 4.8–5.2 км/с) и дезинтегрированных пород (второй слой, 5.5–5.8 км/с). В подстилающей толще пород скорость понижена до 6.0–6.2 км/с в сравнении с 6.2–6.4 км/с в архейском фундаменте Сибирской платформы.

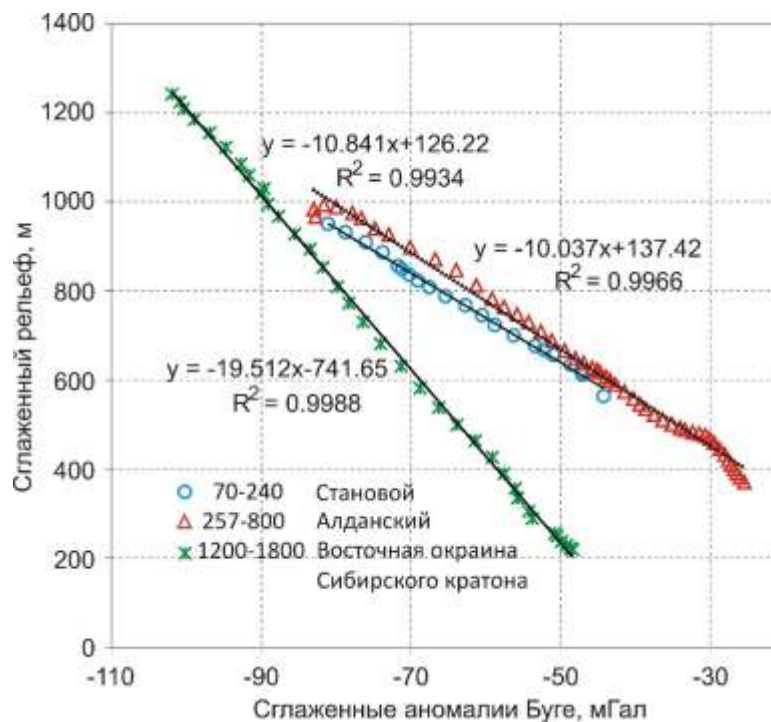


Рисунок 4.18 – Изостатическое состояние литосферы Алдано-Станового щита в сравнении с восточной окраиной Сибирского кратона по гравитационным данным (модель Эйри-Хейсканена) на отрезках профиля: 70–240 км для Станового блока, 255–800 км для Алданского и 1200–1800 км для восточной окраины Сибирского кратона

Переход к интерпретации данных ГСЗ связан с уменьшением разрешающей способности метода, что позволяет коррелировать на глубину аномалии более

крупного масштаба. Так, например, на всю толщу коры прослеживаются аномалии под Чульманской впадиной и до глубины 25–30 км структурно-скоростные аномалии под Становым хребтом [Суворов, Мельник и др., 2023].

Существенно другие структуры характеризуют верхнюю кору и всю ее толщу на восточной окраине Сибирского кратона с мощной толщей осадочного чехла. Земной коре свойственна слоистость с резко изменяющейся мощностью слоев, всей ее толщ, рельефа Мохо и уменьшением скорости в верхах мантии до 7.9 км/с при 8.3 км/с под платформенной частью. Переходная зона шириной около 170 км с уменьшением скорости располагается под Приверхоянским прогибом и Сетте-Дабанской тектонической зоной, где наблюдается ступенчатое уменьшение глубины Мохо на 5–7 км и скорости от 8.1 до 7.9 км/с [Суворов, Мельник, 2019, 2021].

Вызывает интерес и различие в изостатическом состоянии южной и восточной окраин Сибирского кратона. Предположительно, это различие связано с сейсмичностью Алдано-Станового щита и асейсмичностью восточной окраины кратона.

### **Полученные результаты**

1. Выявлено главное структурно-скоростное отличие Алдано-Станового щита от восточной окраины Сибирского кратона (профиль 3-ДВ), выраженное в пониженной до 6.2–6.3 км/с скорости в верхней коре и для Алданского и для Станового блоков, прослеженной вдоль профиля на глубину до 20 км, в сравнении с 6.3–6.5 км/с для Сибирской платформы.

2. В Алдано-Становом щите приповерхностная слоистость, представлена изменениями скорости и мощности трех слоев, что может быть связано со свойствами кристаллических пород за счет их переотложения в локальные прогибы рельефа, процессов выветривания и дезинтеграции. В подстилающей толще пород скорость 6.0–6.2 км/с в сравнении с 6.2–6.4 км/с в архейском фундаменте Сибирской платформы.

3. Структура земной коры Алдано-Станового щита, представлена двухслойной моделью в Становом и трехслойной в Алданском. Разделяющая их зона Станового хребта с сопредельной сейсмоактивной Чульманской впадиной характеризуется



исключительно контрастными скоростными неоднородностями коры, коррелируемыми по вертикали также и со ступенеобразным увеличением глубины Мохо от 40 до 50 км.

4. Сетте-Дабанская тектоническая зона (шириной около 70 км) в виде массива высокоскоростных пород разделяет Приверхоянский прогиб и Верхояно-Колымскую складчатую область, где мощность осадочных отложений достигает 18–20 км. Отсутствие корреляции положения зоны с дневным рельефом свидетельствует о более раннем формировании блока повышенной скорости, чем возраст складчатости. Восточнее тектонической зоны слой в нижней части коры характеризуется скоростью 6.6–6.7 км/с, тогда как под Сибирским кратоном она повышена до 6.7–6.9 км/с.

5. Аналогия в изменениях мощности и скорости в осадочной толще пород Приверхоянского прогиба и западной части Верхояно-Колымской складчатой системы можно принять за признаки мезозойской складчатости в пассивной континентальной окраине Сибирского кратона, обнаруженные по структурно-тектоническим и геологическим данным.

## Глава 5. РАЗНОМАСШТАБНАЯ ЛАТЕРАЛЬНО-НЕОДНОРОДНАЯ СТРУКТУРА ВЕРХНЕЙ КОРЫ САЯНО-БАЙКАЛЬСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Для определения строения верхней части земной коры Забайкалья используются данные метода первых вступлений вдоль профиля 1-СБ, входящего в систему опорных региональных профилей Российской Федерации [Государственная сеть..., 2014, 2016], пересекающего Саяно-Байкальскую складчатую область [Механизм..., 2009] (Рисунок 5.1).

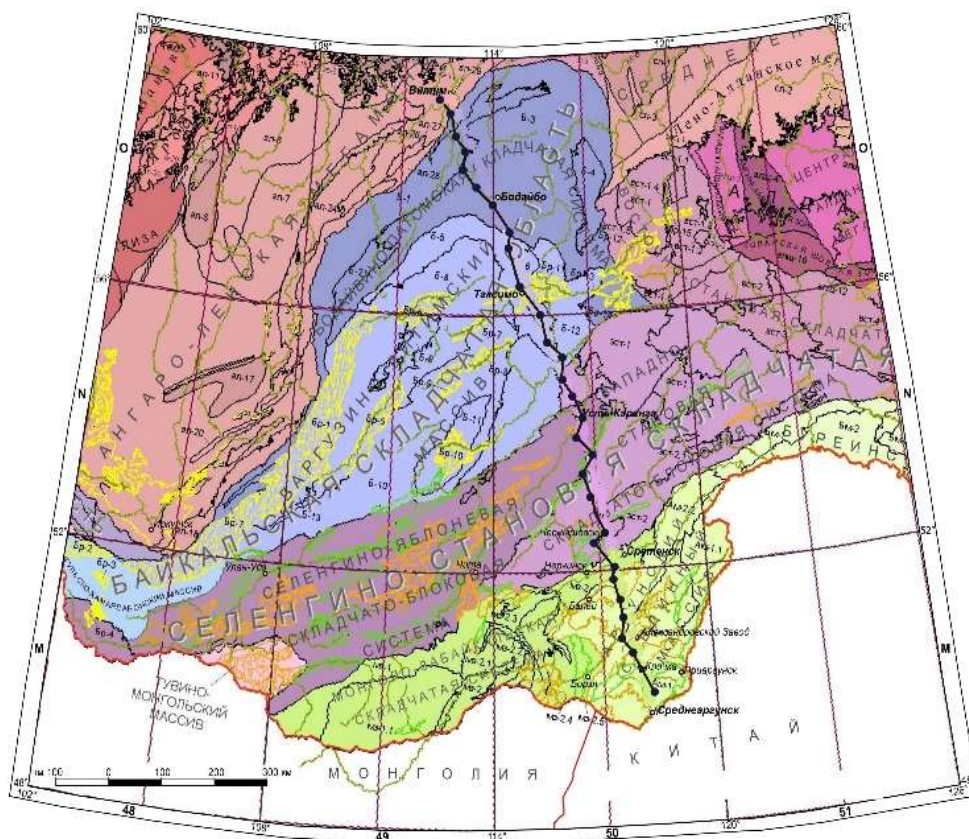


Рисунок 5.1 – Схема тектонического районирования согласно [Геологическая карта..., 2012] с указанным положением профиля 1-СБ (пункты взрыва ГСЗ – черные кружки)

Профиль 1-СБ пересекает ряд тектонических структур, глубинное строение которых сейсмическими методами не изучалось, а основывалось на геологических данных, потенциальных полях и данных геоэлектрических наблюдений вдоль отдельных профилей [Шевченко, Каплун, 2007; Структура литосферы..., 2010]. Известная по тектоническим и геодинамическим обобщениям структура земной коры Северо-Востока Азии включает в себя Монголо-Охотский складчатый пояс,

часть которого пересекается этим профилем [Модель формирования..., 2003; Гордиенко, 2006; Структура литосферы..., 2010; Мельник, Суворов, 2018а, 2018б, Особенности..., 2017; Верхняя мантия..., 2020].

Основная особенность этих исследований заключается в том, что впервые для изучения разломно-складчатых структур верхней коры применяется метод МПВ, ранее традиционно использовавшийся для изучения пологозалегающих слоев [Беляшов, ..., Мельник, 2013, 2015, 2020а, 2020б]. Еще одной важной особенностью является то, что Забайкальский регион с высокой геологической изученностью является эталонным для оценки эффективности применения сейсмического метода первых вступлений через корреляцию между структурно-скоростными неоднородностями и приповерхностными тектоническими структурами.

Таким образом, помимо уточнения структуры верхов земной коры Забайкальского участка по данным МПВ вдоль профиля 1-СБ можно ставить задачу ее регионального структурно-тектонического районирования, по корреляционным признакам между приповерхностными и глубинными сейсмическими характеристиками. Расширение возможностей интерпретации сейсмических данных реализуется в комплексе с результатами обработки гравитационного поля. Для этого использована корреляция между обобщенными структурным сейсмическим (сейсмическое ускорение) и сейсмоплотностным (изменения плотности, согласованные с сейсмической структурой) параметрами.

Помимо этого, по комплексному параметру, объединяющему данные о скорости сейсмических волн и плотности (коэффициент химической (петрофизической в применении к земной коре) неоднородности ( $\eta$ ) по [Буллен, 1966]) проводится разделение эффектов, связанных как с изменением состояния вещества с глубиной (трещиноватостью), так и с вещественным составом на примере образцов горных пород и натуральных наблюдений в БРЗ [Детальные...исследования..., 1993; Мишенькина, Мишенькин, 2004].

Поставленная задача решается в несколько этапов:

1. Построение сейсмических моделей верхней коры Саяно-Байкальской складчатой области (южный участок профиля 1-СБ 0-700 км).

2. Оценка возможности решения задач структурно-тектонического районирования по данным МПВ и сейсмо-гравитационным параметрам.

3. Распределение в земной коре коэффициента петрофизической неоднородности.

### **5.1. Разломно-складчатая структура верхней коры Забайкалья по сейсмическим и геотектоническим данным (профиль 1-СБ)**

Возбуждение сейсмических колебаний осуществлялось вибраторами с шагом по профилю 10 км при длине свипа 30 с с частотой 10–36 Гц. Максимальное расстояние между источником–приемником вдоль линии наблюдений (автомобильная трасса) составляло 40 км при шаге между сейсмоприемниками 50 м. Вследствие ее кривизны фактическое расстояние между ПВ уменьшается до 7–9 км, а расстояние источник–приемник – до 35–38 км. Поэтому длина профиля составляет 700 км и определена вдоль ломаной линии, соединяющей ПВ, которая на 100 км меньше линии наблюдений (Рисунок 5.2) [Региональное...районирование..., 2018]. Представленные годографы на Рисунке 5.2, кроме иллюстрации изменений времен пробега волн, характеризуют также и систему выполненных наблюдений [Региональное...районирование..., 2018].

Построение сейсмического разреза проводилось методом лучевого трассирования в программе SeisWide [Zelt, Smith, 1992; Zelt, 1999] способом направленного подбора при невязках между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн, не превышающих в среднем 0.05–0.07 с. Эта величина вследствие кривизны линии наблюдения определяется по различию положения вертикальных лучевых плоскостей в пространстве, соединяющих источники и приемники. При этом пространственные сейсмические неоднородности пересекаются лучевыми плоскостями, проходящими через точки возбуждения и приема в прямом и встречном направлениях. Вводить же поправки за трехмерность среды при таких наблюдениях не представляется возможным [Региональное...районирование..., 2018].

Обработка данных включает корреляцию волн, построение системы годографов, их увязку во взаимных временах с детальным выделением аномальных изменений времен пробега волн и локализации в разрезе соответствующих локальных неоднородностей. С использованием технологии лучевого трассирования оптимально настраивается расчетная модельная сетка при оптимальном количестве узлов, для обеспечения минимальной величины невязки времен, аппроксимирующих положение сейсмических границ и изменение скорости [Zelt, Smith, 1992; Zelt, 1999].

Наиболее выразительно в наблюдаемых годографах выделяются зоны разломов по резким локальным увеличениям времен пробега волн (Рисунок 5.2). Соотнесение таких аномалий с приповерхностными неоднородностями определяется коррелируемыми изменениями времен пробега на всех годографах, полученных на фиксированных участках профиля [Региональное...районирование..., 2018].

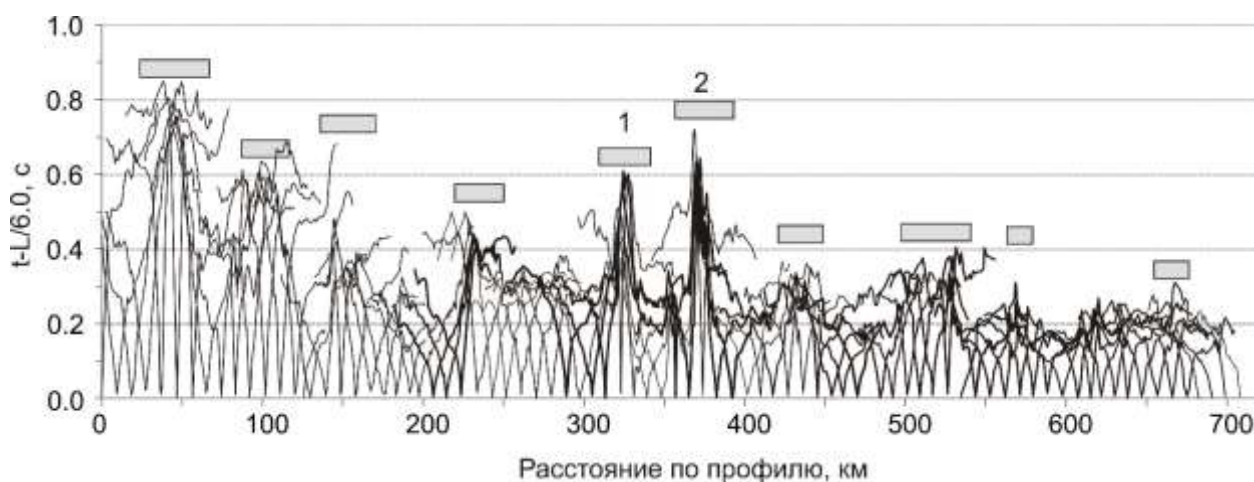


Рисунок 5.2 – Система годографов МПВ в редуцированном масштабе времен (скорость редукции 6.0 км/с). Хорошо видны локальные участки с аномальным увеличением времен пробега волн, соответствующие зонам разломов (отмечены серыми прямоугольниками). Для примера отмечены известные по геологическим данным Монголо-Охотская (1) и Могоча-Бушулейская (2) зоны разломов

Из анализа годографов следует, что контрастность кинематических аномалий уменьшается по профилю в северном направлении, обусловленная, предположительно, затуханием активности разломообразования, при общем тренде уменьшения времен пробега волн (увеличения скорости) и с заметными локальными вариациями.

Особенности построения сейсмического разреза иллюстрируются на примерах с относительно простыми и наиболее аномальными изменениями скорости по глубине и по латерали. К таковым относится разрез по части профиля 270–308 км (Рисунок 5.3), где из ПВ 37 в левой части коррелограммы времена пробега волн в первых вступлениях относительно плавно увеличиваются с удалением от источника. В прямом направлении от него профиль пересекает Монголо-Охотский разлом с резким увеличением времени пробега волн на участке шириной около 8–10 км, который и определяет положение разломной зоны. Выделение фазы, относящейся к первым вступлениям, определяется условием равенства нулю времени в точке расположения ПВ.

Следует отметить, что сейсмические границы, кроме первой с резким скачком скорости, часто выделяются условно, в соответствии с изолиниями скорости, чтобы подчеркнуть структурные особенности разреза. По годографам из всех ПВ, расположенных на этом участке, определяется скоростная модель верхней коры до глубины 4–5 км при невязках между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн, достигающих в среднем 0.05–0.07 с (см. Рисунок 5.3). Такое значение в пределах фазы регистрируемых колебаний считается удовлетворительным, несмотря на не всегда достаточно уверенную их корреляцию (особенно в зоне разлома), осложненную криволинейностью линии наблюдений, пересекающей под различными углами реальные (по геологическим данным) латеральные неоднородности. Важным условием моделирования является согласование времен пробега волн в прямом и встречном направлениях из ПВ, расположенных на фиксированном участке профиля. Отмечаются ситуации, когда на годографах одного из направлений невязки минимальные, а на другом они значительно больше. В таких случаях принимается вариант модели с примерно одинаковыми невязками для обоих годографов. Например, уменьшить невязки времен на годографе встречного направления (см. Рисунок 5.3, на интервале расстояний от источника 15–25 км) можно увеличив глубину залегания подошвы верхнего слоя. Однако это повлечет увеличение невязок на других годографах из ПВ 33–36, что некорректно [Региональное...районирование..., 2018].



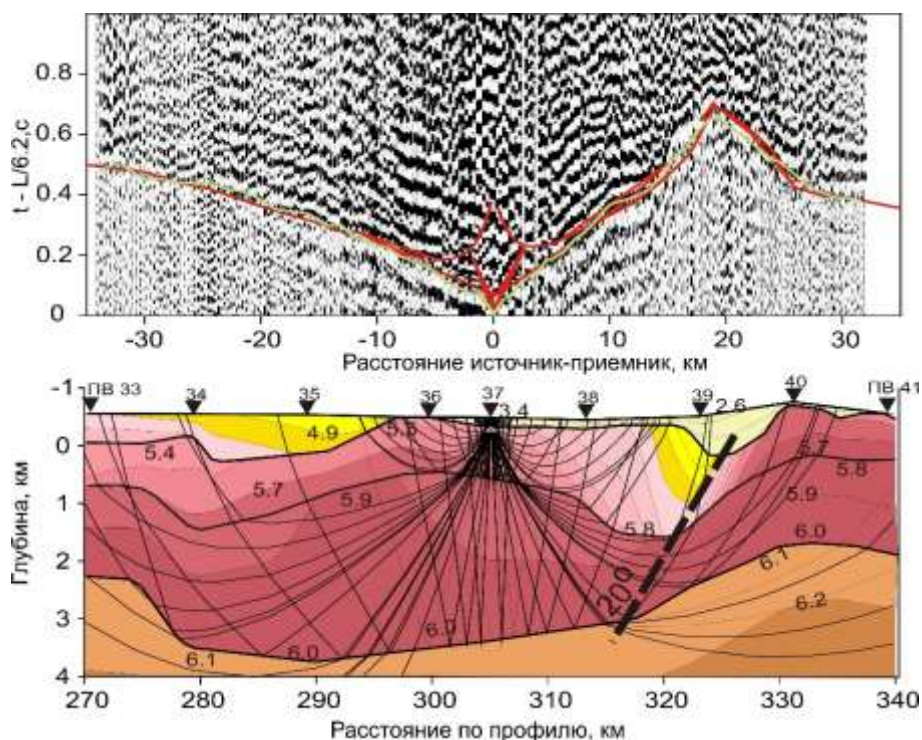


Рисунок 5.3 – Коррелограмма (ПВ 37) в окрестности Монголо-Охотского разлома (320–330 км), с резким увеличением времени пробега волн в первых вступлениях на локальном участке профиля шириной около 8–10 км (вверху справа). Наблюдаемые (зеленые линии) и рассчитанные (красные) годографы первых вступлений преломленно-рефрагированных и отраженных (последующих) волн. На лучевой схеме (внизу) тонкими линиями показаны лучевые траектории и изолинии скорости с шагом 0.1 км/с, толстые – соответствуют границам с ее скачком (штриховые неуверенно)

Признаком приемлемой точности построения разреза является равномерная плотность лучевых траекторий, соответствующая, как правило, непрерывно прослеживаемым фазам колебаний при сложном распределении скорости. Следует учитывать и то, что с увеличением расстояния источник–приемник разрешающая способность сейсмических построений уменьшается. Это хорошо выражено в схождениях годографов закритических отражений и первых волн с удалением от источников на участке профиля 320–330 км, где близкие времена пробега характерны для трех типов волн – двух отраженных в области критической точки и преломленно-рефрагированной (Рисунок 5.4). Кроме того, в наблюдаемых данных трудно обнаружить характерные для сейсмических границ изломы годографов с скачкообразными изменениями кажущейся скорости. Определенное подтверждение обоснованности построения моделей выражается в соответствии модельных



годографов отраженных волн и наблюдаемых протяженных осей синфазности в последующих вступлениях. Исключением является приповерхностный слой с резким понижением скорости до 3–5 км/с. Вместе с тем в среде со значительным непрерывным нарастанием скорости с глубиной и по латерали от 5.0 до 6.2 км/с (на интервале глубины 3–5 км) рассчитанные годографы оказываются заметно короче наблюдаемых. И только введение скачков скорости на криволинейной границе позволяет избежать такого противоречия. Кроме того, в модели с мало изменяющейся по горизонтали скоростью более наглядно подчеркиваются слоисто-структурные особенности разреза [Региональное... районирование..., 2018].

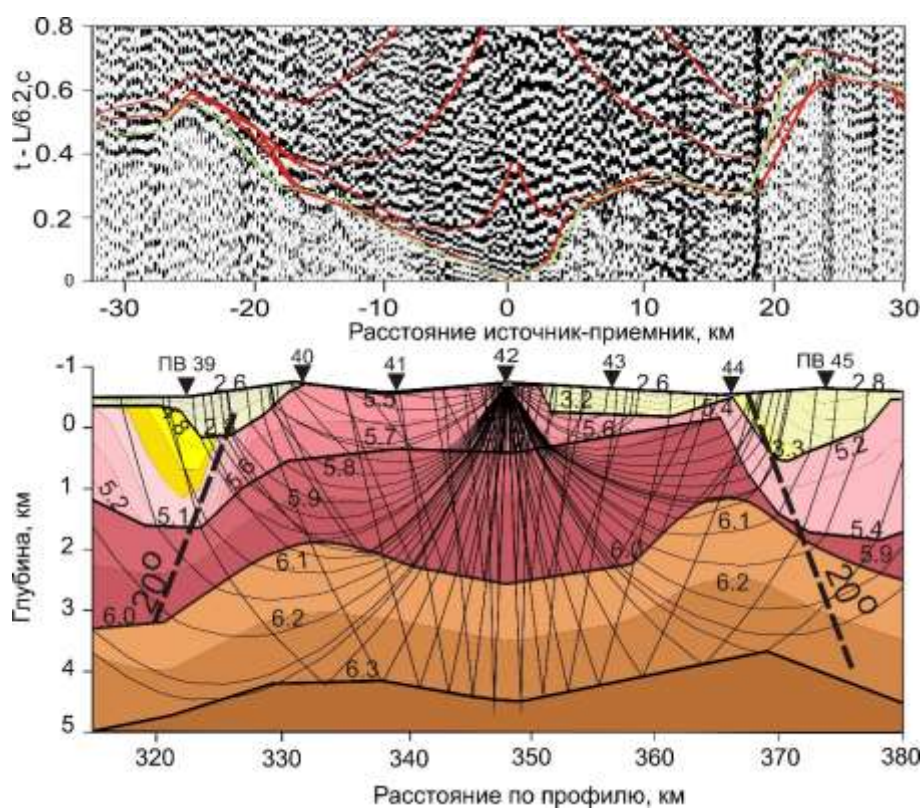


Рисунок 5.4 – Коррелограмма с наблюдаемыми (зеленые линии) и рассчитанными (красные) годографами (вверху) и лучевая схема для ПВ 42 (внизу) в окрестности Монголо-Охотского (слева) и Могоча-Бушулейского (справа) зон разломов. Сгущение сейсмических трасс в виде вертикальных полос указывает на изгибы линии наблюдения, при реальной длине годографов 30–33 км (40 км по линии наблюдений). Другие усл. обозн. см. на Рисунке 5.3

Как видно на Рисунке 5.4, в дополнение к Рисунку 5.3, для верхней коры характерно исключительно контрастное изменение скорости распространения волн как с глубиной, так и по латерали при значительных вариациях мощности

выделенных слоев. В прерывистом верхнем слое скорость изменяется в интервале 2.6–3.3 км/с при наибольшей мощности 1–1.5 км в зонах разломов. На участке профиля 330–350 км скорость в приповерхностном блоке мощностью до 1 км скорость повышена до 5.5–5.7 км/с. В ограничивающих его участках (прогибах) мощностью до 1.5–2 км скорость увеличена до 4.8–5.4 км/с. В третьем слое на участке 325–370 км с переменной мощностью 0–2 км скорость увеличена до 5.8–6.0 км/с. Четвертый слой синусоидальной формы мощностью до 2 км и скоростью 6.1–6.3 км/с наблюдается на участке профиля 320–370 км. Блок с повышенной скоростью ограничен на юге Монголо-Охотским и на севере Могоча-Бушунейским зонами разломов (приповерхностными прогибами с пониженной скоростью, с углами падения осевых линий около 20° [Региональное...районирование..., 2018]).

Следует заметить, что подробно рассмотренные примеры для двух примеров с зонами разломов являются типичными для всего профиля, что хорошо видно на годографах (см. Рисунок 5.2). Практически всегда в пределах таких зон наблюдаются локальные уменьшения скорости распространения волн в сопряженных с ними впадинах, заполненных рыхлыми отложениями, мощностью до 2–4 км.

Следует подчеркнуть подбор параметров исключительно сложного разреза, обеспечивающего в среднем удовлетворительную величину невязок между наблюдаемыми и рассчитанными временами пробега волн. Локальное повышение значения невязок времен (до 0.1–0.15 с) отмечается на локальных участках разломных зон, где корреляция криволинейных фаз колебаний оказывается неуверенной и осложненной, по всей видимости, кривизной профиля и влиянием трехмерных неоднородностей на траекторию распространения волн, рассчитываемых в двумерном приближении [Региональное...районирование..., 2018].

Для изучения корреляции между разновозрастными тектоническими блоками и сейсмической структурой верхней коры (Рисунок 5.5) используется тектоническая схема масштаба 1:2 500 000 [Цифровой каталог, 2010]. При этом особый интерес вызывает связь между геофизическими характеристиками разреза верхней коры и

приповерхностными геолого-минералогическими рудными районами, узлами и рудопроявлениями.

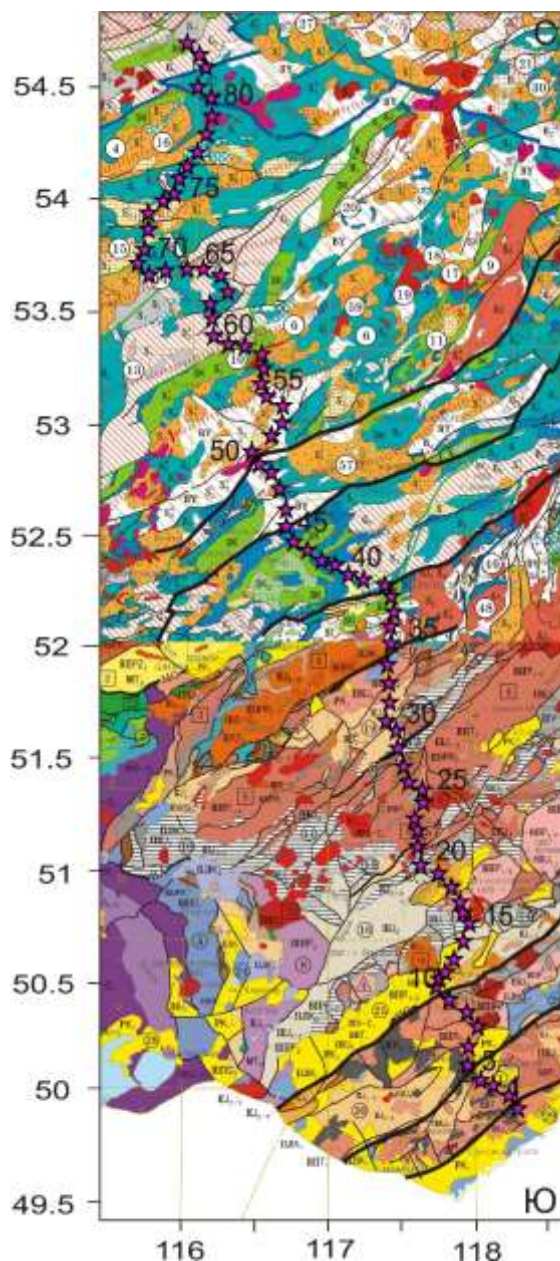


Рисунок 5.5 – Положение профиля на фрагменте тектонической карты [Цифровой каталог, 2010]. Звездочками показаны пункты возбуждения, даны их номера, жирными линиями подчеркнуты наиболее контрастные разломы, выделенные по геологическим данным

Анализ свойств сейсмического разреза выполнен в двух масштабах. В мелком видна общая сейсмическая структура верхней коры вдоль всего профиля и разломная тектоника (Рисунок 5.6), представленная распределением зон разломов и направлением их линий падения. Далее, в менее искаженном вертикальном

масштабе, рассматривается корреляция локальных структурно-тектонических особенностей по геологическим данным с сейсмическими характеристиками разреза, определяющими возможность прослеживания приповерхностных геологических данных на глубину (Рисунки 5.7-5.9) [Региональное...районирование..., 2018; Melnik, Suvorov, 2018].

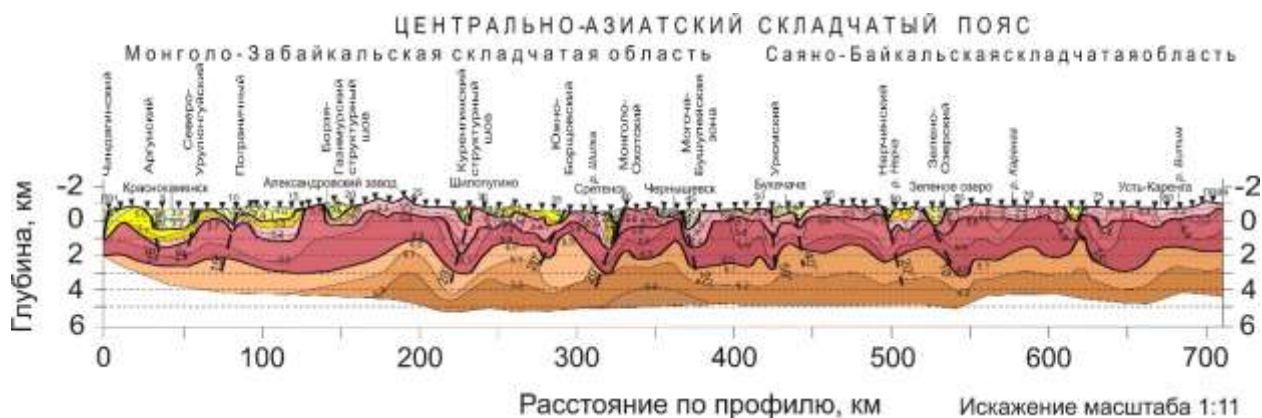


Рисунок 5.6 – Сейсмический разрез верхней коры Забайкалья. Тонкими линиями в разрезе показаны изолинии скорости в км/с, толстыми – границы со скачком скорости, наклонные штриховые линии соответствуют осевым линиям зон разломов с углами падения в градусах, треугольники – положение пунктов возбуждения с номерами. Приведены названия зон разломов по геологическим данным [Цифровой каталог..., 2010]

В общем виде и мелком масштабе (далее рассматриваются его особенности более подробно) сейсмический разрез верхов земной коры Забайкалья представлен трехслойной моделью, слои в которой характеризуются наиболее выдержанными вдоль профиля значениями скорости при контрастных вариациях мощности (см. Рисунок 5.6). Верхний наиболее неоднородный и прерывистый слой со скоростью 2.8–5.1 км/с представлен локальными впадинами мощностью до 1 км приуроченными, как правило, к зонам разломов. Исключение составляет протяженный прогиб переменной амплитуды в начальной части профиля (0–160 км), заполненный породами со скоростью 3–4.1 км/с и осложненный разломами (Аргунским, Северо-Урулюнгуйским, Пограничным) и Борзя-Газимурским структурным швом (140–160 км), ограничивающими приподнятые блоки с повышенной до 5.0–5.7 км/с скоростью. На других частях профиля на поверхность выходят породы второго слоя со скоростью до 5.2–5.6 км/с. В третьем слое мощностью 0.5–3 км (при наибольшей ее мощности 4–5 км в начальной части

профиля) скорость увеличивается до 5.6–6.0 км/с. Подошва этого слоя выделяется условно по небольшому скачку скорости до 0.1 км/с.

Важной характеристикой складчатых структур являются направление и углы падения осевых линий зон разломов, выделенных по геологическим данным и по сейсмическим структурным особенностям в зонах с аномальным уменьшением скорости. На разрезе (Рисунок 5.6) углы их падения изменяются в интервале 10–25° и только на юге Урюмской зоны разломов (420–440 км профиля) угол составляет 50°. При этом в южной части профиля, вплоть до Монголо-Охотского разлома (330 км), осевые линии таких зон падают на юг, тогда как в северной части, начиная с Могоча-Бушулейского разлома, направление падения изменяется на северное. На этой части профиля по сейсмическим характеристикам выделяются Нерчинская и Зелено-Озерская зоны, не обнаруженные по геологическим данным.

С учетом структурно-тектонических характеристик в представленном на Рисунке 5.6 разрезе можно выделить несколько крупных тектонических блоков в рамках схемы тектонического районирования ВСЕГЕИ [Цифровой каталог..., 2010]. Прежде всего это два блока в пределах Монголо-Забайкальской складчатой системы, резко отличающихся по структуре верхней коры, и с учетом данных геологического картирования – по природе их образования. Первый протяженностью 150 км ограничен Чиндагинским разломом на юге и Борзя-Газимурским структурным швом на севере характеризуется практически повсеместным присутствием осадочных отложений с пониженной скоростью до 3–4.2 км/с. Их мощность в среднем уменьшается с юга на север от 1–1.5 км до полного выклинивания в районе Кутомарской гранито-гнейсовой купольной структуры и Верхне-Удинского интрузивного массива и подстилается слоями со скоростями 5.0–5.5 км/с и 5.6–5.9 км/с. Второй блок (интенсивной складчатости, прослеженной до глубины 2–3 км) между Куренгинским структурным швом и Монголо-Охотским разломом протяженностью 100 км (250–350 км) отделен от первого Верхне-Удинским интрузивным массивом со скоростью 5.8–5.9 км/с и мощностью до 1 км. Глубже надежность данных уменьшается из-за затухания волн в первых вступлениях. Еще одной особенностью этого блока является распространение локальных наложенных прогибов, заполненных отложениями с пониженной до 3–4.2 км/с скоростью.



Интервал профиля 400–600 км соответствующий Западно-Становой складчатой системе характеризуется увеличенной до 2–2.4 км мощностью слоя со скоростью 5.8–6.0 км/с при чередовании мелких впадин, заполненных породами со скоростью 4.0–5.0 км/с и разделяющими приповерхностные блоки с повышенной до 5.2–5.5 км/с скоростью. Кроме того, здесь изменилось на северное направление падения осевых линий зон разломов.

Четвертый блок прослежен в интервале 550–700 км и соответствует Селенгино-Яблоневой складчатой системе. Она отличается от соседних пониженной интенсивностью складчатости и повышенной до 5.2–5.6 км/с скоростью. При этом латеральная скоростная неоднородность не сопровождается разломными зонами, сопряженными с локальными участками пониженной скорости, и наибольшее распространение имеют повышенные до 5.4–5.6 км/с ее значения. Обнаружена только одна зона разлома на 620 км профиля, маркируемая типичной впадиной, заполненной породами со скоростью 4.7–5.0 км/с, мощностью до 3 км. Осевая линия разлома падает в южном направлении, отличном от наблюдаемых в Западно-Становой складчатой системы [Региональное...районирование..., 2018; Melnik, Suvorov, 2018; Суворов, ..., Мельник, 2019].

Детально связь между сейсмическими характеристиками разреза и геологическими структурами рассмотрена в более крупном масштабе, чем на Рисунке 5.6, последовательно для отдельных частей профиля 0–220, 220–420, 420–700 км (Рисунки 5.7–5.9) [Региональное...районирование..., 2018].

Начальным участком профиля пересекается западный борт Газимурского синклинория шириной около 30 км (ПВ 4–7) и северо-восточное ограничение Западно-Урулюнгуйской грабен-синклинали шириной около 100 км (см. Рисунок 5.7, ПВ 9–16). Двухслойный чехол синклинория общей мощностью около 2 км заполнен породами со скоростью 3–3.2 км/с в верхнем слое и 5.0–5.3 км/с – в нижнем, тогда как в Западно-Урулюнгуйской грабен-синклинали в верхнем слое мощностью до 0.5–0.7 км скорость повышена и по латерали изменяется от 3.5 до 4.2 км/с. Изменения скорости объясняются возрастом пород от плейстоценового в первой до юрско-мелового во второй структурах. Мощность подстилающего слоя достигает 1 км при такой же скорости 5.0–5.2 км/с, как в Газимурском синклинории.

К фундаменту в этих впадинах можно отнести кровлю слоя пород на глубине 1.5–2 км со скоростью 5.6–5.8 км/с.

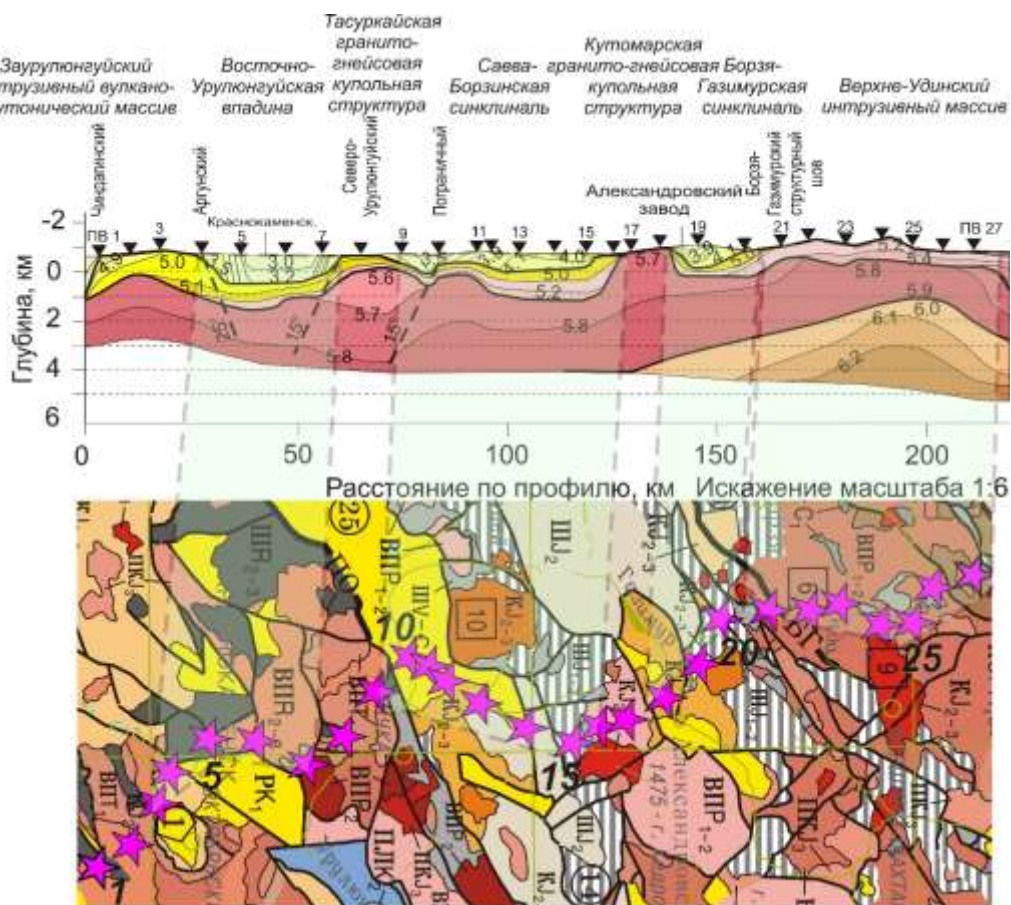


Рисунок 5.7 – Сопоставление сейсмических характеристик (вверху) и приповерхностных геологических данных (внизу, [Цифровой каталог..., 2010], см. Рисунок 5.5) на участке профиля 0–220 км (ПВ 0–27). Серыми трапециями показано соответствие участков профиля их положению на схеме, определяются по номерам пунктов возбуждения (треугольники на разрезе (см. Рисунок 5.6) и звездочки на схеме)

Впадины разделены Тусуркайской и Кутомарской гранитогнейсовыми близповерхностными купольными структурами пермо-триасового возраста, где скорость, характерная для гранитоидов, составляет 5.6–5.7 км/с. В расположенном севернее узком Борзя-Газимурском синклинии осадочные породы раннесреднеюрского возраста (ПВ 18–20, 140–160 км) мощностью до 1 км характеризуются скоростью 3.9–4.1 км/с. Мощность подстилающего слоя со скоростью 5.0–5.2 км/с также минимальна и на глубине около 1 км скорость увеличивается до 5.7–5.9 км/с. Далее, вдоль профиля, на участке между ПВ 20–28 на



поверхность выходят породы со скоростью 5.2–5.4 км/с, относящиеся к раннепермскому Верхне-Удинскому интрузивному массиву (см. Рисунок 5.7) [Региональное...районирование..., 2018]. В его пределах на глубине около 0.3–0.5 км скорость возрастает до 5.8–5.9 км/с и до 6.0–6.1 км/с на глубине 1.5–2 км. Массив на севере ограничивается Куренгинским структурным швом и сопряженной с ним одноименной раннесреднеюрской грабен-синклиналью (Рисунок 5.8, ПВ 28–29, 220–230 км), шириной около 8–10 км, заполненной осадками со скоростью 4.2–4.6 км/с.

Далее, участок профиля между ПВ 29 и 36 (230–290 км) пересекает Шандоронскую и Ундино-Даинскую средне-позднеюрские мелкие впадины, с различающимися значениями скорости в заполняющих их породах. В первой из них скорость 4.5–4.7 км/с, а во второй увеличивается до 5.0–5.4 км/с, что скорее всего объясняется различием их возраста (см. Рисунок 5.8). Мощность подстилающих слоев также минимальна, и породы с повышенными значениями скорости до 6.0 км/с оказываются приподнятыми на глубину до 1.5–2 км.

В ограничивающем их средне-позднеюрском Борщовочном интрузивном массиве (ПВ 36–38, 300–315 км) на поверхность выходят породы со скоростью 5.4–5.5 км/с, уменьшающейся к северу до 5.1 км/с и, возможным погружением на глубину 0.1–0.2 км с приближением к Монголо-Охотскому разлому. В пределах блока кровля пород со скоростью 5.8–6.0 км/с приподнята на малую глубину 1–1.5 км при локально повышенной почти до 4 км глубине залегания пород со скоростью около 6.1–6.2 км/с.

Зона Монголо-Охотского разлома (см. Рисунок 5.8, ПВ 39–40, 320–330 км) маркируется локальной впадиной, заполненной отложениями максимальной мощностью до 1 км с аномально пониженной до 2.5–2.7 км/с скоростью, соответствующей рыхлым кайнозойским отложениям. Ниже в узкой зоне, прослеженной до глубины около 2 км, скорость понижена до 4.8–5.1 км/с. Здесь же подстилающий слой со скоростью 5.8–9.0 км/с погружается глубину с отметками 1.8–3 км и затем поднимается до 0.8–2 км.

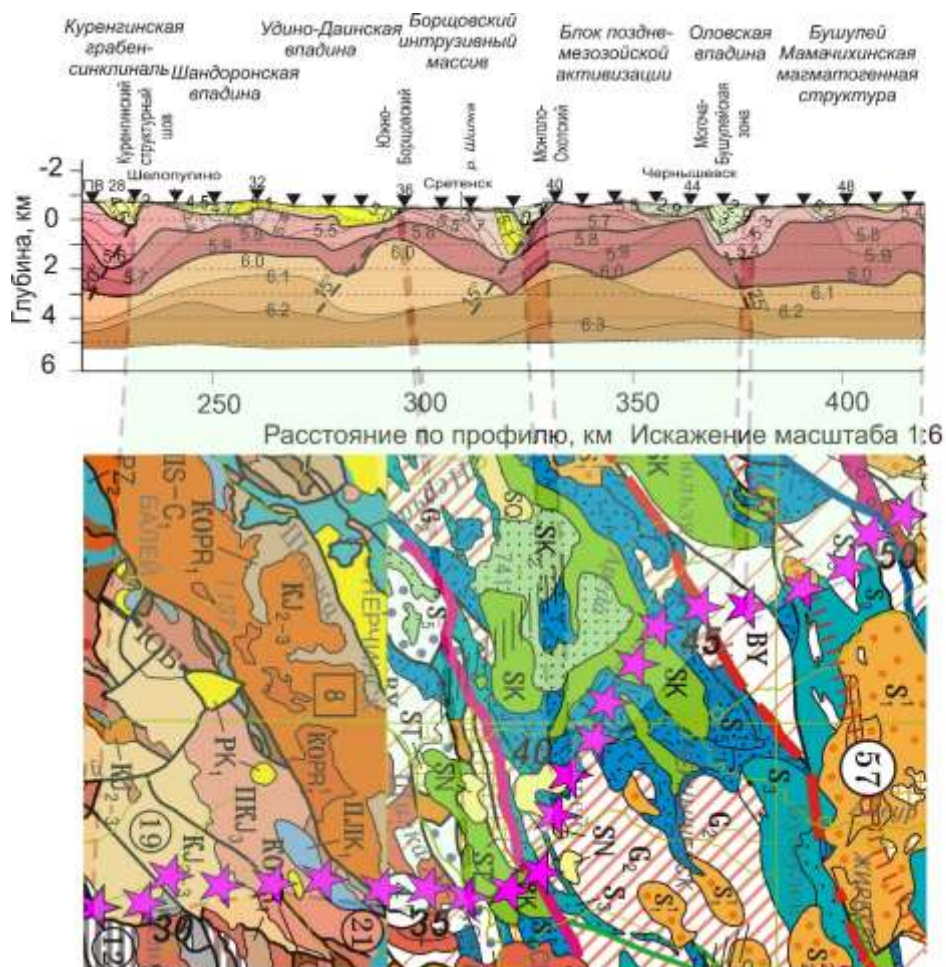


Рисунок 5.8 – Соответствие сейсмических (см. Рисунок 5.6) и геологических данных (Рисунок 5.5, [Цифровой каталог..., 2010]) на отрезке профиля 220–420 км (ПВ 28–50). Усл. обозн. см. на Рисунке 5.7

Далее, уже в пределах блока позднемезозойской активизации (см. Рисунок 5.8, ПВ 40–44, 330–370 км), на поверхность выходят породы палеозойского возраста со скоростью 5.5–5.7 км/с. Показателем возраста активизации является расположенная в пределах блока локальная впадина глубиной около 0.3–0.4 км, заполненная, как в зонах Монголо-Охотского и Могоча-Бушулейского разломов (окрестность ПВ 45, 375 км), молодыми отложениями со скоростью 2.5–2.9 км/с. Зона последнего характеризуется мощностью позднемезозойских низкоскоростных отложений, достигающих 1 км в Оловской впадине, шириной около 10 км и локальным относительно соседних блоков понижением скорости до 5.2–5.4 км/с во втором слое на глубине до 2 км.

Таким образом, можно предполагать, что блок позднемезозойской активизации с повышенной скоростью, ограниченный двумя зонами разломов (с противоположным направлением углов падения), является относительно приподнятым примерно 1 км. На это указывает отсутствие в его пределах слоя со скоростью 5.2–5.4 км/с, отмечающейся в соседних блоках [Региональное...районирование..., 2018].

К северу от Могоча-Бушулейской зоны разломов характер корреляции сейсмических и геологических данных изменяется (см. Рисунки 5.6, 5.8, 5.9 ПВ 46–74, 380–620 км). Так, для Саяно-Байкальская складчатая область, отделенная от Монголо-Забайкальской области блоком позднемезозойской складчатости (см. Рисунки 5.6, 5.8) характеризуется блоками с локальными изменениями скорости в приповерхностном слое от 5.2 до 5.6 км/с и разделяющими их зонами разломов (возможно, и контактами между магматическими телами). В подстилающем слое с изменяющейся от блока к блоку мощностью от 1 до 3 км, скорость повышается до 5.8–6.0 км/с (Рисунок 5.9). Причем разломные зоны располагаются на участках с пониженным рельефом, тогда как вне их рельеф относительно повышен. На тектонической схеме [Цифровой каталог, 2010] выделяемые блоки, как правило, отнесены к магматогенным структурам (Рисунки 5.5, 5.6, 5.9).

В Бушулей-Мамачихинской магматогенной структуре (ПВ 46–51, 380–425 км) слой пород со скоростью 5.2–5.4 км/с имеет минимальную мощность 0.3–0.4 км, которая увеличивается до 2 км на локальном южном его участке (см. Рисунок 5.8). В подстилающем слое мощностью около 2.5 км скорость составляет 5.7–6.0 км/с.

Бушулей-Мамачихинскую структуру ограничивает Нерчинская грабен-синклиналь (ПВ 50–54, 420–450 км) вместе с Урюмской разломной зоной в ее северной части (ПВ 52–53, 420–430 км), падающей на север под углом около 50°. Она сопряжена с Нерчинской грабен-синклиналью (ПВ 50–54, 420–450 км), в пределах которой наблюдается слой пород мощностью 0.5–0.7 км с относительно пониженной скоростью 4.2–4.5 км/с. Сейсмические характеристики указывают на присутствие крутого разлома, перекрытого толщей низкоскоростных осадков. Поэтому синклиналь может быть отнесена к деформационной структуре сжатия, прослеживающейся по согласному залеганию слоев до глубины около 3–3.5 км.

Судя по тектонической схеме [Цифровой каталог, 2010] (Рисунки 5.5, 5.9), участки с пониженной скоростью могут быть представляются цепочкой локальных прогибов триасового возраста, встроенных в блок деформированных протерозойских пород со скоростью 5.2–5.6 км/с [Региональное... районирование..., 2018].

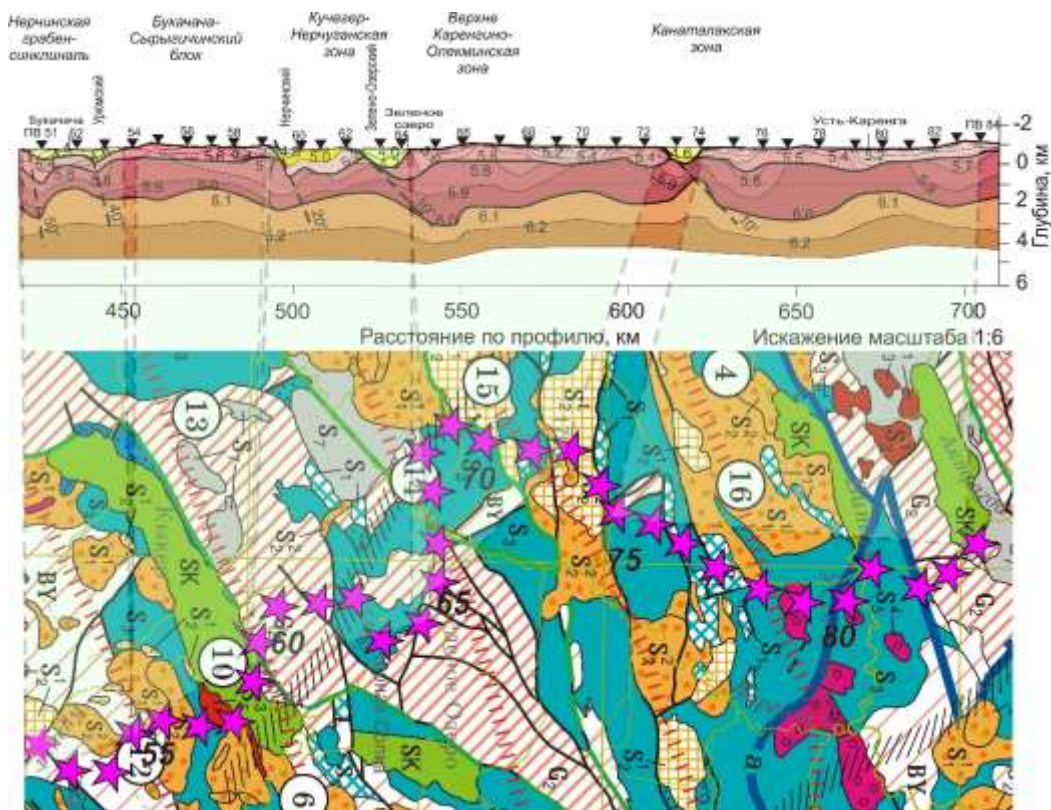


Рисунок 5.9 – Соответствие сейсмических (см. Рисунок 5.6) и геологических данных (см. Рисунок 5.5, [Цифровой каталог..., 2010]) на отрезке профиля 420–700 км (ПВ 50–84). Усл. обозн. см. на Рисунок 5.7

В приподнятом соседнем Букачача-Сырыгичинском магматогенном блоке (ПВ 54–59, 450–490 км) на поверхность выходят палеозойские породы со скоростью 5.3–5.6 км/с, возрастающей до 5.9–6.0 км/с на глубине до 2–2.5 км (см. Рисунок 5.9). Далее профилем пересекается Кучегер-Нерчуганская магматогенная зона с преимущественным распространением на поверхности пород рифейского возраста, мощность которых составляет 1 км при скорости 4.0–5.2 км/с. Южный борт зоны представлен Нерчинским разломом (ПВ 59–60, 490–500 км). В ее пределах выделяется пологий падающий разлом (Зелено-Озерский), контролирующий образование впадины (участок ПВ 62–64, 515–530 км), заполненной породами со скоростью 3.9–4.2 км/с и мощностью до 1 км. В южной части зоны выделяется

впадина с более высокой скоростью – до 4.8–5.2 км/с и мощностью до 1.5 км. Слой пород со скоростью 5.3–5.6 км/с, в Букачача-Сырыгичинском блоке, здесь не выделяется и под приповерхностным слоем с относительно небольшой мощностью до 1–1.5 км, скорость повышается до 5.7–6.0 км/с.

Приповерхностный слой мощностью до 1 км на участке профиля ПВ 64–72 (530–610 км) характеризуется значительными латеральными изменениями скорости от 5.2 до 5.6 км/с, обусловленными разным возрастом палеозойских пород от ордовика до триаса (Верхне-Каренгино-Олекминская и Канталакская зоны). На глубине до 2.5 км скорость увеличивается до обычных для Саяно-Байкальской области значений 5.7–6.0 км/с. Локальное уменьшение скорости до 4.7–5.0 км/с на глубине около 0.5 км в окрестности ПВ 73 (615 км профиля) соответствует нижнетриасовым породам (среди ордовикских отложений). Эту аномалию, с большой долей вероятности, можно отнести к разломной зоне, которая ограничивает рассматриваемый блок, отличающийся от соседних вариациями мощности и скорости в подстилающих породах (см. Рисунки 5.5, 5.9). Однако, пересечение профилем пространственно-неоднородной тектонической структуры, не позволяет объединять отдельные участки в единый блок.

В разрезе на финальном отрезке профиля ПВ 74–84 (620–708 км) только отмечаются значительные вариации скорости (5.2–6.0 км/с) в приповерхностных породах, связанных с их возрастом и свойствами. Например, локально повышенная скорость в окрестности ПВ 77 (640–650 км) коррелируется с блоком пород рифейского возраста.

Профиль пересекает ряд мелких геологических объектов, показанных на тектонической схеме [Цифровой каталог, 2010] и Рисунках 5.7–5.9, которые по сейсмическими данными не выделяются, поскольку наблюдения, направлены на выделение крупных неоднородностей, размерами, сопоставимыми с расстоянием между пунктами возбуждения в 7–8 км и более [Региональное...районирование..., 2018].

## 5.2. Региональное сейсмогравитационное структурно-тектоническое районирование земной коры Забайкалья

Предметом сейсмогравитационного моделирования является распределение плотности по локализованным аномалиям силы тяжести, относящимся к рассмотренным выше сейсмическим слоям верхней коры. Для этого используются изостатические аномалии (модель Эйри-Хейсканена), представленные отклонениями от уверенно коррелирующихся между собой (коэффициент  $R^2 = 0.97$ ) длинноволновыми сглаженными аномалий Буге и рельефом в круге радиусом 125 км. В результате разность между сглаженными значениями силы тяжести и аномалиями Буге – изостатические аномалии, характеризующие распределение плотности в земной коре. Исходными данными являются спутниковые цифровые модели рельефа DNSCO8 и соответствующего гравитационного поля в аномалиях Буге WGM2012.

Расчеты значений плотности в коре, согласованные с сейсмической структурой коры, выполнены Е.В. Павловым и В.Д. Суворовым по программе [Кочнев, Хворостенко, 1996]. При этом стартовые значения определяются по глобальному тренду скорость продольных волн – плотность [Brocher, 2005], которые уточняются методом оптимизации. Локальные аномалии значений ускорения силы тяжести для верхней коры до глубины 4–5 км, получены в результате редуцирования изостатических аномалий рассчитанными поправками за сейсмоплотностную модель нижней коры (между Мохо и подошвой третьего слоя). При этом невязки между финальными модельными и локальными аномалиями в среднем составляют не более 1–2 мГал.

Не проявляется в рельефе и протяженная (около 100 км) контрастная положительная изостатическая аномалия амплитудой до 35 мГал в центральной части профиля (Рисунок 5.10), отсутствующая в высокочастотной остаточной компоненте поля силы тяжести и обусловленная глубинной плотностной неоднородностью. Другие, менее протяженные аномалии Буге амплитудой от –25 до 15 мГал на интервалах профиля 180–210, 410–500, 515–560 и 625–674 км, которые хотя и коррелируют с рельефом, но скорее всего имеют более глубокие корни,



поскольку не полностью отражены в высокочастотной компоненте поля. Верхняя часть коры характеризуется локальными аномалиями силы тяжести амплитудой  $(-10) \div (+10)$  мГал с поперечными размерами 10–20 км (Рисунок 5.10). При этом уверенной корреляции между локальными аномалиями силы тяжести и рельефом не отмечается, при согласованной корреляции значений плотности во втором и третьем слоях, обусловленных, по-видимому, наложенной складчатостью.

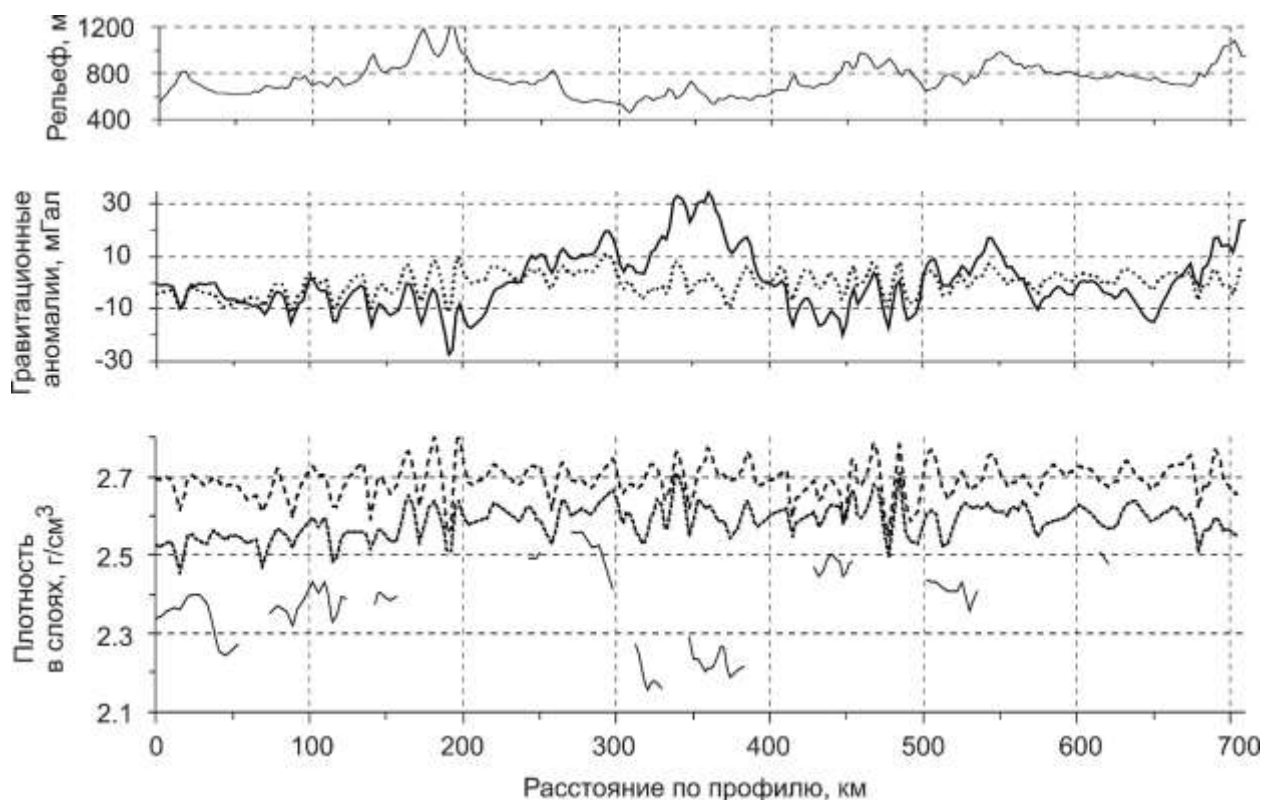


Рисунок 5.10 – Результаты сейсмогравитационного моделирования. В верхней части рисунка представлен рельеф, в средней – изостатические аномалии, характеризующие всю толщу коры (сплошная линия) и локальные аномалии, соответствующие гравитационному эффекту от трех слоев верхней коры (точечная линия). Изменения плотности в слоях показаны на нижнем рисунке отрезками сплошной линии для верхнего слоя в соответствии с участками его прослеживания, точечной – для среднего и штриховой – для нижнего (см. Рисунок 5.6)

Между значениями плотности и скорости (Рисунок 5.11) наибольший разброс (по плотности 2.18–2.5 г/см<sup>3</sup> и скорости 2.6–4.7 км/с характерен для прерывистого верхнего слоя, сложенного породами разного состава и возраста, залегающими во впадинах. Во втором и третьем слоях плотность значительно выше и составляет 2.42–2.65 и 2.58–2.80 г/см<sup>3</sup> соответственно, но интервал разброса ее значений уменьшается, как и диапазон изменения скорости 4.8–5.7 и 5.7–6.0 км/с. В среднем



тренд увеличения значений плотности со скоростью сохраняется, но при значительных локальных отклонениях [Региональное... районирование..., 2018], как и в использованных в работе данных [Brocher, 2005].

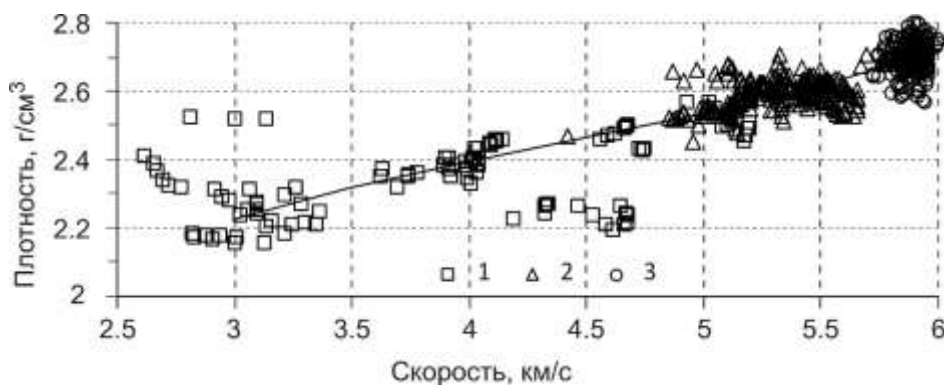


Рисунок 5.11 – Корреляция изменений плотности и скорости в слоях верхней коры. Условными знаками выделены: 1 – верхний, 2 – средний и 3 – нижний слой. Сплошной линией показано изменение плотности по [Brocher, 2005], использованное при расчетах в качестве априорных значений

Значительный разброс значений скорости и (или) плотности при незначительной величине невязок между остаточными и модельными гравитационными аномалиями определяется изменениями мощности слоев (отсутствуют при лабораторных измерениях) и латеральными вещественными неоднородностями верхней коры. Это определяет необходимость применения двумерного корреляционного анализа в зависимости от распределения неоднородностей вдоль профиля.

В соответствии с теорией подобия и размерности в механике, широко используемой в работе [Stüw, 2007], для наиболее простого двумерного корреляционного анализа необходимо использовать две переменные величины, характеризующие сейсмическую и сейсмоплотностную модели с одинаковой размерностью ускорения силы тяжести ( $m/s^2$ ). В качестве сейсмического параметра трехслойной модели используем отношение  $V^2/h$ , где средняя скорость  $V = \sum h_i / \sum h_i / v_i$  и  $h = \sum h_i$ . Такую величину обозначим как «сейсмическое ускорение» [Региональное... районирование..., 2018].

Переход от сейсмоплотностного слоистого разреза с величиной  $\sum h_i \cdot \rho_i$  и

размерностью ( $\text{кг}/\text{м}^2$ ) к гравитационному ускорению ( $\text{м}/\text{с}^2$ ) осуществляем умножением ее на гравитационную постоянную (размерность  $\text{м}^3/(\text{кг}\cdot\text{с}^2)$ ). В результате получаем обобщенный параметр ускорения силы тяжести в  $\text{м}/\text{с}^2$  (сейсмоплотностное ускорение), согласованный с сейсмическим разрезом.

Корреляция между нормированными на максимальные значения сейсмоплотностными ускорениями и остаточными (модельными) ускорениями силы тяжести имеет сложный характер (см. Рисунок 5.12, А). Не выделяются даже отдельные участки профиля хотя бы с локально коррелируемыми значениями. Например, не выделяется участок профиля 0–153 км с обширным облаком точек, хотя в сейсмическом разрезе он представлен отчетливо (см. Рисунки 5.6, 5.7). Не выделяются и другие участки, кроме, возможно, участка профиля 278–324 км, где при практически постоянном значении сейсмоплотностного ускорения нормированные локальные аномалии сейсмического изменяются в интервале  $(-0.2) \div (+0.6)$ .

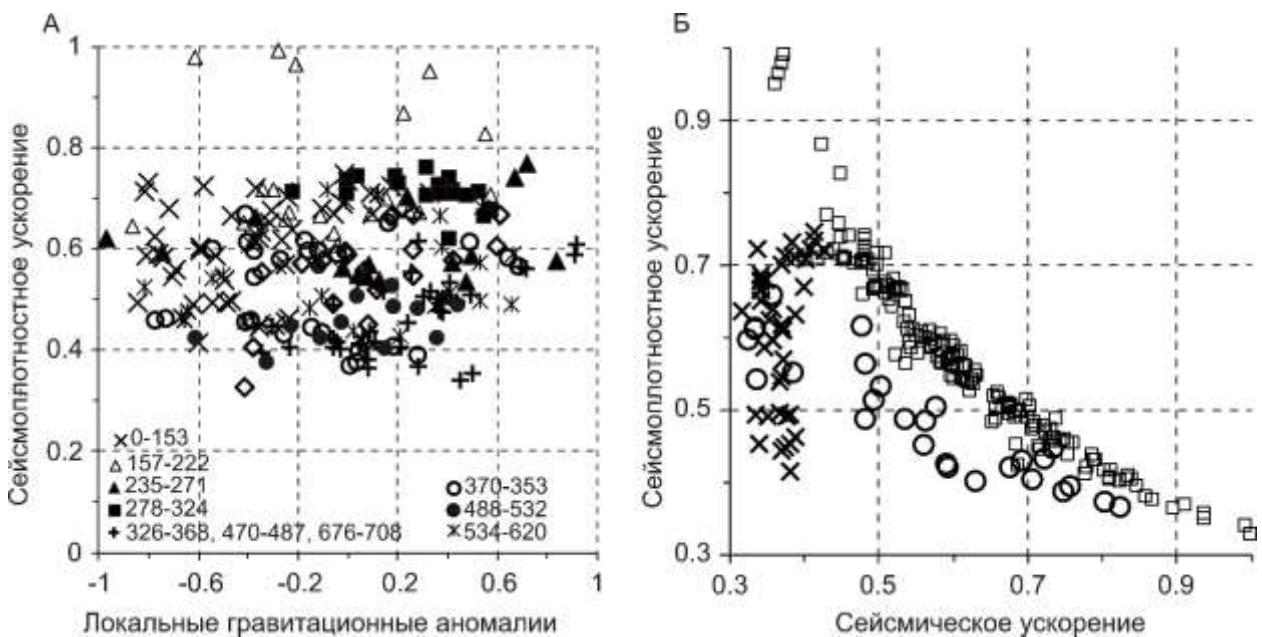


Рисунок 5.12 – Корреляция между нормированными значениями сейсмоплотностных и остаточных гравитационных аномалий (А) и между сейсмоплотностным и сейсмическим ускорениями (Б). В легенде на (А) разные знаки соответствуют отрезкам профиля (в км). На (Б) разными знаками выделены области, различающиеся характером корреляции

Сложный характер корреляции между сейсмоплотностным ускорением и остаточными гравитационными аномалиями объясняется тем, что последние

определяются суммарным отличием реальных плотностей от значения  $2.67 \text{ г/см}^3$ , использованного при расчете аномалий Буге, зависящих от высоты рельефа, глубины и мощности залегания сейсмических слоев с латерально изменяющейся плотностью (см. Рисунок 5.11). Это существенно затрудняет структурно-тектоническое районирование верхней коры только по гравитационным данным.

Вместе с тем корреляция между нормированными значениями сейсмоплотностного и сейсмического ускорений оказывается вполне упорядоченной с отчетливым их разделением на три группы (см. Рисунок 5.12, Б). Наиболее представительная часть (квадратики) характеризуется обратной зависимостью сейсмического ускорения с уменьшением сейсмоплотностного в соответствии с пропорциональностью по отношению к обобщенной мощности слоя верхней коры. Вторая, меньшая по количеству значений группа отличается другим трендом корреляции (кружки), с заметным их разбросом. Корреляция в третьей группе данных (косые крестики) характеризуется малыми изменениями сейсмического ускорения при значительных вариациях сейсмоплотностного.

В целом корреляцию между сейсмическим и сейсмоплотностным ускорениями можно использовать для структурно-тектонического районирования верхней коры (Рисунок 5.13). Так, третья группа с аномальной корреляцией (косые крестики, см. Рисунок 5.12, Б) уверенно локализует начальную часть профиля (интервал 0–180 км), слабо проявленную в изменениях локальных гравитационных аномалий, разве только по общему тренду их роста с рельефом и сейсмическим ускорением. Вместе с тем на сейсмическом разрезе эта структурная аномалия соответствует значительному прогибу, заполненному породами с относительно пониженной скоростью, осложненному магматическими блоками (Борзя-Газимурская синклиналь) вместе с ограничивающим ее Борзя-Газимурским структурным швом (см. Рисунки 5.6, 5.7, 5.13). Существенно, что сейсмические структуры, подобные этой, на профиле больше не отмечаются (см. Рисунки 5.6, 5.7) [Региональное...районирование..., 2018].

Другая часть наблюдений (кружки на Рисунках 5.12, 5.13) характеризует три участка профиля 315–325, 360–380 и 420–440 км, первые два из которых соответствуют Монголо-Охотской и Могоча-Бушулейской зонам разломов,

ограничивающих блок позднемезозойской активизации, который, в свою очередь, разделяет Монголо-Охотскую и Саяно-Байкальскую складчатые области (см. Рисунки 5.6, 5.8). Третий участок относится к Нерчинской грабенсинклинали (400–430 км), разделяющей Бушулей-Мамачихинскую магматогенную структуру (375–420 км) и Букачача-Сырыгичинский блок (430–500 км), Рисунки 5.8, 5.9). Почему в эту группу данных не попали другие разломные зоны (грабен-синклинали) остается пока непонятным. Предположительно, они имеют другую природу, связанную с зонами контактов магматических массивов с вмещающими породами, но это требует более детального исследования.

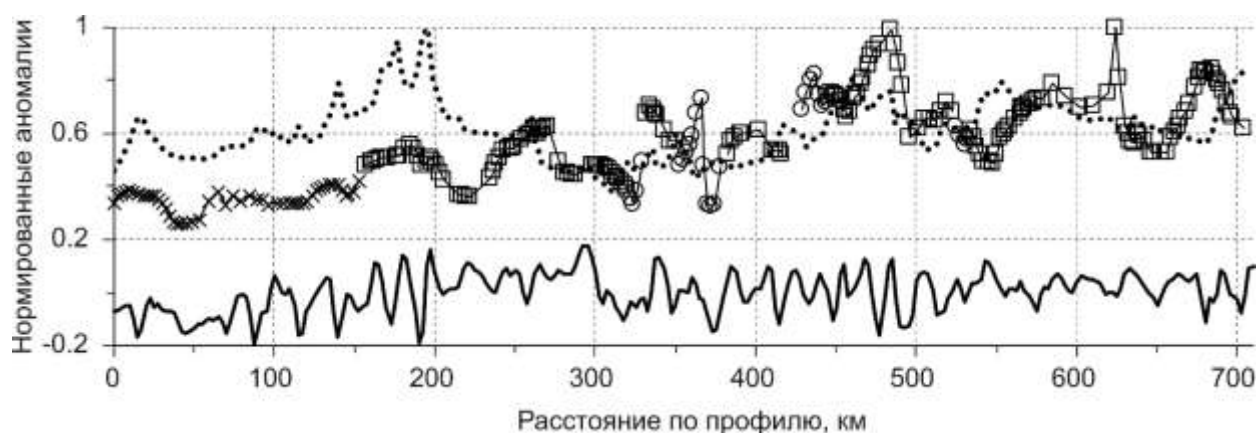


Рисунок 5.13 – Латеральные изменения нормированных аномалий рельефа (пунктирная линия), остаточных гравитационных аномалий (сплошная, для удобства изображена в уменьшенном масштабе) и сейсмического ускорений для верхней части коры. Усл. обозн. см. на Рисунке 5.12

Между разломами относительно повышенные и пониженные аномалии сейсмического ускорения (наиболее многочисленная группа данных) указывают на сглаженные, локально менее контрастные структурные, скоростные и плотностные особенности коры (см. Рисунок 5.13). Так, пониженные аномалии на участках Куренгинского структурного шва (см. Рисунки 5.6, 5.8, 5.13) Куренгинской грабен-синклинали с прибортовыми участками (200–240 км) под северным бортом Зелено-Озерской разломной зоны (окрестность 550 км профиля) и в окрестности 650 км, указывают на погружение подошвы третьего слоя коры. Наоборот, повышенные аномалии сейсмического ускорения в пределах Букачача-Сырыгичинского блока (450–490 км) и на участке безымянной зоны (630–660 км) (Рисунки 5.6, 5.9, 5.13,) соотносятся с утонением слоя приповерхностной коры.

Следует отметить, что прослеживаемость по глубине плотностных неоднородностей подчеркивает условность выделения протяженных сейсмических слоев в складчатой структуре верхней коры, осложненной глубинными магматическими образованиями, и трудность интерпретации их природы только по сейсмическим данным без привлечения дополнительных геолого-геофизических характеристик.

Таким образом, опыт применения данных МПВ в комплексе с гравиметрией показывает эффективную возможность решения задачи регионального структурно-тектонического районирования приповерхностной складчатой части коры Забайкалья. Уверенно выделяются пологонаклонные региональные разломы (с сопутствующими наложенными впадинами мезокайнозойского возраста), разделяющие крупные тектонические структуры и магматические блоки со специфическими сейсмическими характеристиками, прослеженными на глубину до 4–5 км. Корреляция сейсмотектонических структур с минерагеническими зонами в соответствии с геологическими данными, определяющими блоковую спецификацию может быть использована при региональном прогнозировании районов, перспективных на поиск месторождений полезных ископаемых [Региональное...районирование..., 2018].

Вопрос об оценке надежности прослеживания геологических объектов на глубину по данным преломленно-рефрагированных волн, сглаживающих реальные границы геологических неоднородностей, требует дополнительных более детальных исследований (с привлечением данных ОГТ) на отдельных локальных участках профиля совместно с геологическими данными.

### **5.3. Петрофизическая интерпретация сейсмоплотностной структуры земной коры Муйской впадины**

Ключевой сложностью интерпретации сейсмических данных, решаемой на протяжении многих лет, является согласование геотектонических и геофизических параметров. Наиболее отчетливо это проявляется при интерпретации данных глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), когда геологические наблюдения на

обнаженных участках консолидированной коры в пределах щитов и складчатых областей показывают сложную тектоническую структуру, резко контрастирующую с пологим залеганием сейсмических границ и изолиний скорости. Это выражается в различии между данными ГСЗ и близвертикальными отражениями (метод – ОГТ) [Литвиненко и др., 1989; Mooney W., Meissner R., 1992; Crustal root, 1996; Дружинин, Каретин, 1999; Diaconescu C., Knapp J., 2002; Геотраверс «Гранит» ..., 2002]. Известны качественные объяснения того, что пологие скоростные структуры отражают состояние вещества, обусловленного давлением и температурой [Christensen, 1989, 1995], а крутонаклоненные оси синфазности (отражающие элементы волнового поля) в большей степени связаны с трещиноватостью и при их определенной упорядоченности могут быть соотнесены с разломами [Nemeth et al., 2005]. Задача исследования состоит в поиске способа разделения эффектов, связанных с влиянием вещественного состава или состояния вещества и геотектоникой (трещиноватостью).

Разделить эти эффекты возможно не только по значениям скорости продольных (P) и поперечных (S) волн и плотности ( $\rho$ ) в земной коре, но также степени их изменения с глубиной [Буллен, 1966; Inferring upper-mantle..., 2003; и др.]. Для мантии было предложено использовать коэффициента химической неоднородности ( $\eta$ ) [Магницкий, 1955; Буллен, 1966], определяемый изменениями модуля сжатия и плотности с глубиной, применявшийся ранее для глубоких оболочек Земли

$$\eta = dK/d\rho - (1/g) d\Phi/dz,$$

где  $K$  – модуль сжатия,  $p = \rho g z$  – литостатическое давление,  $g$  – ускорение силы тяжести,  $\Phi = K/\rho = V_p^2 - (4/3)V_s^2$ ,  $\rho$  – плотность,  $z$  – глубина,  $V_p$ ,  $V_s$  – скорость продольных и поперечных волн.

Теоретически величина  $\eta$  равна единице для однородных областей, в которых изменение скорости и плотности происходит только за счет литостатического давления, и отличается от нее при вещественных неоднородностях и фазовых переходах. При использовании этого коэффициента для разделения вещественной неоднородности и трещиноватости в земной коре применяется термин коэффициента петрофизической неоднородности [Суворов, Мельник, 2008; Мельник и др., 2014, 2016; Melnik et al., 2016].

Изменения этой величины рассматриваются ниже на примере распределения аномалий скоростей P-, S- волн, плотности и полученного на их основе двумерного распределения коэффициента петрофизической неоднородности для верхней части земной коры в районе Муйской впадины [Мишенькина, Мишенькин, 2004], расположенной на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) и Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП), а также изменение  $\eta$  на образцах горных пород при всестороннем сжатии [Суворов, Мельник, 2008; Мельник и др., 2014, 2016; Melnik et al., 2016].

**Коэффициент петрофизической неоднородности в земной коре и по лабораторным измерениям на образцах горных пород.** Графики изменения скорости продольных и поперечных волн с глубиной в осредненной одномерной модели земной коры и верхов мантии БРЗ и ЯКП [Детальные...исследования..., 1993] представлены на Рисунке 5.14.

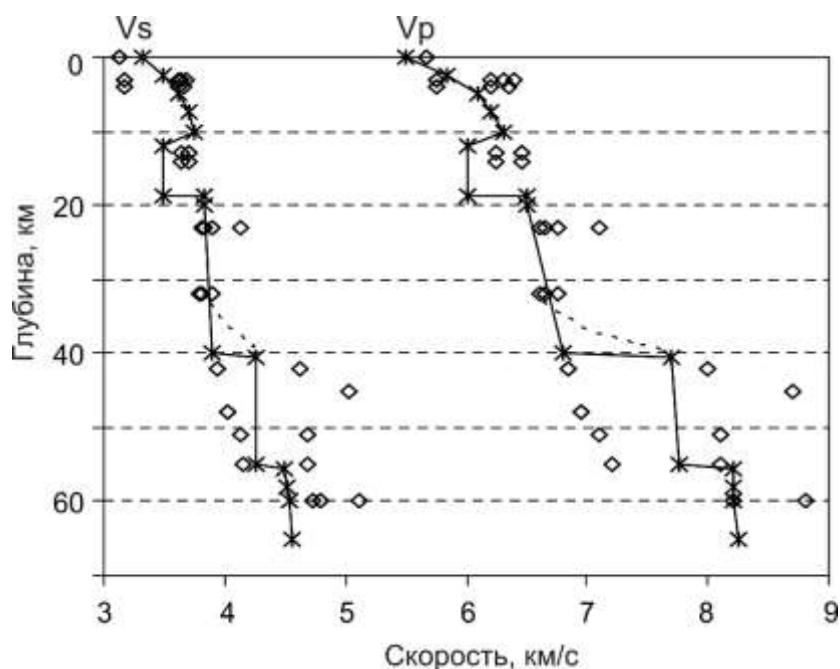


Рисунок 5.14 – Изменение скорости продольных и поперечных волн в земной коре и верхах мантии БРЗ (звездочки) и ЯКП (ромбики). Штриховой линией показан переходный слой кора-мантия в БРЗ

Отдельно отмечается существование переходного слоя кора-мантия под Муйской впадиной и по поперечным волнам [Мишенькина, Мишенькин, 2004]. В ЯКП эти скорости в коре вдоль профиля ГСЗ Моркока-Полярный-Муна



существенно изменяются не только по глубине, но и по латерали [Суворов, Мельник и др., 2005а, 2005б; Суворов, Мельник 2008] в соответствии с основными закономерностями распределения скорости продольных волн [Использование..., 1987]. При этом построить осредненную зависимость скорости от глубины затруднительно, поэтому на Рисунке 5.14 приведены значения средней скорости в достаточно однородных блоках земной коры, отнесенные к серединам соответствующих интервалов глубины залегания слоев. Таким образом, наблюдающийся разброс данных на Рисунке 5.14 обусловлен горизонтальной неоднородностью как земной коры, так и верхов мантии.

Модуль всестороннего сжатия  $K$ , входящий в уравнение для коэффициента петрофизической неоднородности, рассчитывается по распределению плотности и ее изменениям с глубиной. Для района ЯКП они получены по результатам гравитационным моделированием, с использованием сейсмической структуры земной коры и верхов мантии [Суворов, Мельник и др., 2005а, 2005б; Суворов, Мельник 2008]. Исходя из предположения, что с увеличением скорости продольных волн плотность также возрастает, и области с одинаковой скоростью имеют примерно одинаковую плотность, сейсмический разрез разбивается на ряд крупных однородных блоков со средней скоростью, для которых подбираются значения плотности так, чтобы они удовлетворяли наблюдаемому гравитационному полю [Суворов, Мельник и др., 2005а]. Для БРЗ использовались одномерные зависимости из работы [Детальные...исследования..., 1993].

На графике корреляционной связи между скоростью продольных волн и плотностью (Рисунок 5.15), видно, что между рассматриваемыми величинами отмечается линейная зависимость с небольшим разбросом данных. С использованием этой зависимости при известном градиенте нарастания скорости с глубиной в каждом из блоков коры оценивается и градиент изменения плотности, необходимый для расчета изменения модуля сжатия в зависимости от изменения давления  $dK/dP$ . Давление на глубине предполагается литостатическим и рассчитывается при заданной плотности в конкретном интервале глубин с учетом блоковой структуры. Расчеты показывают, что погрешность определения коэффициента  $\eta$  и коэффициента Пуассона сопоставимы. Так, при погрешности

определения скоростей и плотности в 3 % ошибка в определении  $\eta$  возрастает до 10–15 % и коэффициента Пуассона до 15–20 %.

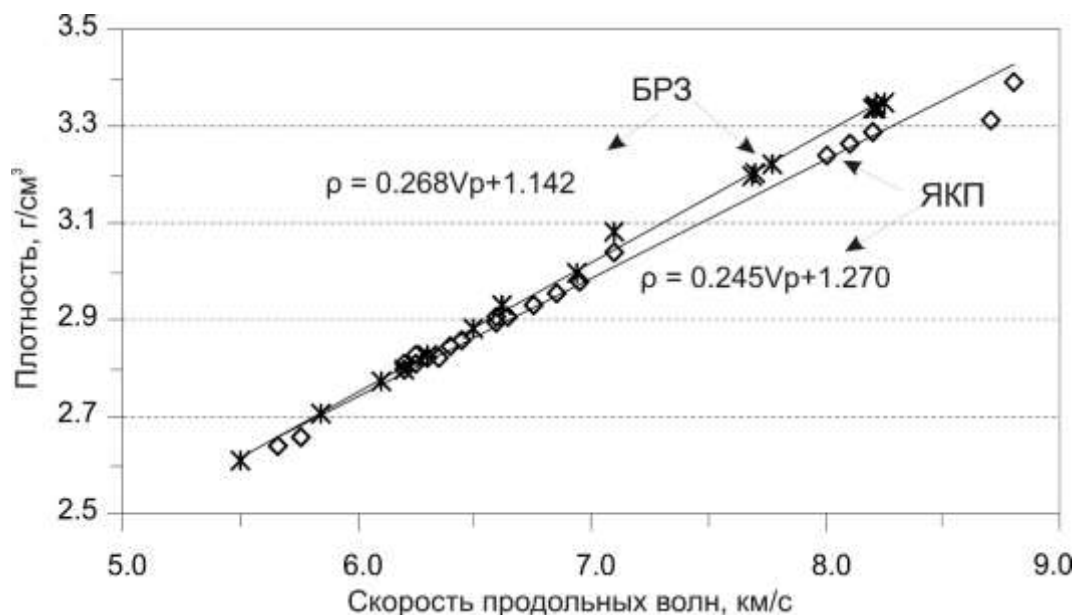


Рисунок 5.15 – Корреляционные связи между скоростью продольных волн и плотностью в земной коре и верхах мантии БРЗ и ЯКП

Таким образом, лишь в отдельных случаях по значениям и характеру изменения упругих характеристик (коэффициентов  $\sigma$  и  $\eta$ ), соотнося их с лабораторными измерениями на образцах горных пород, можно определить (ограничить) тип горных пород, слагающих земную кору и верхи мантии и объяснить возможную природу различий между  $\sigma$  и  $\eta$ . Это может быть обусловлено недостаточной представительностью данных по образцам, но также и неучетом различий в их химическом составе, микроструктуре и состоянии, в котором породы находятся в естественном залегании. Возможна также и значительная зависимость изучаемых параметров от масштаба исследуемых объектов. Действительно, натурные данные ГСЗ характеризуют блоки литосферы размером в первые десятки километров, тогда как размеры образцов при лабораторных измерениях составляют сантиметры. Соответственно различаются и частоты сейсмических колебаний, являющихся основным инструментом исследований. В горном деле имеются некоторые сведения о значительном влиянии масштаба на скорость сейсмических волн, прочностные и деформационные характеристики горных пород, правда в приповерхностных

условиях [Савич, 1979]. Таких данных явно недостаточно, и нет полной ясности в зависимости масштабного эффекта от изменения состояния пород с глубиной.

С целью оценки возможности применения коэффициента  $\eta$  для разделения эффектов, связанных с трещиноватостью и вещественным составом, рассматриваются результаты лабораторных измерений на образцах различных типов горных пород, подвергнутых всестороннему сжатию. При этом вещественный состав остается постоянным, а вариации параметра  $\eta$  будут связаны только с изменением напряженного состояния вещества. Для этого используется сводка результатов лабораторных измерений, где для отдельных образцов ультраосновных, основных, средних и метаморфических групп пород при всестороннем давлении ( $P$ ) 0.1, 100, 500, 1000, 1500 МПа были определены значения скоростей  $P$ -,  $S$ - волн и плотности [Баюк, Лебедев, 1988; Sobolev, Babeyko, 1994].

Результаты расчета изменения коэффициента  $\eta$  с давлением (глубиной) по измерениям на образцах горных пород представлены в обобщенном виде на Рисунке 5.16. Видно, что при неизменном вещественном составе образца породы при изменении давления (глубины), коэффициент петрофизической неоднородности не равен 1, как следовало бы ожидать, а изменяется в пределах 1–50. Особенно ярко это иллюстрируется на примере метаморфических пород со значением  $\eta$  равным 1 при малых давлениях для биотит-мусковитового гнейса и максимальных  $\eta$  равных 50 для эцлогита также при низких давлениях [Мельник и др., 2016; Melnik et al., 2016].

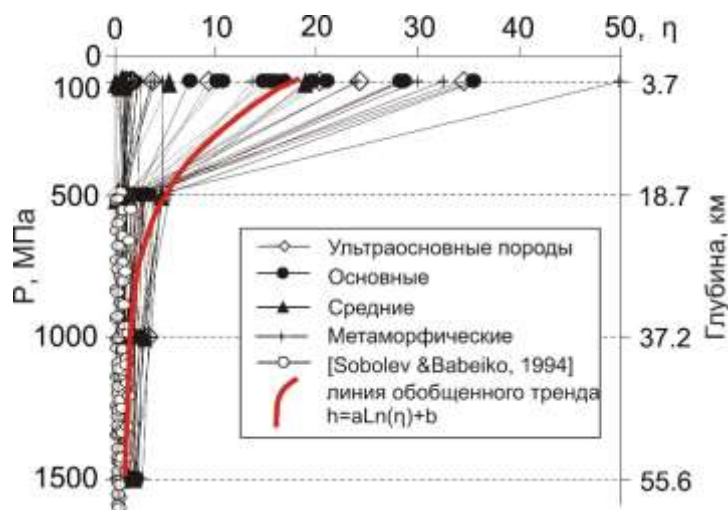


Рисунок 5.16 – Изменения параметра  $\eta$  с давлением (глубиной) по измерениям на образцах горных пород [Баюк, Лебедев, 1988; Sobolev, Babeyko, 1994]

Наибольшее изменение  $\eta$  для различных образцов отмечается только при пониженном до 100–300 МПа давлении и резко уменьшается при увеличении давления свыше 500 МПа (глубина около 20 км), что может быть связано с закрытием трещин и различающейся при этом реакцией минеральных компонент пород на давление [Мельник и др., 2016]. Доказательством того, что изменение  $\eta$  связано с закрытием трещин, служат результаты численного анализа изменений скорости распространения упругих волн при различных сжимающих напряжениях сухих (без трещин) теоретических моделей магматических пород (гранита, гранодиорита, габбро, оливинового габбро, пироксенита, шпинели лерцолитовой) [Sobolev, Vabeuko, 1994]. Рассчитанный для таких нетрещиноватых пород коэффициент  $\eta$  оказывается близким к единице во всем диапазоне изменений минерального состава и давлений (см. Рисунок 5.16) [Мельник и др., 2016]. Следовательно, для реальных образцов пород можно определить средний корреляционный тренд изменения  $\eta$  с глубиной (давлением)  $h$  в виде  $h = a \ln(\eta) + b$ , относящийся к трещиноватости, а отклонения от него к характеристикам, связанным с вещественным составом [Мельник и др., 2016].

**Петрофизическая неоднородность и структурно-вещественные компоненты земной коры БРЗ.** Изменения сейсмических и плотностных характеристик в земной коре и верхах мантии происходят не только с глубиной, но и по латерали, что требует двумерного представления данных. Разделение трещиноватости и относительных вариаций вещественного состава горных пород по изменениям коэффициента  $\eta$  выполняется по данным ГСЗ, при известных значениях скорости продольных, поперечных волн и плотности пород в земной коре. В данном случае рассмотрим два профиля ГСЗ (Янчуй–Леприндо (I) и Баунт–Орон (II)), пересекающих Муйскую впадину, расположенную на северо-восточном фланге Байкальской рифтовой зоны [Детальные...исследования..., 1993; Мишенькина, Мишенькин, 2004] (Рисунок 5.17). По геологическим данным, северо-восточный фланг БРЗ находится в зоне развития Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса, сложенного породами метаморфизованного эвгеосинклинального комплекса раннего протерозоя, которые залегают на раздробленном архейском фундаменте [Структура..., 2007]. Выделяются Муйская и Нечерская структуры дорифейского

складчатого основания в виде отдельных гранитометаморфических поднятий. Складчатые комплексы Байкало-Витимского пояса частично перекрыты терригенными отложениями наложенных впадин (Муйской, Чарской, Баунтовской).

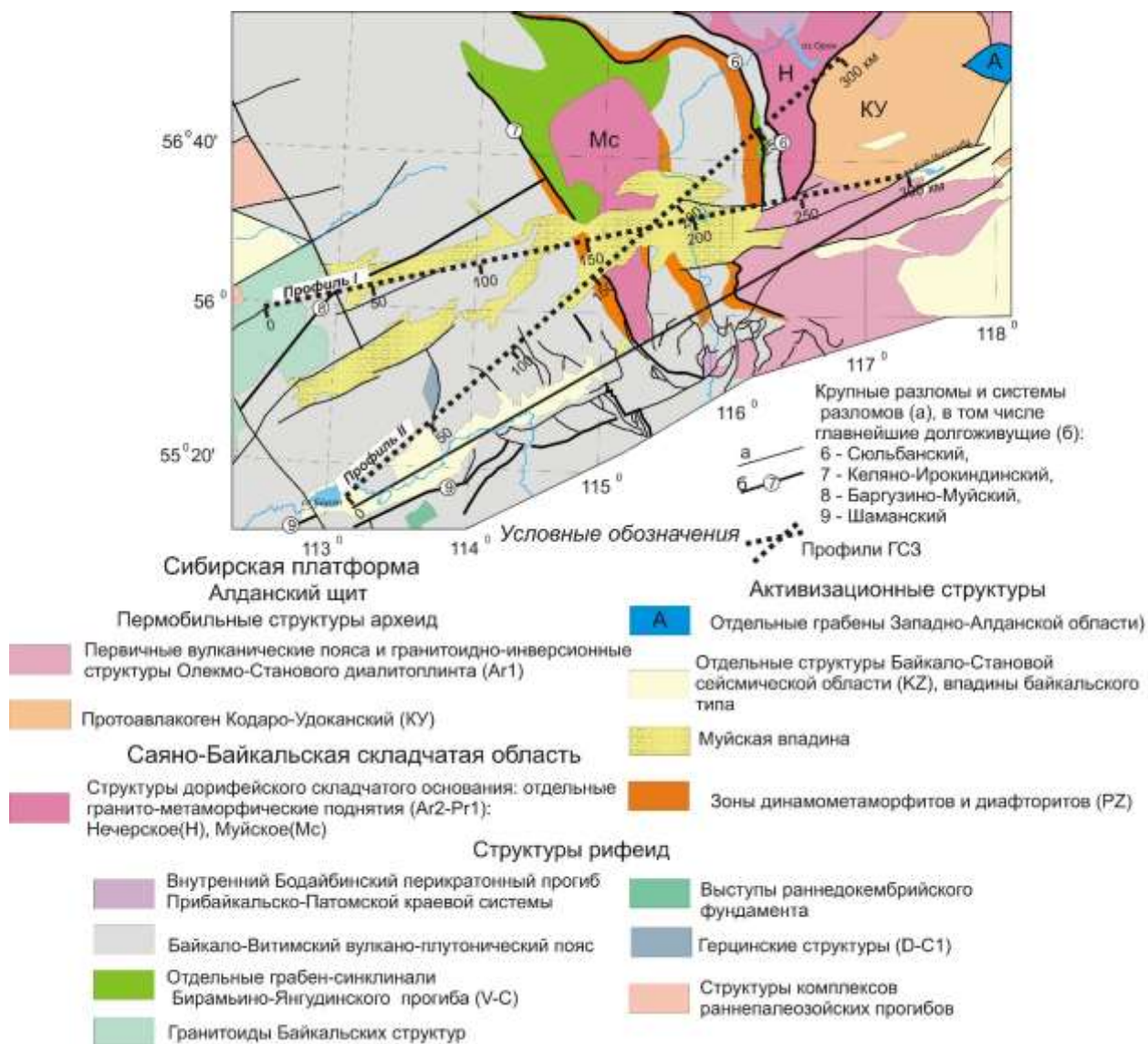


Рисунок 5.17 – Обзорная тектоническая схема северо-восточного фланга БРЗ [Государственная...карта ..., 2010]. Профили ГСЗ показаны штриховыми линиями: I – Янчуй–Леприндо и II – Баунт–Орон

Скоростной разрез, построенный по данным продольных рефрагированных волн показан на Рисунке 5.18, А [Мишенькина, Мишенькин, 2004], где видно, что скорость продольных волн существенно изменяется как с глубиной, так и по латерали. В верхах коры она изменяется в интервале 5.3–5.7 км/с, в средней увеличивается до 6.0–6.4 км/с и на глубине 30–35 км достигает 6.6 км/с.

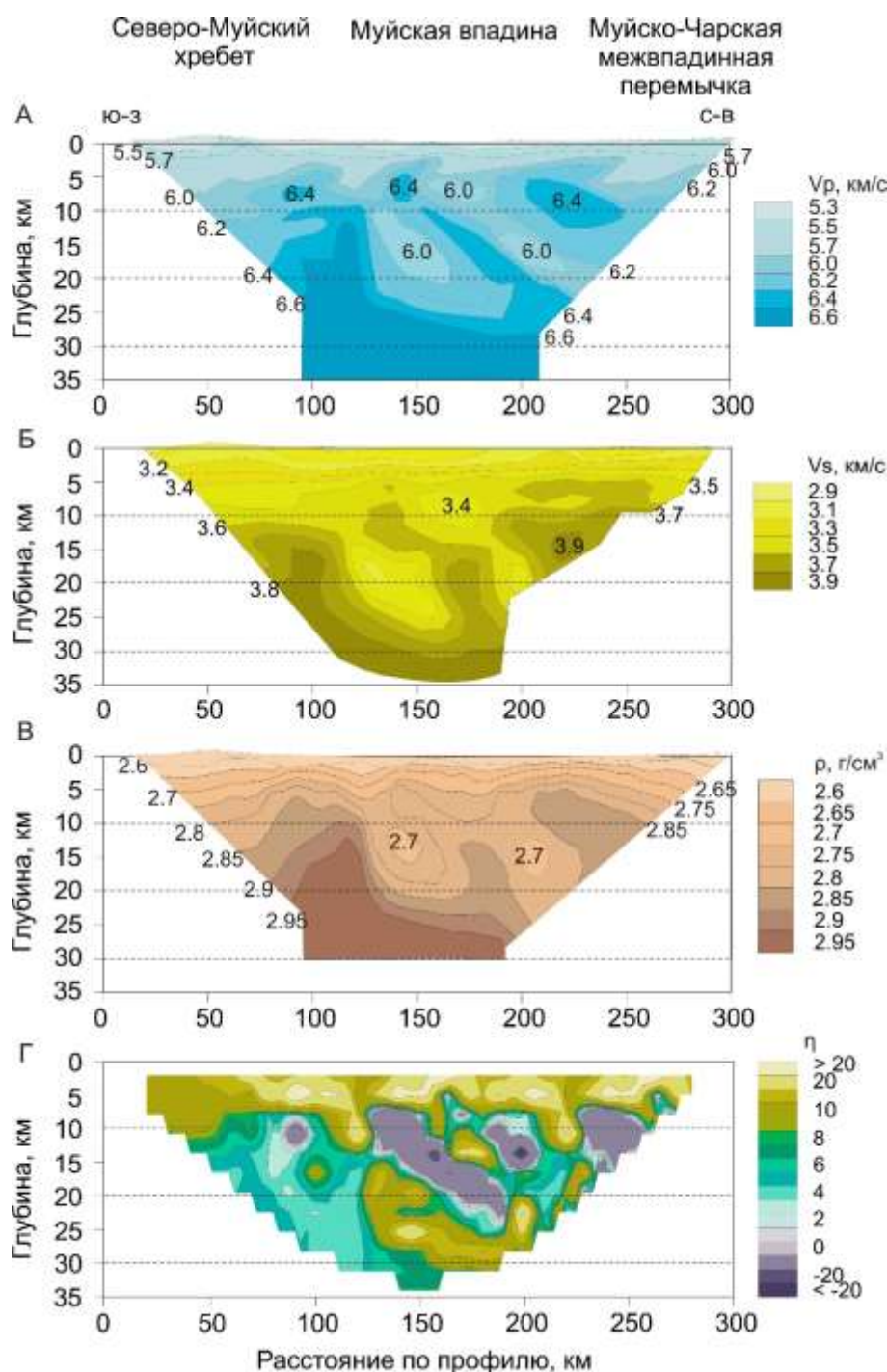


Рисунок 5.18 – Геофизические модели земной коры по профилю I (см. Рисунок 5.29) по данным P– волн (А), S– волн (Б), плотностная (В) и петрофизическая (Г)

Крупные аномалии наблюдаются преимущественно в средней коре в виде чередующихся узких наклонных под углом около  $75^\circ$  зон пониженной до 6.0 км/с и повышенной до 6.4 км/с скорости. В верхней коре скорость поперечных волн с глубиной 0–5 км увеличивается в интервале 2.9–3.2 км/с (Рисунок 5.18, Б), в средней коре от 3.4 до 3.9 км/с, также при наклонных латеральных низкоскоростных



аномалиях. Видно, что изменения  $V_p$  и  $V_s$  по глубине и горизонтали не вполне подобны. В приповерхностной части разреза (до глубины 5–8 км) изменение  $V_p$  более контрастно. Также различается положение аномалий скоростей на глубине более 10 км.

Для получения распределения плотности в земной коре используется корреляционная зависимость, полученная по результатам гравитационного моделирования с учетом сейсмической структуры коры БРЗ  $\rho = 0.29V_p + 0.99$  [Структура..., 2006]. В соответствии с таким трендом в верхней коре значения плотности изменяются от 2.62 до 2.95 г/см<sup>3</sup>, и в целом плотностные аномалии повторяют распределение аномалий скорости (Рисунок 5.18, В). Пониженные значения плотности до 2.72 г/см<sup>3</sup> фиксируются на глубинах до 15 км в виде двух наклонных зон под Муйской впадиной. Более высокие ее значения от 2.83 до 2.95 г/см<sup>3</sup> характерны для средней коры в юго-западной части профиля.

По двумерным распределениям  $V_p$ ,  $V_s$  и  $\rho$  рассчитываются, в соответствии с детальностью сейсмических наблюдений, значения коэффициента петрофизической неоднородности  $\eta$  (Рисунок 5.18, Г) по сетке с размером 2x10 км (2 км по вертикали), и значения  $\eta$  относятся к центру прямоугольников. Получено, что величина  $\eta$  в среднем изменяется от 20 в верхней части разреза и уменьшается с глубиной до 4–6. Так, в разрезе отчетливо выделяется верхний слой коры мощностью до 5–8 км с преимущественно повышенными значениями  $\eta$  в узких зонах, проникающими на глубину 12–15 км. В интервал глубин 10–20 км коэффициент  $\eta$  изменяется в диапазоне от 20 до -20 в пределах узких протяженных и наклонных зон, наблюдаемых в районе Муйской впадины, достигающих глубины 20–25 км. Природа отрицательных значений  $\eta$ , связанных с величиной  $V_s$ , в виде наклонных низкоскоростных зон пока непонятна [Мельник и др., 2016].

Вдоль профиля II скорость  $V_p$  также значительно изменяется по латерали и с глубиной (Рисунок 5.19, А). В верхнем слое мощностью 2–5 км ее значения изменяются в интервале 5.4–6.0 км/с при локальном погружении изолинии скорости 6.0 км/с в центральной части профиля под Муйской впадиной до глубины 7 км. В средней коре выделяются отдельные блоки с скоростью  $V_p$ , изменяющейся по



латерали от 6.0 до 6.6 км/с, которая на глубине 30 км на локальном участке увеличивается до 6.8 км/с.

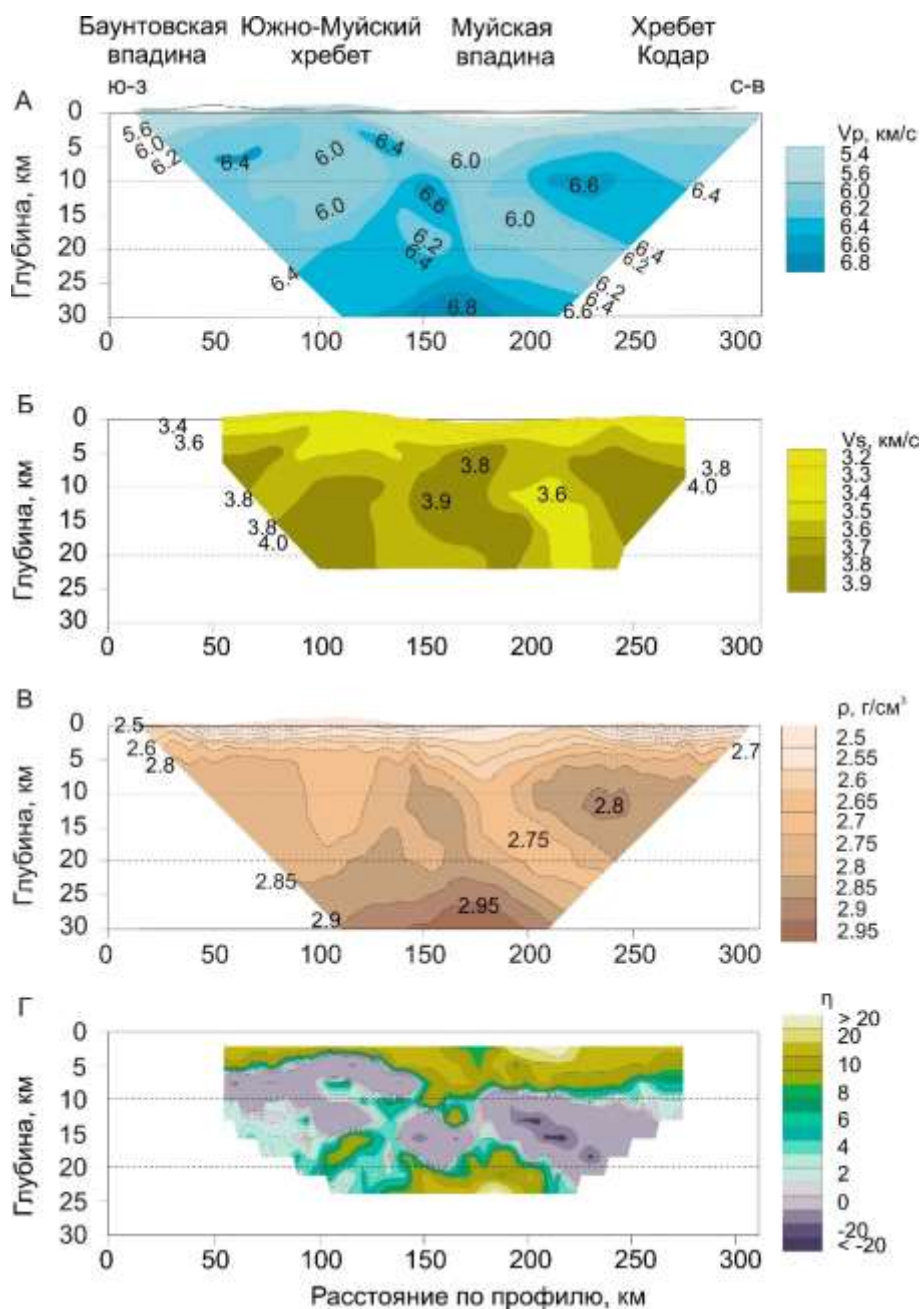


Рисунок 5.19 – Геофизические модели земной коры по профилю II (см. Рисунок 5.17). по данным P– волн (А), S– волн (Б), плотностная модель (В) и петрофизическая модель (Г)

Верхняя кора характеризуется скоростью  $V_s$  3.2–3.6 км/с (Рисунок 5.19, Б), где прогиб, выраженный в изолинии  $V_p$  6.0 км/с по  $V_s$  оказывается не столь выразительным. Значения  $V_s$  в неоднородной средней коре увеличиваются с глубиной от 3.6 до 4.0 км/с в чередующихся по латерали высокоскоростных (до

3.9 км/с) и низкоскоростных (3.6 км/с) блоках. Видно, что, как и на профиле I, положение аномалий скоростей P– и S– волн и их контрастность на глубине более 10 км не вполне подобны.

Значение плотности в земной коре изменяется от 2.5 до 2.95 г/см<sup>3</sup>, в соответствии с распределением аномалий  $V_p$  по корреляционному тренду (Рисунок 5.19, В). В слое верхней коры мощностью 5–7 км плотность изменяется от 2.5 до 2.75 г/см<sup>3</sup> с отчетливо выраженным понижением значений под Муйской впадиной. В средней коре она изменяется от 2.75 до 2.85 г/см<sup>3</sup>. Лишь на юго-западном фланге профиля и в районе Муйской впадины значение плотности в средней коре уменьшается до 2.7 г/см<sup>3</sup> в двух узких зонах, проникающих на глубину 15–20 км.

Так же как и для предыдущего профиля, с использованием двумерных распределений скорости продольных, поперечных волн и плотности рассчитано изменение коэффициента петрофизической неоднородности (Рисунок 5.19, Г), значения которого варьируются от –20 до 20. Наиболее повышенные значения коэффициента  $\eta$  отмечаются в слое на глубине от 3–5 км в западной части профиля, который погружается до 8–10 км под Муйскую впадину и далее на восток. В среднем интервале разреза (глубина 5–17 км) значение коэффициента  $\eta$  близко к единице, а глубже возрастает до 20. На этом фоне выделяются наклонные зоны с относительно повышенным от 4 до 10 значением коэффициента петрофизической неоднородности [Мельник и др., 2016].

Распределение коэффициента  $\eta$  в коре по профилям ГСЗ вдоль Муйской впадины (см. Рисунки 5.18, Г и 5.19, Г) можно представить в виде одномерных его зависимостей от глубины (Рисунок 5.20) [Мельник и др., 2016].

На графиках видно, что большую часть значений  $\eta$  в области сгущений можно аппроксимировать логарифмическими трендами, определенными по измерениям  $\eta$  на образцах горных пород в виде логарифмических зависимостей  $h = -13.19\text{Ln}(\eta) + 39.12$  для профиля I и  $h = -6.54\text{Ln}(\eta) + 19.73$  для профиля II (Рисунок 5.20). Интересно, что уменьшение коэффициента  $\eta$  наблюдается только до глубины 20 км, что можно объяснить это закрытием трещин (см. Рисунок 5.16). При вычитании трендовой компоненты, которая считается связанной с трещиноватостью, распределение аномалий  $\eta$  в коре заметно упрощается (Рисунок

5.21) с подчеркиванием наиболее контрастных положительных аномалий  $\eta$  с амплитудой до 15–20, выделяющиеся на фоне близких к единице значений. Можно в соответствии с Рисунком 5.20 принять, что положительные аномалии характеризуют вещественные неоднородности, а близкие к единице (и отрицательные) свойственны областям повышенной трещиноватости [Мельник и др., 2016].

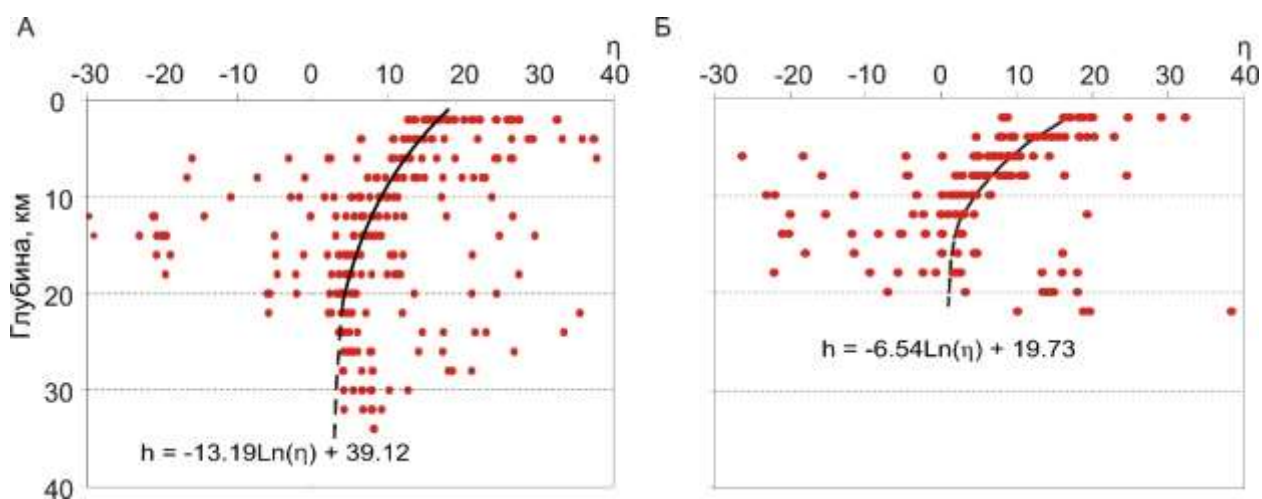


Рисунок 5.20 – Распределение коэффициента петрофизической неоднородности и средние логарифмические тренды его изменения с глубиной по профилям I (А) и II (Б)

На профиле I (Рисунок 5.21, А) в верхней части коры на глубине до 5–8 км наблюдается отчетливая зона протяженных, частично прерывистых положительных петрофизических аномалий. В интервале глубин 8–25 км наблюдается обширное поле аномалий с амплитудой, близкой к единице. В коре на этом фоне выделяются три узких протяженных зоны, падающие в восточном направлении под углом около 70–75°. Наиболее уверенно выделяется западная аномалия, прослеженная на глубину до 20–25 км. На востоке она ограничивается зоной близких к единице или отрицательных значений  $\eta$ , соответствующей вблизи дневной поверхности южному борту основной части Муйской впадины (Рисунок 5.21). На западе и востоке эта зона также ограничена наклонными протяженными положительными аномалиями  $\eta$ , достигающими значений 15–20. Центральная петрофизическая аномалия прерывается на интервале глубин 7–10 км, но прослеживается далее на глубину до 20–25 км, и третья аномалия, прослеженная на глубину только до 10 км, намечается

в восточной части профиля вблизи Муйско-Чарской межвпадинной перемычки. Выделенные наклонные зоны могут соответствовать вещественным неоднородностям, выделяющимся на фоне обширного однородного поля, где  $\eta$  характеризуется в основном трещиноватостью.

На профиле II (Рисунок 5.21, Б) повышенная аномалия  $\eta$  в верхней части коры наблюдается на двух участках. Первый (в окрестности 140–160 км профиля) соответствует аналогичной аномалии и на таком же участке профиля I (Рисунок 5.21, А). Здесь также наклонная зона положительной аномалии с некоторым перерывом прослеживается на глубину до 20 км. Второй участок в сечении профиля полностью совпадает с положением Муйской впадины. Подошва слоя с положительной вещественной неоднородностью под впадиной залегает на глубине 5–8 км.

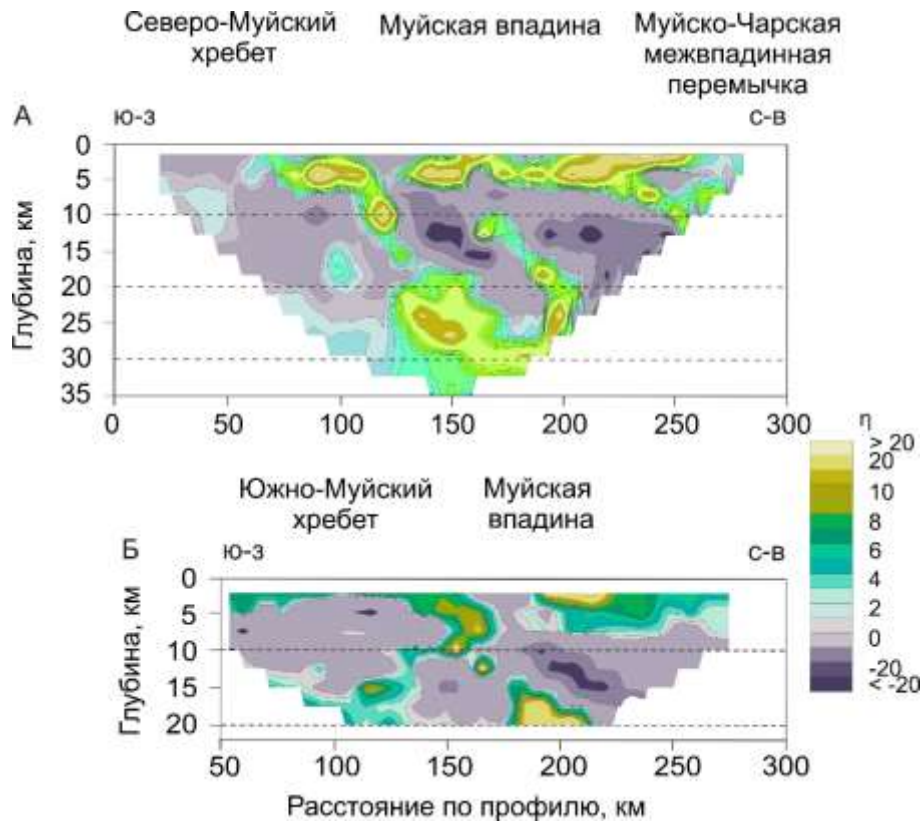


Рисунок 5.21 – Распределение аномальной (вещественной) компоненты петрофизической неоднородности вдоль профилей I (А) и II (Б)

На других частях профиля по всей глубине коры наблюдается близкое к единице значение коэффициента петрофизической неоднородности, указывающее на трещиноватость пород земной коры. Отдельные локальные аномалии не

изменяют такого представления вследствие незначительных размеров и потому трудно интерпретируемых [Мельник и др., 2016].

Из сопоставления полученных данных с основными структурами северо-восточного фланга БРЗ, следует, что под Муйской впадиной для земной коры характерны повышенные значения  $\eta$  (трещиноватости) в приповерхностном слое, до глубин 5 км. Глубже впадина ограничена узкими наклонными зонами также повышенных значений  $\eta$ , связанных, предположительно, с зонами разломов при наложенной минерализации. При этом для районов Северо-Муйского и Южно-Муйского хребтов для всей земной коры характерны значения  $\eta$ , близкие к единице. По геологическим данным, основные петрофизические неоднородности расположены в районе сочленения дорифейских складчатых структур и Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса (см. Рисунок 5.17). Так, вдоль профиля I по геологическим данным, центральная и южная аномалии вещественной неоднородности (140–160 и 220–250 км профиля) располагаются, соответственно, в западной и восточной зонах сочленения Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса и Муйского дорифейского складчатого основания (см. Рисунок 5.17). Однако не все обнаруженные приповерхностные вещественные аномалии отражены на тектонической схеме. Например, наиболее уверенно прослеживаемая на глубину западная петрофизическая аномалия (в интервале 75–110 км профиля) по геологическим данным не выделяется.

На профиле II (см. Рисунок 5.17), по геологическим данным аномалия вещественной неоднородности в центральной части (140–160 км) соответствует западной зоне сочленения Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса и Муйского дорифейского складчатого основания. Более протяженная восточная петрофизическая аномалия (220–230 км профиля) наблюдается только в верхней части коры до глубин 5 км и хорошо коррелируется в точке пересечения с данными профиля I и восточной зоной сочленения Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса с дорифейским складчатым основанием, но не прослеживается на глубину [Мельник и др., 2016].

Изменения петрофизической неоднородности определяются влиянием на скорость и плотность эффектов, связанных как с трещиноватостью, уменьшающейся

под действием давления (до 500 МПа), так и с изменениями вещественного состава пород земной коры БРЗ. Для интерпретации природы выявленных в характере распределения областей трещиноватости и вещественных неоднородностей в коре необходимы дополнительные исследования.

### **Полученные результаты**

1. Уверенная коррелируемость геотектонических и структурно-скоростных неоднородностей верхней коры Саяно-Байкальского складчатого пояса (опорный профиль 1-СБ) по сейсмическим данным МПВ свидетельствует о высокой эффективности метода для прослеживания на глубину 3–5 км корней приповерхностных массивов различных горных пород, разделенных пологонаклонными ( $15\text{--}25^\circ$ ) зонами разломов.

2. Комплекс сейсмоплотностных данных может быть представлен коррелируемыми сейсмическими и плотностными структурными параметрами в виде одnorазмерных обобщенных величин сейсмического (отношения квадрата средней скорости к мощности слоя коры) и сейсмоплотностного (произведения плотности на сейсмическую мощность слоя и на гравитационную постоянную) ускорений. Изменения такой характеристики структурно-тектонического районирования неоднородностей верхней коры по профилю создает основу для более детальной геолого-геофизической интерпретации данных.

3. По данным лабораторных измерений скоростей продольных, поперечных волн и плотности на образцах и теоретических моделях горных пород под всесторонним давлением, пересчитанных в изменения коэффициента петрофизической (химической) неоднородности в зависимости от модуля сжатия и плотности, показана возможность разделения эффектов, связанных с вещественным составом и трещиноватостью, закрывающейся на глубине около 20 км.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Работа посвящена развитию интерпретационной базы результатов применения активной сейсмологии при изучении разномасштабной структуры земной коры и верхов мантии Сибири, представленной сейсмическими неоднородностями, их связью с геотектоническими приповерхностными характеристиками и глубинными корнями. Особенность исследования заключается в обработке и интерпретации архивных и современных данных профильных и площадных глубинных сейсмических зондирований посредством применения новых численных алгоритмов решения прямой кинематической задачи сейсмологии в классе двумерно-неоднородной модели среды при обоснованной оценке разрешающей способности в зависимости от плотности систем полевых наблюдений.

Предложенная в работе латерально-неоднородная трехслойная модель верхней мантии (двухслойная литосфера и подстилающая астеносфера) с учетом сферичности Земли вдоль профилей Рифт, Метеорит и Кратон принципиально отличается от известных 8–9-слойных (многопараметрических) структур, ранее полученных в квази-2Д приближении, что обеспечивает построение более обоснованных за счет уменьшения количества неизвестных параметров двумерно-трехслойных неоднородностей мантийной литосферы с горизонтальными размерами более 300 км.

Интерес представляет корреляция между региональными структурами земной коры и неоднородностями литосферной мантии в виде изменений мощности высокоскоростного слоя в нижней части литосферы при максимальном его значении (до 140 км) в области трапповой Тунгусской синеклизы, промежуточном (до 100 км) под Западно-Сибирской плитой и наименьшем (30–50 км) под Якутской кимберлитовой провинцией и Вилюйской синеклизой. Полное его выклинивание приурочено к зоне сочленения Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы (профиль Кратон). Предположительно эти неоднородности литосферы связаны с их геодинамической природой.

Численным моделированием волнового поля оцифрованных площадных наблюдений ГСЗ уточнены ранее полученные структурные характеристики верхней



коры в Мало-Ботуобинском кимберлитовом районе и ближайшем его окружении. Особое внимание привлекают рельеф внутрикоровой границы, залегающей на глубине 20-34 км в виде регионального поднятия северо-восточного простирания, соответствующего Вилуйско-Мархинскому дайковому поясу, поднятия верхнекоревой границы I в верхах фундамента, залегающей на глубине 3–10 км, и локальные аномалии скорости до 6.5–6.6 км/с в верхах фундамента. Мирнинское кимберлитовое поле расположено на склоне локального поднятия верхнекоревой границы I в окрестности аномалии повышенной скорости. В бассейне р. Ыгыатта была обнаружена подобная аномалия, успешно подтвержденная в 2015 г. открытием Сюльдюкарской кимберлитовой трубки.

Повышению степени достоверности результатов моделирования структуры земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ способствует учет сейсмических характеристик верхней части разреза по наблюдениям МПВ. По опорному региональному профилю 3-ДВ получено новое (в сравнении с данными ОГТ) представление о сейсмической структуре зоны сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой области в виде сейсмических признаков пассивной континентальной окраины, проявляющихся в передовом Приверхоянском и Тыловом прогибах с глубиной залегания фундамента до 20 км, что подтверждает существующие геодинамические представления. Полученная модель осадочной толщи пород подобна структуре палеозойско-мезозойского осадочного чехла Баренцево-Карского бассейна по данным ОГТ вдоль профиля, пересекающего о. Новая Земля [Ступакова, 2011]. Это свидетельствует о значительной информативности МПВ при построении «гладкой» стартовой модели, которая может использоваться для выделения высокочастотных компонент волнового поля ОГТ, характеризующих нефтегазоносные толщи пород.

Существенно другая структура земной коры характерна для Алдано-Станового щита со значительно пониженной скоростью в верхней коре в сравнении с архейским фундаментом Сибирской платформы. Представляют интерес значительные различия в изостатическом состоянии земной коры этих регионов, связанные с неоднородностью литосферы, возможно, определяющих природу сейсмичности Алдано-Станового щита.

Численным моделированием разломно-складчатой структуры верхней коры Саяно-Байкальской складчатой области по данным МПВ (опорный профиль 1-СБ), ранее применявшегося только в платформенных условиях, выявлена высокая коррелированность результатов со структурно-тектоническим районированием по геологическим данным. Сейсмические структурно-скоростные параметры определяют возможность локализовать приповерхностные неоднородности, разделенные зонами разломов, на глубину до 3–5 км.

Расширение возможностей интерпретации сейсмических данных может быть реализовано в комплексе с гравитационными наблюдениями комплексированием сейсмоплотностных параметров через коэффициент петрофизической неоднородности. Тренд его уменьшения с глубиной, выявленный по значениям скорости продольных и поперечных волн в земной коре Муйской впадины и по измерениям на образцах горных пород при всестороннем давлении, обусловлен главным образом закрытием трещин, а отклонения от него – изменениями вещественного состава.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абрамов В.А. Структура и динамика тектоносферы Алданского щита / В.А. Абрамов. – Владивосток: Дальнаука, 1993. – Ч. 1. – 161 с.
2. Активные сейсмоструктуры Лено–Алданского междуречья (Центральная Якутия) / Л.П. Имаева [и др.] // Исследование Земли из космоса. – 2006. – № 3. – С. 62–67.
3. Алакшин А.М. Глубинное строение зоны Станового шва / А.М. Алакшин, Л.П. Карсаков // Тихоокеанская геология. – 1985. – № 3. – С. 76–86.
4. Александров О.В. Сравнительная термобарометрия метаморфических комплексов и геодинамическая модель взаимоотношения Алданского и Джугджуро-Станового блоков (Алдано–Становой щит) / И.А. Александров, О.В. Авченко // Тихоокеанская геология, 2003. – Т. 21, № 5. – С. 3–14.
5. Андрусенко А.М. Ортогональная система разломов Восточной Якутии / А.М. Андрусенко // Геофизические исследования в Якутии. – Якутск: Изд-во ЯГУ, 1995. – С. 128–139.
6. Артюшков Е.В. Механизм подъема с глубины кимберлитовых магм / Е.В. Артюшков, С.В. Соболев // ДАН СССР. – 1977. – Т. 236, № 3. – С. 692–695.
7. Артюшков Е.В. Мощность литосферы под докембрийскими кратонами и механизмы их новейших поднятий / Е.В. Артюшков, П.А. Чехович // Доклады РАН. – 2016. – Т. 466, № 2. – С. 188–192.
8. Атлас геологических карт Центральной Азии и прилегающих территорий, масштаб: 1:25 000 000. Ред. S.Z. Daukeev [и др.]. – Geological Publishing House, 2008.
9. Бабаян Г.Д. Земная кора восточной части Сибирской платформы / Г.Д. Бабаян, К.Б. Мокшанцев, В.Ф. Уаров. – Новосибирск: Наука, 1978. – 56 с.
10. Башарин А.К. Северо–Азиатский краток и Сибирская платформа: современная структура / А.К. Башарин, С.Ю. Беляев, А.В. Хоменко // Тихоокеанская геология. – 2005. – Т. 24, № 6. С. – 3–15.
11. Баяк Е.И. Упругие свойства минералов и горных пород / Е.И. Баяк, Т.С. Лебедев // Физические свойства минералов и горных пород при высоких

термодинамических параметрах: Справочник / Под ред. М.П. Воларовича. – М.: Недра, 1988. – С. 5–69.

12. Беляшов А.В. Выявление приповерхностных следов от подземных ядерных взрывов на Семипалатинском полигоне с помощью активного сейсмического метода / А.В. Беляшов, В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Вестник Национального ядерного центра Республики Казахстан. – 2020а. – № 3 (83). – С. 105–112.

13. Беляшов А.В. Приповерхностные техногенные сейсмические неоднородности в местах проведения подземных ядерных взрывов (Семипалатинский полигон) / А.В. Беляшов, В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Геофизические исследования. – 2020б. – Т. 21, № 2. – С. 29–47.

14. Беляшов А.В. Сейсмическое изучение верхней части разреза на участке Семипалатинского ядерного испытательного полигона / А.В. Беляшов, В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Технология сейсморазведки. – 2013. – № 3. – С. 64–75.

15. Беляшов А.В. Техногенно–измененные приповерхностные породы на участке Семипалатинского испытательного полигона: характеристика по сейсмическим данным / А.В. Беляшов, В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Технологии сейсморазведки. – 2015. – № 1. – С. 106–110.

16. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы / Ф.Ф. Брахфогель. – Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1984. – 128 с.

17. Буллен К.Е. Введение в теоретическую сейсмологию / К.Е. Буллен. – М.: Мир, 1966. – 460 с.

18. Вариации состава и строения литосферной мантии под разновозрастными кимберлитовыми полями Сибирской платформы [Электронный ресурс] / Н.П. Похиленко и [и др.]. // Геодинамика и тектонофизика. – 2022. – Т. 13, № 4. – С. 1–7.

19. Варламов В.А. Структуры кимберлитовых полей как разновидность вулканических построек центрального типа / В.А. Варламов // Тр. ЦНИГРИ, Вып. 237. – М., 1989. – С. 16–25.

20. Василенко В.Б. О сопряженности составов глубинных включений и петрохимических разновидностей кимберлитов в диатремах Якутии / В.Б. Василенко, Н.Н. Зинчук, Л.Г. Кузнецова // Петрология. – 2001. – Т. 9, № 2. – С. 209–220.

21. Ващилов Ю.Я., Кабак И.Б., Сахно О.В. Структурные предпосылки нефтегазоносности некоторых впадин северо–востока России / Ю.Я. Ващилов, И.Б. Кабак, О.В. Сахно // Глубинная тектоника и вопросы сейсмологии, металлогении, нефтегазоносности Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. – С. 160–181.

22. Верхняя мантия Прибайкалья и Забайкалья по данным площадных сейсмологических исследований / В.М. Соловьев [и др.] // Российский сейсмологический журнал. – 2020. – Т. 2, № 1. – С. 7–17.

23. Взаимосвязь магматических, осадочных и аккреционно–коллизионных процессов на сибирской платформе и ее складчатом обрамлении / Н.Л. Добрецов [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 10. – С. 1451–1471.

24. Витте Л.В. Строение земной коры Алданского щита / Л.В. Витте, Г.Г. Ремпель // Геология и геофизика. – 1977. – Т. 18, № 6. – С. 116–125.

25. Восточная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. В шести томах / Гл. ред. В.П. Орлов. Т.3. / Ред. Н.С. Малич. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2002. – 396 с.

26. Геологическая карта России и прилегающих акваторий. 1:2500000 / Ред. О.В. Петров. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2012.

27. Геомеханические условия роста Тянь–Шаня и Алтая / Суворов В.Д., ..., Е.А. Мельник [и др.] // Доклады РАН. – 2017. – Т. 476, № 5. – С. 562–566.

28. Геотраверс «ГРАНИТ»: Восточно–Европейская платформа–Урал–Западная Сибирь (строение земной коры по результатам комплексных геолого–геофизических исследований) / Под ред. С.Н. Кашубина. – Екатеринбург: Главное управление природных ресурсов и охраны окружающей среды МПР России по Свердловской области, ФГУГП «Баженовская геофизическая экспедиция», 2002. – 312 с.

29. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на международном трансекте Байкал–Северо–Восточный Китай / Сунн Юншен [и др.] // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 2. – С. 3–15.
30. Глубинное строение земной коры и верхней мантии Северо–Восточной Евразии / С.Н. Кашубин [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2018. – № 76. – С. 9–21.
31. Глубинное строение земной коры Северо-Восточной Евразии и ее континентальных окраин [Электронный ресурс] / С.Н. Кашубин [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. – 2021. – Т. 12, № 2. – С. 199–224.
32. Глубинное строение кимберлитовых полей Сибирской платформы / А.А. Духовский [и др.] // ДАН СССР. – 1986. – Т. 290, № 4. – С. 920–924.
33. Глубинное строение территории СССР / В.В. Белоусов [и др.]. – М.: Наука, 1991. – 224 с.
34. Глубинные сейсмические исследования на субширотном трансекте Хандыга–Сусуман–Мякит в области сочленения Евро–Азиатской, Северо-Американской и Охотоморской континентальных плит / В.М. Соловьев [и др.] // Интерэкспо ГЕО–Сибирь–2014. IX Междунар. науч. конгр.: сб. мат. междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология». – Новосибирск: СГУГиТ, 2014. – Т. 2. – С. 61–67.
35. Глубинные сейсмические исследования по профилю Олгуйдах–Мирный–Ленск / В.Д. Суворов [и др.] // Геология и геофизика. – 1983. – Т. 24, № 9. – С. 72–80.
36. Глубинные сейсмические исследования по профилю Тас–Юрх–Алмазный–Малыкай (Западная Якутия) / В.Д. Суворов [и др.] // Геология и геофизика. – 1986. – Т. 27, № 11. – С. 72–78.
37. Глубинный разрез юго-востока Сибирской платформы и ее складчатого обрамления по сейсмическим данным / Н.К. Булин [и др.] // Советская геология. – 1972. – № 10. – С. 134–142.

38. Гордиенко И.В. Геодинамическая эволюция поздних байкалид и палеозоид складчатого обрамления юга Сибирской платформы / И.В. Гордиенко // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 1. – С. 53–70.

39. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000, Серия Алдано-Забайкальская. О-50 Бодайбо. ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, 2010.

40. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин – основа глубинного 3D-картографирования территории Российской Федерации и ее континентального шельфа / С.Н. Кашубин [и др.] // Региональная геология и металлогения. – 2016. – № 67. – С. 43–48.

41. Государственная сеть опорных геолого-геофизических профилей, параметрических и сверхглубоких скважин. Геофизические методы исследования земной коры / Ю.М. Эринчек [и др.] // Всерос. конф., посвящ. 100-летию со дня рождения академика Н.Н. Пузырева. Новосибирск, 8-14 декабря 2014 г. – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2014. – С. 282–288.

42. Гошко Е.Ю. Современная структура и предполагаемая история формирования земной коры Юго-Востока Северо-Азиатского кратона вдоль опорного профиля 3-ДВ [Электронный ресурс] / Е.Ю. Гошко, А.С. Ефимов, А.С. Сальников // Геодинамика и тектонофизика. – 2014. – № 3. – С. 785–798.

43. Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S- волнах / Крылов С.В. [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1993. – 198 с.

44. Добрецов Н.Л. Пермотриасовые магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма / Н.Л. Добрецов // Доклады РАН. – 1997. – Т. 354, № 2. – С. 220–223.

45. Докембрийская тектоника Сибири / Ю.А. Косыгин [и др.]. – Новосибирск: СО АН СССР, 1964. – 125 с.

46. Дружинин В.С. Детальные сопоставления наземной и скважинной информации по району Уральской сверхглубокой скважины / В.С. Дружинин, Ю.С. Каретин // Отечественная геология. – 1999. – № 5. – С. 42–48.



47. Дукардт Ю.А. Контроль кимберлитового вулканизма Якутской алмазоносной провинции палеорифтовыми структурами / Ю.А. Дукардт, Е.И. Борис // Отечественная геология. – 1996. – № 10. – С. 28–34.
48. Дучков А.Д. Термическая структура литосферы Сибирской платформы / А.Д. Дучков, Л.С. Соколова // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 2. – С. 494–503.
49. Егоркин А.В. Изучение мантии на сверхдлинных геотраверсах / А.В. Егоркин // Физика Земли. – 1999. – № 7–8. – С. 114–130.
50. Егоркин А.В. Многоволновые глубинные сейсмические исследования / А.В. Егоркин // Геофизика. – 1996. – С.25–35.
51. Егоркин А.В. Некоторые результаты многоволновых региональных исследований в Сибири / А.В. Егоркин, С.К. Зюганов, Н.М. Чернышев // Многоволновые сейсмические исследования. – Новосибирск: Наука, 1987. – С. 125–131.
52. Егоркин А.В. Неоднородность строения верхней мантии / А.В. Егоркин, С.Л. Костюченко // Глубинное строение территории СССР. – М.: Наука, 1991. – С. 135–142.
53. Егоркин А.В. Поглощение продольных и поперечных волн в коре и верхней мантии Западно-Сибирской плиты и Сибирской платформы / А.В. Егоркин, В.В. Кун, Н.М. Чернышев // Физика Земли. – 1981. – № 2. – С. 37–50.
54. Егоркин А.В. Строение коры по данным сейсмических геотраверзов / А.В. Егоркин // Глубинное строение территории СССР. – М.: Наука, 1991. – С. 118–134.
55. Егоркин А.В. Строение мантии Сибирской платформы / А.В. Егоркин // Физика Земли. – 2004. – № 5. – С. 37–46.
56. Егоркин А.В. Поперечные волны при глубинных исследованиях / А.В. Егоркин, Г.В. Егоркина // Исследование литосферы и астеносферы на длинных профилях ГСЗ. – М.: Наука, 1980. – С. 140–172.
57. Еманов А.Ф. Сейсмическая модель верхней части земной коры юго-восточной границы Сибирской платформы / А.Ф. Еманов, П.О. Полянский, А.С. Сальников // Физика Земли. – 2021. – № 3. – С. 130–146.

58. Западная Сибирь // Геология и полезные ископаемые России. В шести томах / Гл. ред. В.П. Орлов. Т.3. Ред. А.Э. Конторович, В.С. Сурков. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. – 477 с.
59. Золотухин В.В. Базальты Сибирской платформы: условия проявления, вещественный состав, механизм образования / В.В. Золотухин, А.И. Альмухамедов // Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. – Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1991. – С. 7–39.
60. Имаев В.С. Сейсмоструктура Олекмо-Становой сейсмической зоны (Южная Якутия) / В.С. Имаев, Л.П. Имаева, Б.М. Козьмин // Литосфера. – 2005. – № 2. – С. 21–40.
61. Использование поперечных волн при глубинном сейсмическом зондировании в Западной Якутии / В.С. Селезнев [и др.] // Геология и геофизика. – 1987. – Т. 28, № 1. – С. 109–117.
62. Использование эффективных сейсмических моделей сред при работах ГСЗ на опорных профилях в восточной части России / В.М. Соловьев [и др.] // Геофизика, геофизическое приборостроение. – 2014. – № 4(20). – С. 74–86.
63. Консолидированная кора платформенных областей Сибири / В.С. Сурков [и др.] // Разведка и охрана недр. – 2008. – № 8. – С.3–9.
64. Кочарян Г.Г. Энергия, излучаемая сейсмическими событиями различного масштаба и генезиса / Г.Г. Кочарян, Г.Н. Иванченко, С.Б. Кишкина // Физика Земли. – 2016. – № 4. – С. 141–156.
65. Кочнев В.А. Адаптивный метод решения обратных задач геофизики / В.А. Кочнев, В.И. Хвостенко // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 7. – С. 120–129.
66. Кусков О.Л. Термическая структура и мощность литосферной мантии Сибирского кратона по данным сверхдлинных сейсмических профилей Кратон и Кимберлит / О.Л. Кусков, В.А. Кронрод, А.А. Прокофьев // Физика Земли. – 2011. – № 3. – С. 3–23.
67. Литвиненко И.В. Сверхглубокое бурение и региональные сейсмические исследования восточной части Балтийского щита / И.В. Литвиненко, В.С. Ланев, М.Д. Лизинский // Советская геология. – 1989. – №10. – С. 83–90.

68. Лысак С.В. Тепловой поток в зонах активных разломов на юге Восточной Сибири / С.В. Лысак // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 8. – С. 791–803.
69. Магницкий В.А. О физическом состоянии вещества в глубоких областях земного шара / В.А. Магницкий. – М.: Изд. АН СССР. Тр. Геоф. Ин-та, 1955. – № 26 (153). – С. 61–85.
70. Малышев Ю.Ф. Геофизические исследования докембрия Алданского щита / Ю.Ф. Малышев. – М.: Наука, 1977. – 128 с.
71. Манаков А.В. Кимберлитовые поля Якутии / А.В. Манаков, Н.Н. Романов, О.Л. Полторацкая. – Воронеж: Изд-во Воронежского госуниверситета, 2000. – 82 с.
72. Мантийные террейны Сибирского кратона: их взаимодействие с плюмовыми расплавами на основании термобарометрии и геохимии мантийных ксенокристов [Электронный ресурс] / И.В. Ащепков // Геодинамика и тектонофизика. – 2019. – Т. 10, № 2. – С. 197–245.
73. Мегакомплексы и глубинная структура земной коры нефтегазоносных провинций Сибирской платформы: тр. СНИИГГМС / под ред. В.С. Суркова. – М.: Недра, 1987. – 204 с.
74. Мельник Е.А. Восстановление структуры земной коры Забайкалья по данным глубинных сейсмических исследований / Е.А. Мельник, В.Д. Суворов // Международный научно-исследовательский журнал. – 2018а. – № 12–2 (78). – С. 92–97.
75. Мельник Е.А. Латеральные сейсмические неоднородности верхней мантии под Сибирским Кратоном / Е.А. Мельник, В.Д. Суворов, Е.В. Павлов // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2017. XIII Междунар. науч. конгр.: сб. мат. междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология». – Новосибирск: СГУГиТ, 2017. – Т. 4. – С. 3–7.
76. Мельник Е.А. Петрофизическая интерпретация сейсмогравитационных данных (на примере Муйской впадины) / Е.А. Мельник, В.Д. Суворов, З.Р. Мишенькина // Геофизические методы исследования земной коры: Мат. Всерос. конф., посвященной 100-летию со дня рожд. акад. Н.Н. Пузырева (8-13 декабря 2014 г.). – Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2014. – С. 222–227.

77. Мельник Е.А. Петрофизическая интерпретация сейсмоплотностных данных (на примере Муйской впадины) / Е.А. Мельник, В.Д. Суворов, З.Р. Мишенькина // Технологии сейсморазведки. – 2016. – № 4. – С. 84–91.

78. Мельник Е.А. Структура литосферы и признаки астеносферы Сибири по данным от ядерных взрывов / Е.А. Мельник, В.Д. Суворов // Добрецовские чтения: Наука из первых рук: Мат. Первой Всерос. науч. конф. (1-5 августа 2022 г.). – Новосибирск: СО РАН, 2022. – С. 192–195.

79. Мельник Е.А. Структурно-тектоническое районирование земной коры в Забайкалье по сейсмическим данным (профиль 1-СБ) / Е.А. Мельник, В.Д. Суворов // Интерэкспо ГЕО-Сибирь-2018. XIV Междунар. науч. конгр.: сб. мат. междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология». – Новосибирск: СГУГиТ, 2018б. – Т. 3. – С. 303–311.

80. Метод преломленных волн / А.М. Епинатьева [и др.]. – М.: Недра, 1990. – 297 с.

81. Методика и аппаратура для региональных сейсмических исследований в труднодоступной местности и их применение в Сибири / Н.Н. Пузырев [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1978. – 206 с.

82. Механизм развития системы островная дуга–задуговой бассейн и геодинамика Саяно-Байкальской складчатой области в позднем рефее-раннем палеозое / Ю.А. Зорин [и др.] // Геология и геофизика. – 2009. – Т. 50, № 3. – С. 209–226.

83. Милашев В.А. Структура коры и размещение кимберлитов Сибирской платформы / В.А. Милашев, В.И. Розенберг // Геология и геофизика. – 1974. – № 1. – С. 61–73.

84. Мишенькина З.Р. Изучение зоны перехода от земной коры к верхней мантии на северо-востоке Байкальской рифтовой зоны по данным рефрагированных и отраженных волн / З.Р. Мишенькина, Б.П. Мишенькин // Физика Земли. – 2004. – № 5. – С. 47–57.

85. Мишнин В.М. Якутский мегакратон: нетрадиционные аспекты тектоники и минерагении/ В.М. Мишнин, В.И. Бадарханов, В.И. Болознев. – Якутск, 1987. – 151с.
86. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии / Л.М. Парфенов [и др.] // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 7–41.
87. Мордвинова В.В. Спектры сейсмических колебаний и толщина литосферы в южных районах Сибири / В.В. Мордвинова // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1988. – № 5. – С. 12–20.
88. Мороз Ю.Ф. Глубинный геоэлектрический разрез Востока СССР / Ю.Ф. Мороз, А.В. Поспеев // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. – 1991. – №4. – С. 59–68.
89. Недра Байкала (по сейсмическим данным) / С.В. Крылов [и др.]; Отв. ред. Н.Н. Пузырев. – Новосибирск: Наука, 1981. – 199 с.
90. Никулин В.И. Алмазопрогностика / В.И. Никулин, М.И. Лелюх, Г.С. Фондер-Флаас. – Иркутск, 2002. – 320 с.
91. Новое кимберлитовое поле в Якутии и типоморфные особенности его минералов-индикаторов / М. В. Мальцев [и др.] // Вестник ВГУ. Сер. Геология. – 2016. – № 3. – С. 89–94.
92. Новые данные об особенностях фундамента восточного склона Непско-Ботуобинской антеклизы по сейсмическим данным / М.М. Мандельбаум [и др.] // Геология и геофизика. – 1992. – № 1. – С. 135-138.
93. Новые сейсмические данные о структуре земной коры Мирнинского кимберлитового поля/ В.Д. Суворов [и др.] // Геология и геофизика. – 1992. – Т. 33, № 8. – С. 96–101.
94. Олейников Б.В. Петролого-геохимические черты глубинной эволюции вещества кимберлитовой и базитовой магматических систем / Б.В. Олейников, К.Н. Никишов, В.В. Ковальский. – Якутск: Изд. ЯФ СО АН СССР, 1985. – 200 с.
95. Опыт многоволновой сейсморазведки при изучении земной коры континентов и океанов / Под ред. С. Н. Кашубина, О. В. Петрова. – СПб., ВСЕГЕИ, 2022. – 112 с.

96. Особенности сейсмического строения области сочленения Евразийской и Охотоморской плит на востоке России (в створе опорного профиля 3-ДВ) / В.М. Соловьев [и др.] // Геология и геофизика. – 2016. – Т. 57, № 11. – С. 2044–2058.
97. Особенности скоростного строения верхней мантии Забайкалья на участке Монголо-Охотского орогенного пояса [Электронный ресурс] / В.М. Соловьев [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8, № 4. – С. 1065–1082.
98. Павленкова Г.А. Строение верхней мантии по сверхдлинному профилю Метеорит (Сибирский кратон), оработанному с мирными ядерными взрывами / Г.А. Павленкова // Геофизические исследования. – 2012. – Т. 13, № 4. – С.5–18.
99. Павленкова Н.И. Петрофизические особенности структуры верхней мантии Северной Евразии и их природа / Н.И. Павленкова // Петрология. – 2020. – Т. 28, № 3. – С. 324–336.
100. Павленкова Н.И. Строение земной коры и верхней мантии Северной Евразии по данным сейсмического профилирования с ядерными взрывами / Н.И. Павленкова, Г.А. Павленкова. – М.: ГЕОКАРТ. ГЕОС, 2014. – 192 с.
101. Павленкова Н.И. Структура верхней мантии Сибирской платформы по данным, полученным на сверхдлинных сейсмических профилях / Н.И. Павленкова // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 5. – С. 630–645.
102. Павлов Ю.А. Глубинное строение Восточно-Саянского и Южно-Алданского ограничений Сибирской платформы / Ю.А. Павлов, Л.М. Парфенов. – Новосибирск: Наука, 1973. – 110 с.
103. Площадные глубинные сейсмические исследования в Мало-Ботуобинском районе Якутии / В.Д. Суворов [и др.] // Геология и геофизика. – 1985. – Т. 26, № 1. – С. 82–91.
104. Полтарацкая О.Л. Глубинные геоэлектрические исследования в Якутии / О.Л. Полтарацкая // Сб. Геофизика на рубеже веков. – Якутск, 2000. – С. 21–25.
105. Попова М.В. Атлас горных пород Северо-Востока России в полосе опорного геофизического профиля 3-ДВ (г. Сквородино – пос. Хандыга) / М.В. Попова, П.Н. Соболев // Под ред. Н.В. Попова, Е.А. Предтеченской. – Новосибирск: СНИИГГиМС Кн. I., 2014. – 198 с.

106. Поспеева Е.В. Литосферные геоэлектрические неоднородности как один из критериев кимберлитоперспективных площадей / Е.В. Поспеева // Геофизика. – 2008. – № 5. – С. 51–57.

107. Разинкова М.И. Характеристика земной коры и верхней мантии по геотраверсам / М.И. Разинкова // Глубинное строение слабосейсмичных регионов СССР. – М.: Наука, 1987. – С. 81–86.

108. Региональное структурно–тектоническое районирование верхней коры Забайкалья по сейсмогравитационным данным вдоль опорного профиля 1-СБ [Электронный ресурс] / В.Д. Суворов, Е.А. Мельник [и др.] // Геодинамика и тектонофизика. – 2018. – Т. 9, № 2. – С. 439–459.

109. Результаты глубинного сейсмического зондирования на востоке трассы БАМ / Б.П. Мишенькин [и др.] // Тихоокеанская геология. – 1989. – № 3. – С. 89–94.

110. Результаты исследования структуры литосферы на профилях Сибири / А.В. Егоркин [и др.] // Геология и геофизика. – 1988. – № 5. – С. 120–128.

111. Розен О.М. Коллизионная система северо-востока Сибирского кратона и проблема алмазоносного литосферного кила / О.М. Розен, А.В. Манаков, В.Д. Суворов // Геотектоника. – 2005. – № 6. – С. 42–67.

112. Розен О.М. Сибирский кратон: тектоническое районирование, этапы эволюции / О.М. Розен // Геотектоника. – 2003. – № 3. – С. 3–21.

113. Розен О.М. Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керна глубоких скважин / О.М. Розен, А.В. Соловьев, Д.З. Журавлев // Физика Земли. – 2009. – № 10. – С. 79–96.

114. Романов Н.Н. Геофизические методы на стадии прогнозирования кимберлитовых полей / Н.Н. Романов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов (Материалы научно–практической конференции, посвященной 30-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА»). – Мирный, 1998. – 408 с.

115. Рудницкая Д.И. Построение макромоделей земной коры с применением Реапак-технологии по геотраверсу 3-ДВ (Восточная Сибирь) / Д.И. Рудницкая, В.С. Старосельцев, А.С. Сальников // Геофизика. – 2013. – № 1. – С. 19–26.



116. Савич А.Н. Исследование упругих и деформационных свойств горных пород сейсмоакустическими методами / А.Н. Савич, З.Г. Яценко. М.: Недра, 1979. 214 с.
117. Сейсмическая гетерогенность земной коры и ее отображение в поле рассеянных волн / Н.А. Караев [и др.] // Геофизика. – 1998. – № 2. – С. 29–39.
118. Сейсмические модели литосферы основных геоструктур территории СССР / Ред. С.М. Зверев, И.П. Косминская. – М.: Наука, 1980. – 198 с.
119. Сейсмические неоднородности верхней мантии под Сибирским кратоном (профиль Метеорит) / В.Д. Суворов, Е.А. Мельник [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 9. – С. 1411–1426.
120. Скоростная модель глубинного строения Чульманской впадины (Алданский щит) по данным первых вступлений / В.Д. Суворов, Е.А. Мельник [и др.] // Технологии сейсморазведки. – 2016. – № 2. – С. 109–117.
121. Смелов А.П. Алдано-Становой щит / А.П. Смелов, А.Н. Зедгенизов, В.Ф. Тимофеев // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – С. 81–104.
122. Смелов А.П. Террейновый анализ и геодинамическая модель формирования Северо-Азиатского кратона в раннем докембрии / А.П. Смелов, В.Б. Тимофеев // Тихоокеанская геология. – 2003. – Т. 22, № 6. – С. 42–54.
123. Соотношение глубинных и приповерхностных структур в южной части Якутской кимберлитовой провинции по сейсмическим данным / В.Д. Суворов [и др.] // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 5. – С. 1014–1020.
124. Сорохтин О.Г. Тектоника литосферных плит и происхождение алмазоносных кимберлитов / О.Г. Сорохтин // Обзор ВИЭМС. – М., 1985. – 47 с.
125. Старосельцев В.С. Геолого–геофизические предпосылки юго-восточного продолжения Сибирской платформы / В.С. Старосельцев // Геология и минерально–сырьевые ресурсы Сибири. – 2015. – Т. 24, № 4. – С. 3–10.
126. Стогний В.В. Неоднородности земной коры Алдано-Станового щита по профилю 3-ДВ (Восточная Сибирь, Россия) / В.В. Стогний, Г.А. Стогний // Геофизический журнал. – 2021. – Т. 43, № 3. – С. 27–45.

127. Стогний В.В. Тектоническая эволюция архейской коры Алдано–Станового щита / В.В. Стогний, Г.А. Стогний // Геология и геодинамика архея. – С-Петербург: ЦИК, 2005. – С. 374–378.

128. Строение Алданского щита и зоны его сочленения с Центрально-Азиатским складчатым поясом по геофизическим данным интерпретации трансектов «3-ДВ» и «Тында–Амурзет» / Т.Н. Хераскова [и др.] // Геотектоника. – 2018. – № 1. – С. 3–27.

129. Структура верхней мантии по профилю Байкал–Ямал (Рифт), полученная с применением мирных ядерных взрывов / А.В. Егоркин [и др.] // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 9. – С. 66–76.

130. Структура и напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны в модели гравитационной неустойчивости / С.В. Гольдин [и др.] // Геология и геофизика. – 2006. – Т. 47, № 10. – С. 1094–1105.

131. Структура и эволюция земной коры и верхов мантии в Якутской кимберлитовой провинции по сейсмическим данным / В.Д. Суворов [и др.] // Геология и геофизика. – 1997. – Т. 38, № 2. – С. 486–493.

132. Структура и эволюция земной коры области сочленения Центрально-Азиатского пояса и Сибирской платформы: профиль Сковородино–Томмот / А.Н. Диденко [и др.] // Геология и геофизика. – 2013. – Т. 54, № 10. – С. 1883–1599.

133. Структура и эволюция земной коры Якутии / Г.С. Гусев [и др.]. – М.: Наука, 1985. – 248 с.

134. Структура и эволюция континентальной коры Байкальской складчатой области / Е.Ю. Рыцк [и др.] // Геотектоника. – 2007. – № 6. – С. 23–51.

135. Структура литосферной мантии Сибирского кратона по сейсмическим профилям Рифт и Метеорит / О.Л. Кусков [и др.] // Геология и геофизика. – 2014. – Т. 55, № 7. – С. 1124–1143

136. Структура литосферы и мезозойская геодинамика востока Центрально-Азиатского складчатого пояса / А.Н. Диденко [и др.] // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 5. – С. 629–647.

137. Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра / М.М. Одинцов [и др.]. – М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1962. – 179 с.

138. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы / К.Б. Мокшанцев [и др.]. – Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1974. – 97 с.

139. Ступакова А.В. Структура и нефтегазоносность Баренцево-Карского шельфа / А.В. Ступакова // Геология нефти и газа. – 2011. – № 6. – С. 99–115.

140. Суворов В.Д. Глубинное строение Алданского щита по данным сейсмологии близких землетрясений/ В.Д. Суворов, З.А. Корнилова // Геология и геофизика. – 1983. – Т. 26, № 2. – С.86–93.

141. Суворов В.Д. Глубинное строение Далдыно-Алакитского кимберлитового района по данным ГСЗ и гравитационного моделирования (Западная Якутия) / В.Д. Суворов, Е.А. Мельник, А.В. Манаков // Физика Земли. – 2005а. – № 5. – С. 35–47.

142. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутии / В.Д. Суворов, Б.С. Парасотка, С.Д. Черный // Физика Земли. – 1999. – № 7–8. – С. 94–113.

143. Суворов В.Д. Глубинные сейсмические исследования в Якутской кимберлитовой провинции / В.Д. Суворов. – Новосибирск: Наука, 1993. – 136 с.

144. Суворов В.Д. К интерпретации поверхностных годографов преломленных волн / В.Д. Суворов // Геология и геофизика. – 1984. – Т. 25, № 6. – С. 111–117.

145. Суворов В.Д. Мощность земной коры на юго-востоке Верхояно-Колымской складчатой системы (по близким землетрясениям) / В.Д. Суворов, З.А. Корнилова // Тихоокеанская геология. – 1986. – № 4. – С. 32–35.

146. Суворов В.Д. О петрофизической неоднородности земной коры и верхов мантии в двух районах Сибири по сейсмогравитационным данным и измерениям на образцах горных пород / В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Физическая мезомеханика. – 2008. – Т. 11, № 1. – С. 101–108.

147. Суворов В.Д. Региональная 3D структура фундамента Мало-Ботуобинского алмазоносного района по данным первых вступлений сейсмических волн / В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Технологии сейсморазведки. – 2010. – № 3. – С. 85–95.

148. Суворов В.Д. Сейсмическая модель зоны сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой системы (опорный профиль 3-ДВ) / В.Д. Суворов Е.А. Мельник // Физика Земли. – 2021. – № 6. – С. 52–67.

149. Суворов В.Д. Сейсмическая структура земной коры в зоне сочленения Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой системы (профиль 3-ДВ) / В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Интерэкспо ГЕО–Сибирь–2018. XIV Междунар. науч. конгр.: сб. мат. междунар. науч. конф. «Недропользование. Горное дело. Направления и технологии поиска, разведки и разработки месторождений полезных ископаемых. Экономика. Геоэкология». – Новосибирск: СГУГиТ, 2018. – Т. 4. – С. 264–271.

150. Суворов В.Д. Сейсмические верхнемантийные корни структур фундамента Сибирской платформы по профилю Рифт / В.Д. Суворов, З.Р. Мишенькина, Е.А. Мельник // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 8. – С. 1134–1150.

151. Суворов В.Д. Сейсмоплотностная структура верхней коры Забайкалья (профиль 1-СБ, южный участок) / В.Д. Суворов, Е.В. Павлов, Е.А. Мельник // Естественные и технические науки. – 2019. – № 12. – С. 157–159.

152. Суворов В.Д. Сейсмоплотностные признаки мезозойской складчатости в земной коре восточной пассивной окраины Сибирского кратона (профиль 3-ДВ) / В.Д. Суворов, Е.В. Павлов, Е.А. Мельник // Геофизические технологии. – 2022. – № 1. – С. 110–117.

153. Суворов В.Д. Структурно–вещественная модель земной коры Далдыно-Алакитского кимберлитового района по данным Р–, S– волн и гравитационного моделирования / В.Д. Суворов, Е.А. Мельник, А.В. Манаков // Региональная геология и металлогения. – 2005б. – № 26. – С. 169–178.

154. Суворов В.Д. Сейсмическая структура верхов земной коры в коллизионной зоне Сибирского кратона и Верхояно-Колымской складчатой системы (профиль 3-ДВ) / В.Д. Суворов, Е.А. Мельник // Естественные и технические науки. – 2019. – № 11. – С. 244–248.

155. Суворов В.Д. Сейсмические неоднородности верхней и всей коры Алдано–Станового щита (профиль 3-ДВ) [Электронный ресурс] / В.Д. Суворов,

Е.А. Мельник, Е.В. Павлов// Геодинамика и тектонофизика. – 2023 – Т. 14, № 1. – С. 1–14.

156. Тектоника Якутии / К.Б. Мокшанцев [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1975. – 198 с.

157. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия) / Под ред. Л.М. Парфенова, М.И. Кузьмина. – М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 571 с.

158. Тектонические аспекты строения Вилуйско-Мархинской зоны, их использование при прогнозировании кимберлитовых полей / Н.И. Горев [и др.]// Наука и образование. – 2011. – №3. – С. 5–10.

159. Тепловое поле недр Сибири / В.Т. Балобаев [и др.]. – Новосибирск: Наука, 1987. – 197 с.

160. Третьяков Ф.Ф. Некоторые аспекты строения консолидированной коры Верхоянского складчато–надвигового пояса/ Ф.Ф. Третьяков // Отечественная геология. – 2017. – № 5. – С. 116–122.

161. Фельдман А.А. Глубинная физико-геологическая модель кимберлитового поля / А.А. Фельдман, Л.В. Морозова // Геофизические методы прогноза, поисков и разведки месторождений алмазов // Тр. ЦНИГРИ, 1989. – Вып. 237. – С. 3–10.

162. Худолей А.К. Континентальный рифтогенез и пассивные окраины: тектоника и эволюция осадочных бассейнов / А.К. Худолей. – СПб.: Изд–во СПбГУ, 2004. – 84 с.

163. Цифровой каталог государственных геологических карт РФ, Масштаб 1:2500000. Листы N–50, M–50, 2010. Режим доступа: [http://vsegei.ru/ru/info/pub\\_ggk1000-3/](http://vsegei.ru/ru/info/pub_ggk1000-3/)

164. Шевченко Б.Ф. Модель глубинной геодинамики области сочленения Евразийской и Амурской литосферных плит / Б.Ф. Шевченко, В.Б. Каплун // Литосфера. – 2007. – № 4. – С. 3–20.

165. Эринчек Ю.М. Глубинное строение и геодинамика районов проявления кимберлитового магматизма на Сибирской платформе / Ю.М. Эринчек, Е.Д. Мильштейн, Н.Н. Колесник // Региональная геология и металлогения. – 2000. – № 10. – С. 209–228.

166. Эринчек Ю.М. Среднепалеозойский Вилюйско-Мархинский дайковый пояс Сибирской платформы: (По аэромагнит. данным) / Ю.М. Эринчек, Е.Д. Мильштейн, О.Г. Салтыков. – М.: Геоинформмарк, 1997. – 33 с.

167. Якутская кимберлитовая провинция: положение в структуре Сибирского кратона, особенности состава верхней и нижней коры (по данным изучения керн скважин и включений в кимберлитах) / О.М. Розен [и др.] // Геология и геофизика. – 2002. – Т. 43, № 1. – С. 3–26.

168. Archean and early Proterozoic evolution of the Siberian craton, a preliminary assessment / O.M. Rozen [et al.] // Archean crustal evolution. – Amsterdam: Elsevier, 1994. – P. 411–459.

169. Archean cratons, diamond and platinum: evidence for coupled long-lived crust – mantle systems / D.I. Groves [et al.] // Geology. – 1987. – Vol. 15, No 9. – P. 801–805.

170. Artemieva I.M. Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study / I.M. Artemieva, W.D. Mooney // Journal of Geophysical Research. – 2001. – Vol. 106. – P. 16387–16414.

171. Brocher T.M. Empirical Relations between Elastic Wavespeeds and Density in the Earth's Crust / T.M. Brocher // Bulletin of the Seismological Society of America. – 2005. – Vol. 95, No. 6. – P. 2081–2092.

172. Bushenkova N. Tomography on PP–P waves and its application for investigation of the upper mantle in central Siberia / N. Bushenkova, S. Tychkov, I. Koulakov // Tectonophysics. – 2002. – Vol. 358. – P. 57–76.

173. Carlson R.W. Physical, chemical, and chronological characteristics of continental mantle / R.W. Carlson, D.G. Pearson, D.E. James // Reviews of Geophysics. – 2005. – Vol. 43. – P. 1–24.

174. Červený V. Ray method in seismology / V. Červený, I.A. Molotkov, I. Pšenčík. – Praha, Univerzita Karlova, 1977. – 214 с.

175. Christensen N.I. Poisson's ratio and crustal seismology / N.I. Christensen // Journal of Geophysical Research B, Solid Earth and Planets. – 1996. – Vol. 101, No. B2. – P. 3139–3156.

176. Christensen N.I. Pore pressure, seismic velocities, and crustal structure / N.I. Christensen // Geophysical framework of the continental. – US: Boulder, Colorado, Geological Society of America, 1989. – P. 783–797.

177. Christensen N.I. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global review / N.I. Christensen, W.D. Mooney // Journal of Geophysical Research. – 1995. – Vol. 100, No. B7. – P. 9761–9788.

178. Cipar J. Central Siberia upper mantle cross-section from deep seismic sounding explosions / J. Cipar, K. Priestley // Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology. – Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1997. – P. 75–87.

179. Crustal root beneath the Urals: Wide-Angle Seismic Evidence / R. Carbonell [et al.] // Science. – 1996. – Vol. 274. – P. 222–224.

180. Diaconescu C. Role of a Phase-Change Moho in stabilization and Preservation of the Southern Uralian Orogen, Russia / C. Diaconescu, J. Knapp // Mountain Building in the Uralides / Editions D. Brown, C. Juhlin, V. Puchkov: Pangea to the Present AGU Geophys. Mono, 2002. – P. 67–82.

181. Ghent E.D. Thermodynamic models for eclogitic mantle lithosphere / E.D. Ghent, G.M. Dipple, J.K. Russell // Earth and Planetary Science Letters. – 2004. – Vol. 218. – P. 451–462.

182. Griffin W.L. Cratonic lithospheric mantle: Is anything subducted? / W.L. Griffin, S.Y. O'Reilly // Episodes. – 2007. – Vol. 30. – P. 43–53.

183. Helmstaedt H. Kimberlites of Southern Africa– are they related to subduction processes? / H. Helmstaedt, J.J. Gurney // Kimberlites and related rocks / Edited by J. Ross: Geol Soc Aust Spec, 1984, Publ 14. – P. 425–434.

184. Inferring upper-mantle temperatures from seismic velocities / F. Cammarano [et al.] // Physics of the Earth and Planetary Interiors. – 2003. – Vol. 138. – P. 197–222.

185. Ireland T.R. Trace element in diamond inclusions from reveal link to Archean granites / T.R. Ireland, R.L. Rudnick, Z. Spetsius // Earth and Planetary Science Letters. – 1994. – Vol. 128. – P. 199–213.

186. Kustowski B. The shear-wave velocity structure in the upper mantle beneath Eurasia / Kustowski B., Ekstrom G. Dziewonski A. M. // Geophys. J. Int. – 2008. – Vol.174. – P. 978–992.



187. Major features of the mantle velocity structure beneath northern Eurasia from long-range seismic recordings of peaceful nuclear Explosions / J. Mechie [et al.] // Proceedings of the NATO advanced research workshop on upper mantle heterogeneities from active and passive seismology / Edited by K. Fuchs: Moscow, Russia, 1997. – P. 33–50.

188. McKenzie D. The influence of lithospheric thickness variations on continental evolution / D. McKenzie, K. Priestley // *Lithos.* – 2008. – Vol. 102 (1–2). – P. 1–11.

189. Melnik E.A. Petrophysical interpretation of seismic and gravity data (the example of the mua depression) [Электронный ресурс] / E.A. Melnik, V.D. Suvorov, Z.R. Mishenkina // 7th EAGE Saint Petersburg International Conference and Exhibition. Understanding the Harmony of the Earth's Resources Through Integration of Geosciences (Saint Petersburg, Russia, 11-14 April). – Saint Petersburg, 2016. – P. 1–4.

190. Melnik E.A. Regional tectonic structure of the Transbaikalia crust from seismic data (Profile 1-SB) / E.A. Melnik, V.D. Suvorov // First workshop of IGCP-662 project. Orogenic architecture and crustal growth from accretion to collision: Abstract Volume (Dunhuang and Beijing, China, 15-22 September). – Beijing, 2018. – P. 57–59.

191. Mooney W. Multi-genetic origin of crustal reflectivity: a review of seismic reflection profiling of the continental lower crust and Moho / W. Mooney, R. Meissner // *The Lower Continental Crust* / Edited D.M. Fountain: Elsevier, Amsterdam, 1992. – P. 39-52

192. Muller G. Approximate treatment of elastic body waves in media with spherical symmetry / G. Muller // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* – 1971. – Vol. 23. – P. 435–449.

193. Nemeth B. Lithospheric structure of the Trans–Hudson Orogen from seismic refraction – wide-angle reflection studies / B. Nemeth, R. Clowes, Z. Hajnal // *Canadian Journal of Earth Sciences.* – 2005. – Vol. 42, No. 4. – P. 435–456.

194. Nielsen L. Identification of crustal and upper mantle heterogeneity by modeling of controlled-source seismic data / L. Nielsen, H. Thybo // *Tectonophysics.* – 2006. – Vol. 416. – P. 209–228.

195. Nielsen L. Seismic tomographic inversion of Russian PNE data along profile Kraton / L. Nielsen, H. Thybo, L. Solodilov // *Geophysical Research Letters.* – 1999. – Vol. 26. – P. 3413– 3416.

196. Nielsen L. The origin of teleseismic Pn-waves: multiple crustal scattering of upper mantle whispering gallery phases / L. Nielsen, H. Thybo // *Journal of Geophysical Research*. – 2003. – Vol. 108. – P. 2460.
197. O'Reilly S.Y. The continental lithosphere – as tectonosphere boundary: Can we sample it? / S.Y. O'Reilly, W.L. Griffin // *Lithos*. – 2010. – Vol. 120. – P. 1–13.
198. On and off the North China Craton: Where is the Archaean keel? / W.M. Fan [et al.] // *Journal of Petrology*. – 2000. – Vol. 41, No. 7. – P. 933–950.
199. Palmer D. Non-uniqueness with refraction inversion — a syncline model study / D. Palmer // *Geophysical Prospecting*. – 2010. – Vol. 58. – P. 203–218.
200. Parfenov L.M. Tectonics of the Verkhoyansk–Kolyma Mesozoides in the context of plate tectonics / L.M. Parfenov // *Tectonophysics*. – 1991. – Vol. 139. – P. 319–342.
201. Pavlenkova G.A. 2D model of the crust and uppermost mantle along Rift profile, Siberian craton / G.A. Pavlenkova, K. Priestley, J. Cipar // *Tectonophysics*. – 2002. – Vol. 355. – P. 171–186.
202. Pavlenkova G.A. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data / G.A. Pavlenkova, N.I. Pavlenkova // *Tectonophysics*. – 2006. – Vol. 416. – P. 33–52.
203. Pavlenkova N.I. General features of the upper mantle stratification from long-range seismic profiles / N.I. Pavlenkova // *Tectonophysics*. – 1996. – Vol. 264. – P. 261–278.
204. Pavlenkova N.I. High velocities in the uppermost mantle of the Siberian craton / N.I. Pavlenkova, G.A. Pavlenkova, L.N. Solodilov // *Tectonophysics*. – 1996. – Vol. 262. – P. 51–65.
205. Pavlenkova N.I. Seismic structure of the upper mantle along the long-range PNE profiles – rheological implication / N.I. Pavlenkova // *Tectonophysics*. – 2011. – Vol. 508. – P. 85–95.
206. Peculiarities of distribution of pyroxenite paragenesis garnets in Yakutian kimberlites and some aspects of the evolution of the Siberian craton lithospheric mantle / N.P. Pokhilenko [et al.] // *7th International Kimberlite Conference / Ed. Gurney J. J. et al.* – V. 2. – Cape Town, 1999. – P. 689–698.

207. Popov A.M. A deep geophysical study in the Baikal region / A.M. Popov // *Pure and Appl. Geophys.* – 1990. – Vol. 134, No. 4. – P. 575–587.
208. Priestley K. Seismic evidence for a moderately thick lithosphere beneath the Siberian platform / K. Priestley, E. Debayle // *Geophysical Research Letters.* – 2003. – Vol. 30. – P. 1118–1121.
209. Priestley K. The thermal structure of the lithosphere from shear wave velocities / K. Priestley, D. McKenzie // *Earth and Planetary Science Letters.* – 2006. – Vol. 244. – P. 285–301.
210. Properties of the mantle transition zone in northern Eurasia / T. Ryberg [et al.] // *Journal of Geophysical Research.* – 1998. – Vol. 103. – P. 811–822.
211. Regional uplift associated with continental large igneous provinces: The roles of mantle plumes and the lithosphere / A.D. Saunders [et al.] // *Chemical Geology.* – 2007. – Vol. 241. – P. 282–318.
212. Results of lithospheric studies from long-range profiles in Siberia / A.V. Egorkin [et al.] // *Tectonophysics.* – 1987. – Vol. 140, No. 1. – P. 29–47.
213. Rudnick R.L. Thermal structure, thickness and composition of continental lithosphere / R.L. Rudnick, W.F. McDonough, R.J. O'Connell // *Chem. Geol.* – 1998. – Vol. 145. – P. 395–411.
214. Ryberg, T. Structure of the upper mantle beneath Northern Eurasia derived from Russian deep-seismic PNE profiles / T. Ryberg, M. Tittgemeyer, F. Wenzel // in: Friedemann W. (Eds.), *LNES 27 105*, 2005. – P. 95–113.
215. Seismic and density heterogeneities of lithosphere beneath Siberia: Evidence from the Craton long-range seismic profile / E.A. Melnik [et al.] // *Polar Science.* – 2015. – Vol. 9. – No. 1. – P. 119–129.
216. Seismic velocity model of the crust and uppermost mantle around the Mirnyi kimberlite field / Suvorov V.D., Melnik E.A. [et al.] // *Tectonophysics.* – 2006. – Vol. 420, No. 1–2. – P. 49–73.
217. Sobolev S. Modeling of mineralogical composition, density and elastic wave velocities in anhydrous magmatic rocks / S. Sobolev, A. Babeyko // *Surveys in Geophysics.* – 1994. – No. 15. – P. 515–544.

218. Solodilov L.N. The Geon Centre: 25 years of implementation of PNE in studies of earth's deep structure / L.N. Solodilov // Upper mantle heterogeneities from active and passive seismology. – Kluwer Academic Publishers, Netherlands, 1997. – P. 1–10.

219. Stűw K. Geodynamics of the Lithosphere. An Introduction. Second edition. Springer–Verlag Berlin / K. Stűw. – Heidelberg, 2007. – 485 p.

220. Sultanov D.D. A seismic source summary for soviet peaceful nuclear explosions / D.D. Sultanov, J.R. Murphy, Kh.D. Rubinstein // Bull. Seismol. Soc. Amer. – 1999. – Vol. 89, No. 3. – P. 640–647.

221. Suvorov V.D. 3D structure of the crust and uppermost mantle beneath Yakutian kimberlite province (Siberia) from DSS data / V.D. Suvorov, E.A. Melnik // International Conference on Craton Formation and Destruction Schedule and Abstracts (Beijing, China, April 25-29, 2011). – Beijing, 2011. – P. 152.

222. The composition and evolution of lithospheric mantle: A reevaluation and its tectonic implications/ W.L. Griffin [et al.] // Journal of Petrology. – 2009. – Vol. 50. – P. 1185–1204.

223. The elusive lithosphere–asthenosphere boundary (LAB) beneath cratons / D.W. Eaton [et al.] // Lithos. – 2009. – Vol. 109. – P. 1–22.

224. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton / W.L. Griffin [et al.] // Tectonophysics. – 1999. – Vol. 310. – P. 1–35.

225. Thybo H. RAY84PC–Two-dimensional Ray–tracing and Synthetic Seismogram Calculation on Personal Computers / H. Thybo, J. Luetgert. – Institute of Geology, Copenhagen, 1990. – 41 p.

226. Thybo H. The heterogeneous upper mantle low velocity zone / H. Thybo // Tectonophysics. – 2006. – Vol. 416. – P. 53–79.

227. Thybo H. The seismic 8° discontinuity and partial melting in continental mantle / H. Thybo, E. Perchuc // Science. – 1997. – Vol. 275. – P. 1626–1629.

228. Upper mantle structure of eastern Asia from multimode surface waveform tomography / K. Priestley [et al.] // Journal of Geophysical Research. – 2006. – Vol. 111. – B10304. – P. 1–20.

229. Upper mantle velocity structure beneath the Siberian platform / K. Priestley [et al.] // Geophys. J. Int. – 1994. – Vol. 118. – P. 369–378.

230. Yanovskaya T.B. 3D S–wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data / T.B. Yanovskaya, V.M. Kozhevnikov // *Phys. Earth Planet. Int.* – 2003. – Vol. 138. – P. 263–278.

231. Zelt C.A. Modelling strategies and model assessment for wide–angle seismic traveltime data / C.A. Zelt // *Geophys. J. Int.* – 1999. – Vol. 139. – P. 183–204.

232. Zelt C.A. Seismic traveltime inversion for 2–D crustal velocity structure / C.A. Zelt, R.B. Smith // *Geophys. J.* – 1992. – Vol. 108, No. 1. – P. 16–34.