

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Геологический институт им. Н. Л. Добрецова Сибирского отделения  
Российской академии наук

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки  
Институт земной коры Сибирского отделения Российской академии  
наук

*На правах рукописи*

Предеин Петр Алексеевич

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ  
БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

Специальность 25.00.10 – Геофизика, геофизические методы поисков  
полезных ископаемых

Диссертация на соискание ученой степени кандидата  
геолого-минералогических наук

Научный руководитель:  
кандидат физико-математических наук  
Добрынина Анна Александровна

Улан-Удэ – Иркутск – 2022

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение.....	4
Глава 1. Тектоника, глубинное строение и сейсмичность центральной части Байкальской рифтовой системы.....	12
1.1 Тектоническое строение центральной части Байкальской рифтовой системы.....	12
1.2 Глубинная структура Южнобайкальской впадины.....	16
1.3 Сейсмичность центральной части БРС .....	23
1.4. Затухание сейсмических волн в литосфере БРС .....	28
Глава 2. Материалы и методы оценки затухания сейсмических волн ..	32
2.1 Затухание сейсмических волн .....	32
2.2.1 Оценка затухания по огибающей сейсмической коды .....	39
2.2.2 Метод нормировки амплитуд прямых и кода-волн .....	44
2.2.3 Оценка поглощения и рассеяния методом инверсии огибающей коды .....	51
2.2.4 Метод пространственной оценки затухания (метод эллипсов) .	57
2.3 Сеть сейсмических станций центрального района БРС .....	57
2.4 Данные .....	63
Глава 3. Результаты и их интерпретация.....	69
3.1 Результаты оценки затухания по кода-волнам .....	69
3.2 Оценка затухания методом нормировки к коде .....	76
3.3 Оценка вклада рассеяния и поглощения в общее затухание.....	82
3.4 Сравнение оценок добротности, полученных разными методами	87
3.5. Изменение добротности с расстоянием.....	90
3.6. Сравнение оценок добротности по коде с другими регионами...	95
Глава 4. Анализ пространственных вариаций затухания .....	100
4.1 Пространственные вариации затухания по коде локальных землетрясений.....	101
4.2 Пространственные вариации затухания по записям региональных землетрясений.....	106

4.3. Пространственные вариации затухания амплитуд прямых волн.....	108
4.4. Оценка вклада рассеяния и поглощения в общее затухание и сопоставление с геолого-геофизическими данными.....	110
Заключение .....	115
Литература .....	117
Приложения .....	132

## ВВЕДЕНИЕ

**Объектом исследования** данной работы является центральная часть Байкальской рифтовой системы (БРС) – Южнобайкальская впадина и прилегающие к ней территории, поглощающие свойства литосферы региона и параметры затухания сейсмических волн.

**Актуальность работы.** Центральная часть Байкальской рифтовой системы находится в одном из наиболее сейсмоопасных регионов Российской Федерации. Согласно картам общего сейсмического районирования [Комплект карт..., 2016], на прилегающих к ней территориях южной окраины Сибирской платформы и Забайкалья возможны сотрясения с интенсивностью до 9 баллов по шкале ШСИ-17. Высокий уровень сейсмической активности исследуемого региона подтверждается данными о палеоземлетрясениях, макросейсмическими сведениями о сильных сотрясениях прошлого и информацией о современных землетрясениях с магнитудами до 6.8 [Солоненко, 1960; Мельникова и др., 2008; Гилева и др., 2020; Тубанов и др., 2021].

В силу неоднородности строения литосферы параметры затухания варьируют в зависимости от региона [Yoshimoto et al., 1993; Kumar et al., 2005; Tuvè et al., 2006; Koulaikov et al., 2010; Wu et al., 2016; Banerjee, Kumar, 2017]. Именно региональные характеристики распространения сейсмических волн важны для оценки прогнозного движения грунта при возможных сильных землетрясениях и расчета синтетических акселерограмм [Павленко, 2008, 2009]. Особое значение при этом имеет оценка затухания на близких расстояниях (до 50 км), из местных зон возникновения очагов землетрясений [Чернов, 1989; Джурик и др., 2015; Atkinson, Boore, 2014]. Однако, в региональных, и тем более, локальных масштабах, затухание как явление изучено недостаточно [Павленко, 2011; Гусев, Гусева, 2016].

Карты общего сейсмического районирования ОСР-97, ОСР-97\*, ОСР-2015 и ОСР-2016 не учитывают региональных параметров излучения и распространения сейсмических волн. В частности, для построения карт

используется единое значение эффективной сейсмической добротности  $Q \approx 150$  на частоте  $f = 1.0$  Гц для всей материковой части Северной Евразии (кроме Курило-Камчатского региона и полуострова Крым). Кроме того, в расчетах используются соотношения связи сейсмической интенсивности с пиковым ускорением, полученные по данным наблюдаемым в Калифорнии (США), что приводит к существенным ошибкам [Павленко, 2012].

За период цифровых инструментальных сейсмических наблюдений в центральной части БРС Бурятским и Байкальским филиалами Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН) накоплен большой объем записей землетрясений. Эти сейсмограммы позволяют получить, помимо максимальных амплитуд и времен прихода сейсмических волн, информацию о среде, в которой распространяется энергия землетрясений. В данной работе используются данные цифровых сейсмических станций центральной части Байкальского рифта для детального изучения характеристик затухания сейсмических волн в регионе.

#### **Цель и задачи исследования.**

Целью работы является выявление общих закономерностей и особенностей распространения, а также пространственных вариаций затухания сейсмических волн в центральной части БРС. Для реализации поставленной цели были сформулированы следующие задачи:

1. Количественно оценить затухание сейсмических волн (продольных, поперечных, кода-волн) по записям локальных и региональных землетрясений, произошедших в районе Южнобайкальской впадины, определить зависимость добротности от частоты и величину коэффициента затухания.
2. Оценить вклад рассеяния на неоднородностях среды и внутреннего поглощения в общее затухание сейсмических волн.
3. Проанализировать закономерности пространственных вариаций затухания сейсмических волн и их возможную связь с геолого-

геофизическими характеристиками среды: глубинным строением, плотностью разломов, тепловым потоком и степенью современной сейсмической активности структур.

#### **Этапы выполнения.**

Проведенная работа делится на три этапа. Первый, подготовительный, этап связан с отбором и обработкой исходного сейсмологического материала (составление и уточнение каталогов, визуальный анализ и отбраковка сейсмограмм), созданием программного обеспечения для конвертации сейсмических записей из регионального формата «Байкал-5» в стандартные мировые форматы данных (MiniSEED, SAC, GSE2.0, формат Seisan), для расчета затухания по прямым волнам методом нормализации к коде (программа для ЭВМ CodaNorm, свидетельство о государственной регистрации № 2015615190), и расчета добротности по коде с (программа для ЭВМ Genvelope, свидетельство о государственной регистрации № 2018613010). Для разделения затухания на компоненты выполнялась адаптация программного пакета Qopen [Eulendorf, Wegler, 2016] для использования данных сети сейсмических наблюдений на центральном Байкале.

На втором этапе работ выполнялся расчет сейсмической добротности по прямым продольным и поперечным волнам и коде, проводилась оценка частотной зависимости добротности (частотного параметра) и коэффициента затухания. Значения сейсмической добротности по коде были получены для частотного диапазона от 0.5 до 32 Гц для длин окна обработки коды от 20 до 60 секунд. Аналогичные частотные диапазоны использовались для расчета по прямым *P*- и *S*-волнам. Также выполнялись оценки вариаций значений добротности  $Q$  в зависимости от длины окна коды, эпицентрального расстояния, энергии землетрясения, значения параметра геометрического расхождения, и сравнение значений  $Q$ , полученных различными методами.

На третьем этапе работы было выполнено двумерное картирование исследуемой территории по параметрам затухания сейсмических волн

(сейсмической добротности, частотному параметру и коэффициенту затухания). Полученные карты пространственных вариаций затухания сопоставлялись с глубинным строением, сейсмичностью, плотностью разломов и тепловым потоком региона.

### **Фактический материал.**

В работе использованы цифровые записи землетрясений, полученные региональной сетью сейсмических станций Бурятского и Байкальского филиалов Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН), сводная база данных обработки данных Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН за 2001–2021 гг., каталоги и бюллетени землетрясений Прибайкалья и Забайкалья за 2001–2016 гг.

### **Методы исследования.**

Для оценки затухания сейсмических волн в центральной части Байкальской рифтовой системы использовался комплекс методов, основанных на анализе кода-волн. Выполнялась оценка затухания по сейсмической коде с использованием модели однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975; Sato, 1977]; использовался метод нормализации коды для расчета затухания по прямым *P*- и *S*-волнам [Aki, Chouet, 1980], реализованный в программном пакете CodaNorm [Predein et al., 2017]; оценивался вклад рассеяния на неоднородностях среды и внутреннего поглощения в общее затухание. Для этого использовался метод инверсии огибающей коды [Sens-Schönfelder, Wegler, 2006], реализованный в пакете Qopen [Eulenfeld, Wegler, 2016]; оценка объема формирования коды выполнялась согласно подходу [Pulli, 1984]; двумерное картирование параметров затуханий сейсмических волн проводилось по методу перекрывающихся эллипсов [Mitchell, 1981].

### **Защищаемые положения:**

1. Установлены региональные закономерности затухания амплитуд объемных продольных и поперечных волн и сейсмической коды в литосфере Южнобайкальской впадины, учитывающие особенности среды

распространения, которые могут использоваться для районирования территории по степени тектонической активности.

2. Методом инверсии огибающей коды с использованием разделения затухания сейсмических волн на компоненты в литосфере Южнобайкальской впадины доказана доминирующая роль внутреннего поглощения в общем затухании, вклад рассеянной компоненты затухания зависит от размеров неоднородностей среды.

3. Пространственное распределение областей повышенного и пониженного затухания в Южнобайкальской впадине соответствует положению неоднородностей земной коры и верхней мантии – области пониженного затухания сейсмических волн согласуются с областями повышенной плотности верхней коры, а области высокого затухания согласуются с положением выступа аномальной мантии и областями высокой плотности эпицентров землетрясений, выделившейся сейсмической энергии и теплового потока.

#### **Научная новизна.**

Впервые определены параметры затухания (добротность, частотный параметр, коэффициент затухания) прямых  $P$ - и  $S$ - и кода-волн для центральной части Байкальской рифтовой системы с помощью комплекса методов, показана зависимость затухания от степени сейсмической активности, плотности разломов и теплового потока. Получены количественные оценки вклада внутреннего поглощения и рассеяния сейсмических волн в общее затухание.

**Личный вклад автора.** Автор принимал непосредственное участие на всех этапах исследования, включая сбор и подготовку исходных сейсмологических данных для обработки, отбор сейсмограмм локальных и региональных землетрясений, адаптацию существующих и разработку оригинальных приложений для конвертации сейсмических данных из различных форматов, разработку приложений для расчета затухания по прямым волнам методом нормализации к коде и для оценки по огибающей

коды. Также автором выполнялся расчет добротности различными методами и проводилось двумерное картирование по параметрам затухания для исследуемого региона.

### **Практическое применение.**

Характеристики затухания сейсмических волн, полученные для Южнобайкальской впадины и окружающих ее территорий, могут применяться при сейсмическом районировании различной степени детальности, анализе макросейсмических проявлений при сильных землетрясениях, для расчета синтетических сейсмограмм. Также значения сейсмической добротности необходимы при определении очаговых параметров региональных землетрясений и их магнитудной классификации.

### **Обоснование соответствия паспорту специальности 25.00.10.**

Согласно паспорта научной специальности 25.00.10 «Геофизика, геофизические методы поисков полезных ископаемых», работа соответствует пунктам №3, №6 и №9.

Пункт №3: Сейсмология (за исключением аппаратурных разработок и ситуаций, когда данные о современной или палеосейсмической активности используются в рамках традиционного геотектонического анализа).

Пункт №6: Математическое моделирование геодинамических процессов любых пространственных и временных масштабов. Изучение земной коры в рамках упругих, упругопластических, упруго-хрупких, вязко-упругих и т.п. моделей.

Пункт №9: Теория распространения сейсмических и электромагнитных волн в Земле. Теория потенциальных полей.

### **Апробация работы.**

Результаты работ лично докладывались автором на следующих научных совещаниях и конференциях:

1. XXVI Всероссийская молодежная конференция «Строение литосферы и геодинамика». Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, 20-25 апреля 2015 г.

2. III Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, 24-29 августа 2015 г.
3. III Всероссийское совещание и II всероссийская молодежная школа по современной геодинамике «Современная геодинамика Центральной Азии и опасные природные процессы: результаты исследований на количественной основе». Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, 19-23 сентября 2016 г.
4. IV Байкальская молодежная научная конференция по геологии и геофизике. ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, 21-26 августа 2017 г.
5. V Всероссийская научно-практическая конференция, посвященной 45-летию Геологического института СО РАН. ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, 27-31 августа 2018 г.
6. XII Российско-монгольская международная конференция «Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-монгольского региона: результаты многолетних исследований и научно-образовательная политика». Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, 1-5 октября 2018 г.
7. XIII Российско-монгольская международная конференция «Солнечно-земные связи и геодинамика Байкало-монгольского региона». Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск, 15-19 июля 2019 г.
8. V Байкальской молодежной научной конференции по геологии и геофизике. ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, 26-31 августа 2019 г.
9. Всероссийское совещание «Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ». Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, 26–30 апреля 2021 г.
10. XV международная сейсмологическая школа «Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных». Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, г. Новосибирск, 6–10 сентября 2021 г.

### **Публикации.**

По теме диссертации самостоятельно и в соавторстве опубликовано 20 работ, из них 4 статьи в рецензируемых журналах из списка ВАК (Известия Иркутского государственного университета. Серия: Науки о Земле, 2016; SoftwareX, 2017; Геодинамика и тектонофизика, 2019, 2022). Также получено 2 свидетельства государственной регистрации программ для ЭВМ (CodaNorm, заявка № 2015610149 от 12.01.2015; Genvelope, заявка № 2018610136 от 09.01.2018).

### **Объем и структура работы.**

Диссертация состоит из 4 глав, введения и заключения. Общий объем работы составляет 153 страницы, включает 9 таблиц, 60 рисунков, 5 приложений, список библиографии из 143 наименования.

### **Благодарности.**

Автор благодарит своего научного руководителя Добрынину Анну Александровну за постоянную готовность поделиться накопленными знаниями и отвечать на вопросы, и выражает благодарность Тубанову Цырену Алексеевичу за помощь и мотивацию в подготовке диссертации. Также благодарит Толочко В. В., Минеева А. В., Базарова А. Д. и весь коллектив лаборатории методов сейсмопрогноза Геологического института СО РАН, а также коллективы Бурятского и Байкальского филиалов ФИЦ ЕГС РАН за всестороннюю помощь.

Настоящее исследование проводилось в рамках проекта Минобрнауки РФ № 075-15-2020-787 «Фундаментальные основы, методы и технологии цифрового мониторинга и прогнозирования экологической обстановки Байкальской природной территории».

# ГЛАВА 1. ТЕКТОНИКА, ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И СЕЙСМИЧНОСТЬ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

## 1.1 Тектоническое строение центральной части Байкальской рифтовой системы

Байкальская рифтовая система (БРС) – крупнейшая на территории Евразии, и одна из самых сейсмически активных континентальных рифтовых систем в мире. БРС простирается более чем на 1500 км в северо-восточном направлении вдоль южного края древнейшей Сибирской платформы от Монголии до Алданского щита (рис. 1.1).

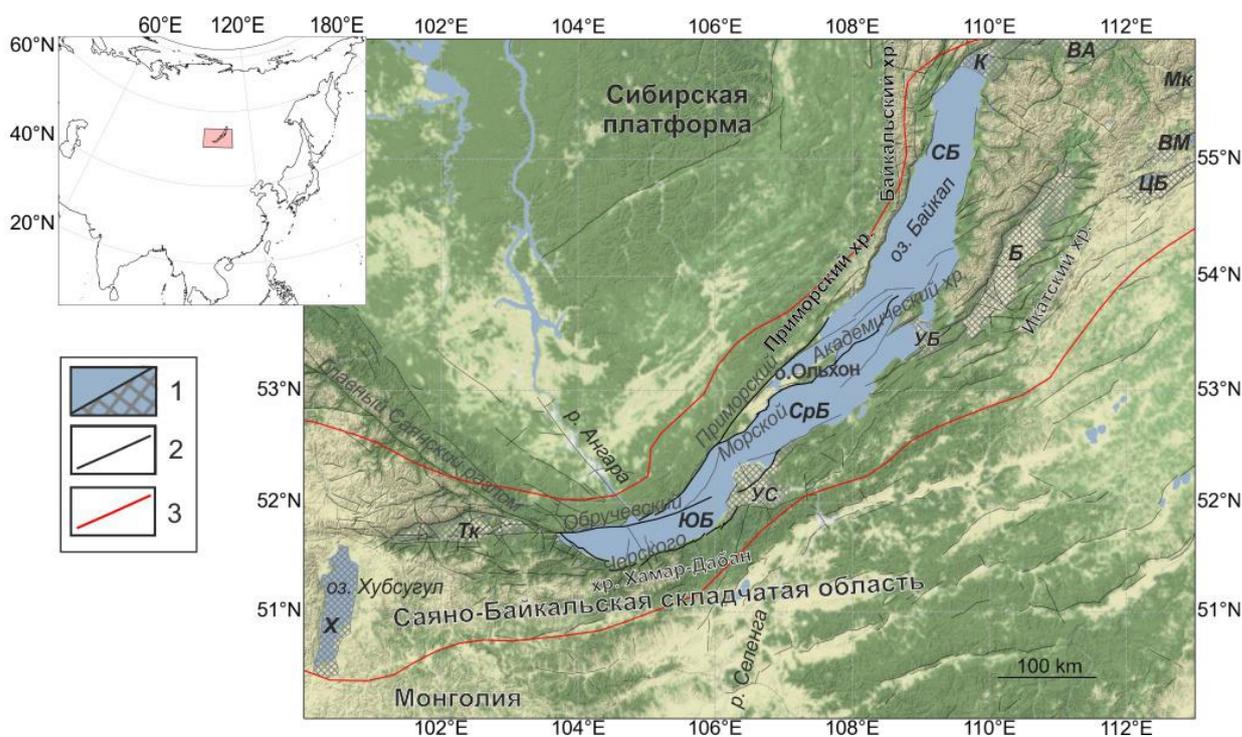


Рисунок 1.1. Схема неотектонических структур Байкальской рифтовой системы.

Кайнозойские рифтовые впадины (1): Б – Баргузинская, ВА – Верхнеангарская, ВМ – Верхнемуйская, К – Кичерская, Мк – Муяканская, СБ – Северо-Байкальская, Тк – Тункинская, УБ – Усть-Баргузинская, УС – Усть-Селенгинская, Х – Хубсугульская, ЦБ – Ципа-Баунтовская, ЮБ – Южно-Байкальская; (2) – разломы; (3) – граница рифтовой системы согласно [Логачев, 1999]. На врезке – выделенный регион исследования.

Ориентация БРС по простиранию с юго-запада (где она ограничена широтным Болнайским сдвигом [Логачев, 1999]) на северо-восток меняется от субмеридиональной (западная часть юго-западного фланга БРС) до

субширотной. Центральная часть характеризуется северо-восточной ориентацией. БРС состоит из системы поднятий и впадин, ограниченных крупными рифтоконтролирующими разломами преимущественно сбросового кинематического типа [Logatchev, Florensov, 1978]. Тектоническими структурами первого порядка БРС, лежащими в основе древней структуры региона, являются архей-протерозойская Сибирская платформа и Саяно-Байкальская складчатая область, состоящая из ряда тектонических блоков – террейнов, возраст которых варьирует от позднего протерозоя до среднего палеозоя [Логачев, 1999].

Фундаментом Байкальской рифтовой системы в южной ее части служат структуры архейско-протерозойской Сибирской платформы и причлененных к ней в разное время террейнов обрамления, возраст консолидированной коры которых варьирует от позднепротерозойского до раннепалеозойского [Беличенко и др., 2003]. Большую роль в локализации неотектонических структур, особенно в южной и центральной частях БРС, играли краевые ограничения Сибирской платформы и древних блоков ее обрамления.

Впадина озера Байкал, протягивающаяся более чем на 600 км (около трети от общей длины рифта) при ширине акватории от 25 до 80 км [Бухаров, 2001], состоит из трех котловин: северной, средней (центральной) и южной, структурно составляющих две тектонические рифтовые впадины: Южнобайкальскую (ЮБ), протяженностью около 430 км, и Северобайкальскую, длиной 250 км (рис. 1.1). Рифтовые впадины разделены между собой подводным Академическим хребтом, примыкающими к нему островами Ольхон и Ушканьими, и полуостровом Святой Нос. Согласно [Логачев, 2003] в настоящей работе ЮБ впадина рассматривается как единая тектоническая структура, состоящая из двух котловин, разделенных Бугульдейско-Селенгинской перемычкой.

Наиболее древним сегментом БРС, от которого происходило разрастание рифтовой зоны согласно [Логачев, 2003], является Южнобайкальская впадина, где мощность кайнозойских отложений достигает

9-10 км [Хатчинсон, 1993; Казьмин и др., 1995; Moore et al., 1997]. Впадина является типичной структурой, соответствующей зоне растяжения [Разломообразование, 1992]. В южной части впадины выделяется субширотная Култукская депрессия, в северной ее части (Мишихинская депрессия) простирание структур меняется на северо-восточное.

Мощность осадочных отложений в ЮБ впадине достигает 9 км к северо-востоку от дельты р. Селенга [Ten Brink, Taylor, 2001] и 4000 м – в Северобайкальской впадине (район устья Верхней Ангары). В других крупных рифтовых впадинах (Тункинской, Баргузинской, Верхнеангарской, Нижнемульской и Чарской) мощности кайнозойских отложений достигают 2300-2800 м [Сейсмическое районирование..., 1977]. Характерной особенностью большинства крупных рифтов (впадин байкальского типа) является асимметричность поперечных сечений: более крутыми являются их северо-западные и северные борта. Эта асимметричность связана с тем, что крупноамплитудные сбросы приурочены преимущественно к границам более древних тектонических блоков, которые ограничивают рифтовые впадины с северо-запада и севера в центральной и юго-западной частях БРС. Амплитуды отдельных сбросов достигают 1500-2000 м, а у Обручевского разлома, ограничивающего Южнобайкальскую впадину с северо-запада, – 3000-4000 м [Сейсмическое районирование..., 1977]. Имеются данные о наличии горизонтальных смещений по разломам на фланговых участках БРС [Шерман и др., 1973; Шерман, Днепровский, 1989; Саньков и др., 1991, 2002; Чипизубов и др., 1994а, б; 2003 и др.].

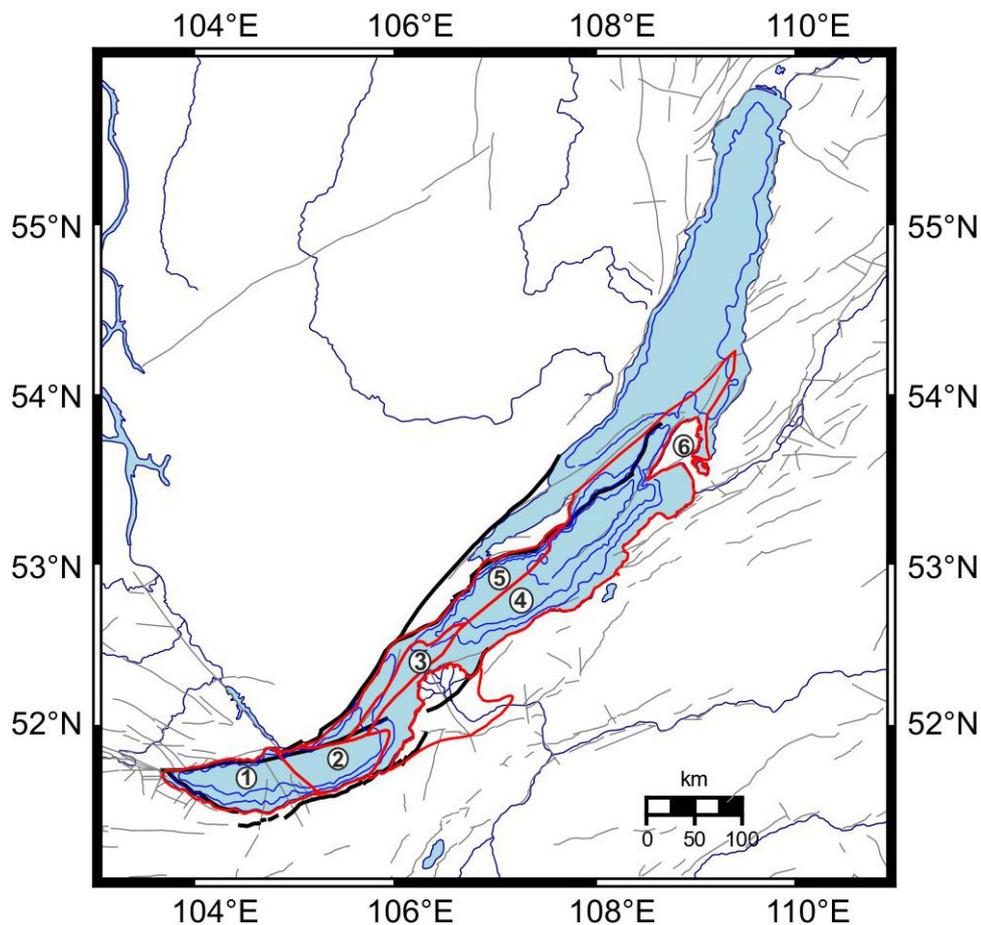


Рисунок 1.2. Основные структуры Байкальской впадины [Levi et. al, 1997]. 1 – Култукская депрессия, 2 – Мишихинская впадина, 3 – Бугульдейский коридор, 4 – Селенгино-Чивуркуйский грабен, 5 – Приольхонский грабен, 6 – Святоносское поднятие.

На всем протяжении Байкальская впадина нарушена разломами, образующими разнородную блоковую структуру. Главным рифтообразующим разломом, ограничивающим впадину с севера, является ветвь Обручевской системы разломов, которая в районе южной оконечности Приольхонского блока разветвляется на Приморский и Морской (Ольхонский) разломы. На юго-западе впадина отделена от платформы Присянским поднятием [Сеймотектоника и сейсмичность..., 1968].

В центре Южнобайкальской впадины, на границе Южной и Центральной котловины, находится Селенгинская сейсмогенерирующая структура (Селенгинская зона аккомодации – по [Ten Brink, Taylor, 2001]). Выделяют подводную часть сочленения – Бугульдейско-Селенгинскую перемычку, в пределах которой глубина озерной котловины уменьшается до

300-400 м, и ее сухопутную часть – Усть-Селенгинскую депрессию [Леви, 1997; Хатчинсон и др., 1993]. Усть-Селенгинская депрессия ограничена с юго-востока хребтом Хамар-Дабан (высоты до 1500 м). Структурно она состоит из Дельтового и Калтусного прогиба, Творогово-Истокского поднятия и Фофаново-Энхалуковского выступа [Татьков и др., 1994; Нефедьев, 2006].

В пределах ЮБ впадины и подводной части дельты р. Селенги выделяется последовательность параллельных и секущих рифт разломов, свидетельствующих об интенсивных деформациях этого участка рифта. Основные из них: разломы Песчаный, Бугульдейский, Южнобайкальский; для северной части это Дельтовый прогиб (дельта р. Селенги) и прилегающая часть Среднебайкальской котловины с разломами: Приморский, Обручевский (имеет видимый наклон  $65^\circ$  по данным многоканального сейсмопрофилирования [Scholz, Hutchinson, 2000]), Крестовский, Ольхонский, Святоносский, Береговой. В юго-восточной части ЮБ впадины выделяется зона разломов Черского, состоящая из одной ветви, проходящей вдоль сухопутной части Селенгинской депрессии, и другой – вдоль дельты р. Селенги.

Расположение структуры вдоль краевого шва Сибирской платформы определяет ее высокую подвижность и, как следствие, большие амплитуды горизонтальных смещений. Максимальные современные деформации во впадине, оцененные по данным GPS-геодезии [Саньков и др., 2014], тяготеют к ее центральной части. Скорость деформации растяжения в пределах впадины достигает  $3.1 \times 10^{-8}$  год<sup>-1</sup>. При этом, скорость относительного движения блоков Сибирской платформы и Забайкалья составляет 3–4 мм/год.

## **1.2 Глубинная структура Южнобайкальской впадины**

Геолого-геофизические исследования, выполнявшиеся в Байкальском регионе до конца 60-х гг. 20-го века методами гравиметрии, магнитометрии и магнитотеллурического зондирования (МТЗ), выявляли значительные неоднородности глубинного строения, обусловленные рифтогенезом. Однако зачастую противоречивые результаты исследований, полученные различными

методами, требовали уточнения с помощью независимых априорных данных. Первые объективные сведения о глубинном строении земной коры и верхней мантии в районе Южнобайкальской впадины были получены методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ).

Исследования методом ГСЗ в этой части БРС начались в 1968 г. [Крылов и др., 1981]. В течение 1976-1987 гг. в южной части Восточной Сибири было произведена серия подземных ядерных взрывов в составе сверхдлинных профилей глубинного сейсмического зондирования «Рифт» и «Метеорит» [Pavlenkova, 2006]. Профили ГСЗ проходили с северо-запада на юго-восток через Сибирскую платформу (профиль «Рифт») до Саяно-Байкальской складчатой области и через центральную часть БРС до Забайкалья (профиль «Метеорит»). В результате этих работ было получено глубинное строение земной коры и верхней мантии вдоль данных профилей.

По данным ГСЗ были получены сведения о скоростном строении земной коры Байкальского региона, определены границы литосферы и верхней мантии [Недра..., 1981; Детальные..., 1991]. Обобщение результатов этих исследований для исследуемого региона показало, что мощность коры сокращена под рифтовыми впадинами и составляет 34–35 км для центральной части Байкальской впадины [Суворов, 1999] по сравнению с 44–52 км горного поднятия Восточного Саяна и 37–39 км под Сибирской платформой [Мац и др., 2001].

Под Байкальской впадиной и на обширной территории к юго-востоку от нее получена аномально низкая скорость сейсмических волн для верхней мантии, протягивающаяся в северо-восточном направлении в пределах БРС и имеющая поперечные размеры 200–400 км. Под рифтовыми впадинами для глубин 12–17 км был обнаружен слой повышенных скоростей. Область пониженных скоростей в мантии под Байкальским рифтом прослеживается до глубины 70–100 км и распространяется под Сибирскую платформу [Суворов и др., 2010].

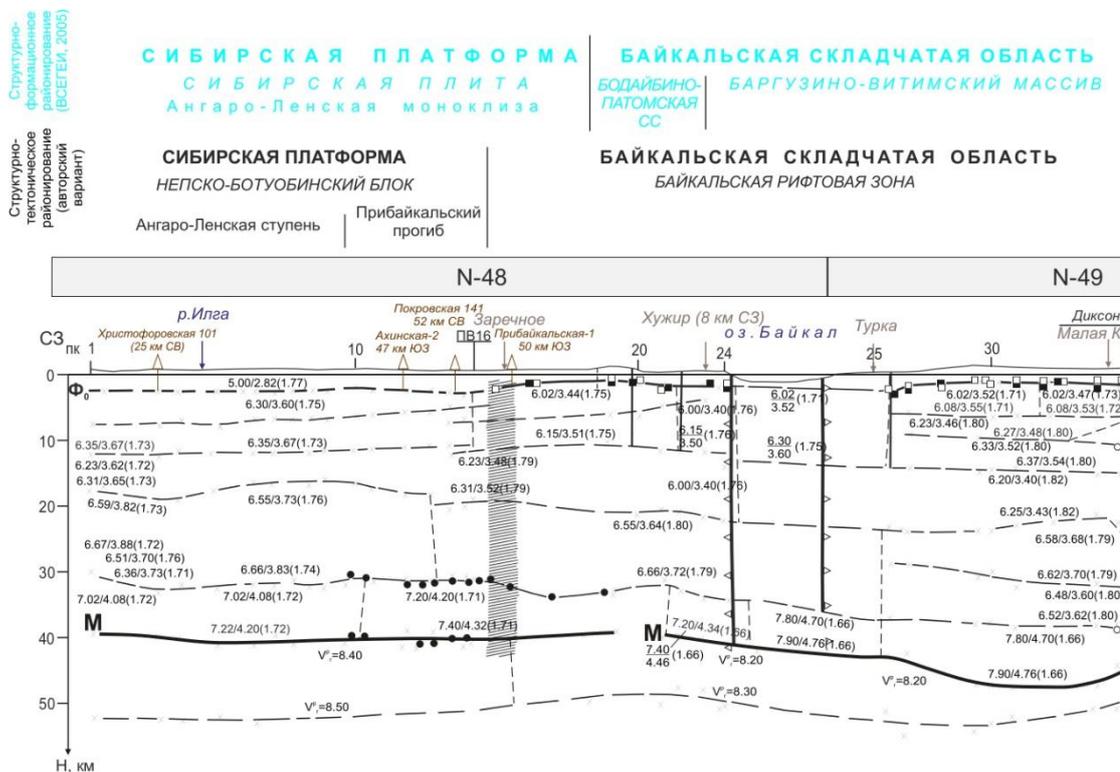


Рисунок 1.3. Сейсмический разрез по профилю ГСЗ «РИФТ-VII» [Чернышев и др., 1985].

По результатам ГСЗ было установлено, что для центральной части Байкальской рифтовой системы характерна изменчивая мощность земной коры при практически постоянной средней скорости сейсмических волн для зоны рифта с ее увеличением от 6.5 до 7.5 км/с в сторону Забайкалья (для нижней части коры, Рис. 1.3). Также были получены anomalously низкие скорости сейсмических волн под границей Мохо [Крылов и др., 1981, Канарейкин и др., 2017] с увеличением скорости от северо-восточного фланга БРС на юго-восток в сторону Забайкалья [Соловьев и др., 2017].

ГСЗ с использованием ядерных взрывов, выполненное вдоль профиля «Метеорит» (Диксон–Хилок), подтвердило существование области низкоскоростной мантии под Байкальским рифтом, но обозначило лишь северо-западную ее границу [Егоркин и др., 1996].

Общее представление о скоростном строении региона для глубин до первых сотен километров было получено методами классической сейсмологии, однако разрешающая способность этих методов (порядка 500×500 км по латерали для метода поверхностно-волновой томографии и

более 100 км для томографии на отраженных волнах) может быть недостаточной для обнаружения локальных эффектов глубинного строения [Мордвинова, 2012].

Полученные методом ГСЗ региональные характеристики глубинной структуры литосферы и верхов мантии подтверждаются и уточняются результатами телесеismicкой томографии. Так, в работе [Ананьин, Мордвинова 2009] получены скоростные модели земной коры и верхней мантии до глубин более 200 км методом инверсии приемных функций продольных волн. Тем же методом в работе [Мордвинова, Артемьев, 2010] непосредственно под Южнобайкальской впадиной обнаружено локальное утонение земной коры до 34–36 км, выявлен ряд слоев пониженных скоростей, соответствующих разломным структурам в виде крупноамплитудных надвигов.

В работе [Ананьин, Мордвинова, 2012] построены двумерные модели скоростной структуры БРС, на которых прослеживается практически ровная граница Мохо на глубине 40 км в юго-западном направлении вдоль простирания Байкальского рифта (Рис. 1.4). Также в работе показано совпадение низкоскоростных участков разреза для мощных осадочных отложений рифтовых впадин в верхних горизонтах и более высокие скорости, относящиеся к межвпадинным перемычкам.

Для района Саяно-Байкальской складчатой области отмечается область пониженных значений скоростей сейсмических волн – до 8.1 км/с для мантии, и наоборот, их повышение в коре и фундаменте –  $V_{Pg}=5.8-6.7$  км/с [Cherepanova et al., 2013].

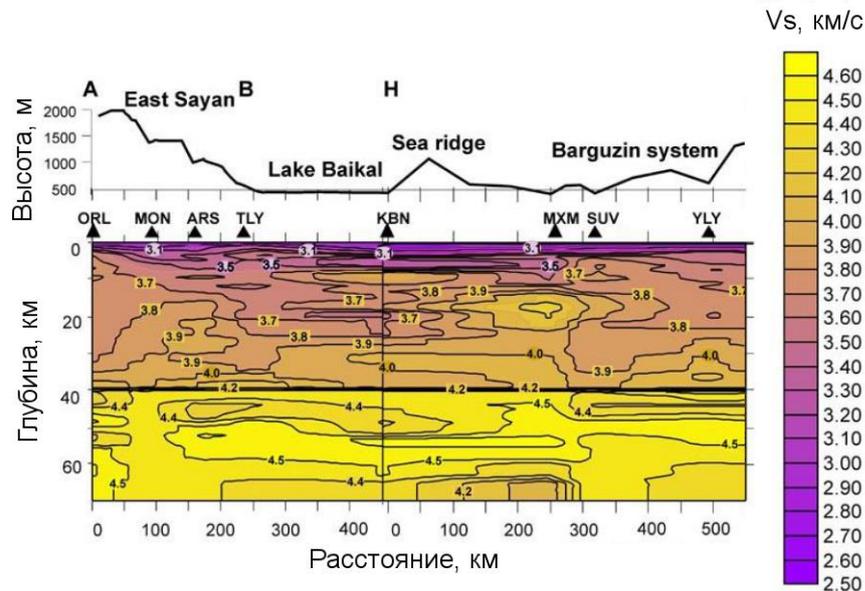


Рисунок 1.4. Фрагмент двумерного скоростного разреза поперечных волн до глубины 70 км вдоль Байкальской рифтовой системы [Ананьин и др., 2012]

В результате работ по многоканальному сейсмическому профилированию [Ten Brink, Taylor, 2001], оценена скоростная структура по продольным Р-волнам. По направлению от Усть-Селенгинской депрессии до Баргузинского залива получена глубина залегания границы Мохо в диапазоне от 39 до 42.5 км. Мощность осадочных отложений достигает 8–9 км под центральной частью впадины и уменьшается в сторону Баргузинского залива и под дельтой Селенги (Рис. 1.5), с постепенным увеличением скоростей продольных сейсмических волн с глубиной. Нижняя часть коры включает в себя базальтовый слой мощностью 8 км и высокими скоростями сейсмических волн – 7.05–7.4 км/с, тогда как для верхней мантии получена нормальная скорость (8 км/с). Также в работе предполагается, что нижняя часть коры под Байкалом является остатком первоначальной коры Сибирской платформы или континентальных дуг в пределах Саяно-Байкальского складчатого пояса.

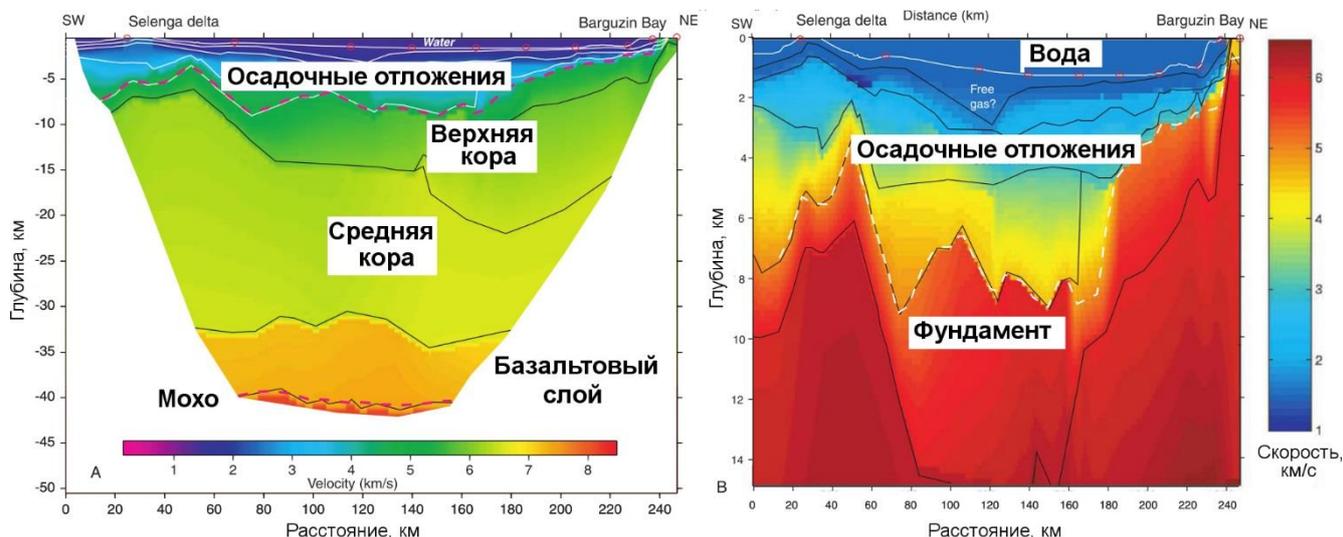


Рисунок 1.5. Скоростная модель по Р-волнам от дельты р. Селенга до Баргузинского залива [Ten Brink, Taylor, 2001] (а) и фрагмент верхней части модели до глубины 15 км (б)

Методами МТЗ также были получены данные о глубинном строении региона. По результатам первых магнитотеллурических исследований литосферы Байкальского рифта [Ваньян и др., 1967; Горностаев, 1972; Поспеев, Михалевский, 1976; Поспеев, 1998; Бердичевский и др., 1999] обнаруживались слои с низким удельным электрическим сопротивлением, связанные с повышенным содержанием флюидов.

Дальнейшие работы в регионе, в том числе непосредственно в районе центрального Байкала, позволили построить геоэлектрический разрез вкрест простирания БРС, уточняющий его строение и глубину проводящих слоев (Рис. 1.6). В работе [Мороз, Мороз, 2012] показано, что осадочный чехол впадины оз. Байкал имеет ассиметричное строение с уменьшением его мощности с ЮЗ в СВ направлении, что хорошо согласуется с результатами [Ten Brink, Taylor, 2001]. Также по данным МТЗ установлено, что юго-восточная граница Байкальской впадины в районе Средне-Байкальской котловины приурочена не к борту впадины, а проходит по суше на удалении от него на расстоянии около 17 км [Мороз, 2012]. По изменению геомагнитного поля, магнитного типпера и по данным МТЗ обнаружены проводящие зоны в литосфере БРС, которые связываются с электропроводностью глубинных разломов [Мороз, 2012; Мороз, 2013].

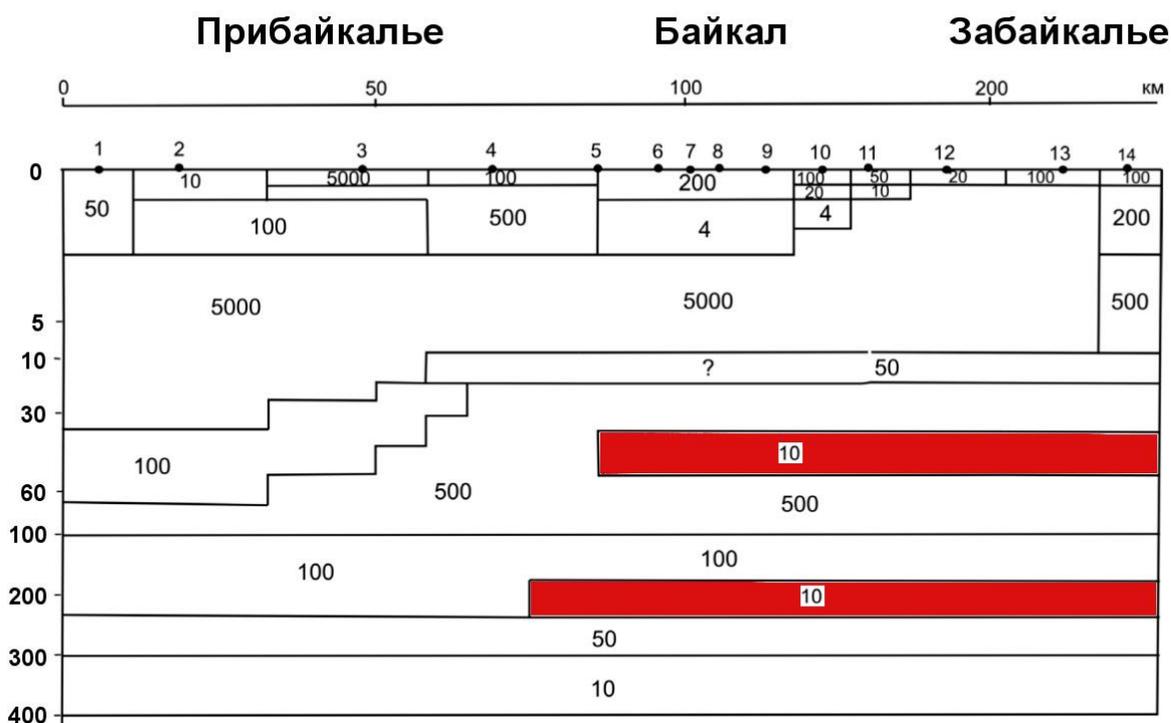


Рисунок 1.6. Геоэлектрический разрез вкрест простирания Байкальской рифтовой зоны [Мороз, 2012]

Согласно [Мац и др., 2001], мощность коры сокращена под рифтовыми впадинами и составляет порядка 34–48 км по сравнению с 44–52 км горного поднятия Восточного Саяна и 37–39 км под Сибирской платформой. Кровля слоя высокой электрической проводимости, отождествляемого с астеносферой, залегает под платформой на глубине 200 км, под БРС – на глубине 100 км в ее южной части и 60 км в северной [Попов, 1989; Зорин и др., 1996].

Область Сибирской платформы и северо-восточный фланг рифтовой системы характеризуются низкими и средними значениями теплового потока (15–64 мВ/м<sup>2</sup>) [Каталог данных..., 1985; Голубев, 2007; Лысак, 2002]. Для складчатой области значения теплового потока варьируют в пределах 28–106 мВ/м<sup>2</sup>, максимальные значения наблюдаются в Баргузинском районе (53–152 мВ/м<sup>2</sup>). Байкальская впадина в целом характеризуется очень нерегулярными значениями теплового потока – от 18 до 474 мВ/м<sup>2</sup>.

### 1.3 Сейсмичность центральной части БРС

Одним из признаков проявления активной современной тектоники исследуемого региона, наряду со скоростями современных движений является высокая сейсмическая активность региона. Центральная часть Байкальской рифтовой системы и прилегающие к ней территории (южная окраина Сибирской платформы, Забайкальский и Хамар-Дабанский блоки) находятся в одном из наиболее сейсмоопасных регионов Российской Федерации – согласно картам общего сейсмического районирования, здесь возможны землетрясения с интенсивностью 7–9 баллов (рис. 1.7). Высокий уровень сейсмической активности исследуемого региона подтверждается данными о палеоземлетрясениях, макросейсмическими сведениями о сильных сотрясениях прошлого и информацией о современных землетрясениях с магнитудами до 6.8 [Солоненко, 1960; Мельникова и др., 2008; Гилева и др., 2020; Тубанов и др., 2021]. Территория центрального Байкала оконтурена 9-балльной изосейстой (рис. 1.7).

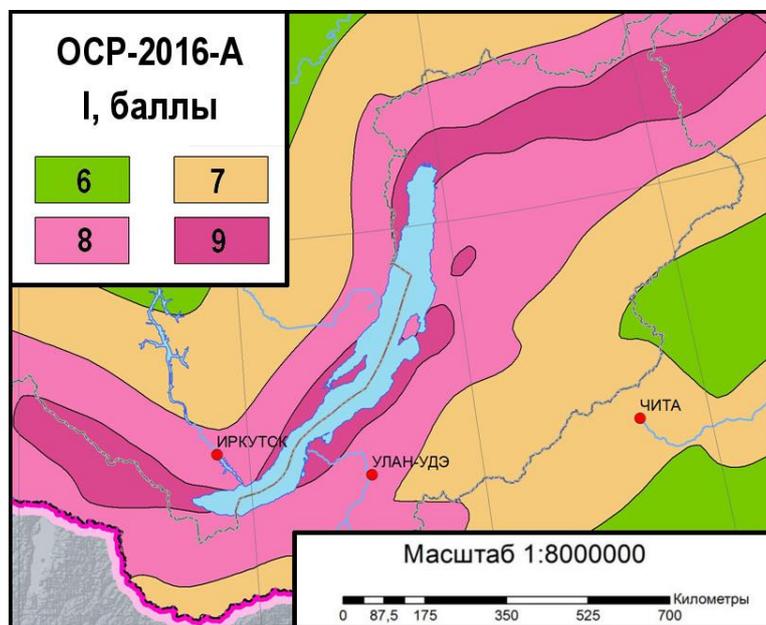


Рисунок 1.7. Фрагмент карты ОСР-2016-А. Максимальная интенсивность сейсмических сотрясений (I, баллы) 10%-я вероятность превышения расчетной интенсивности в течении 50 лет (период повторяемости сотрясений – 500 лет) или [Новый комплект карт..., 2016]

Несмотря на исторические сведения о сильных землетрясениях, сейсмический потенциал центрального Байкала долгое время считался невысоким. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 года с магнитудой 6.8 [Солоненко 1960, 1964, 1968, 1981; Рустанович 1961], подтвердившее высокий уровень сейсмической активности центральной части Байкальского рифта, положило начало детальным сейсмическим исследованиям в регионе. С этого времени в регионе создается постоянная сеть сейсмических станций, впервые инструментально наблюдается афтершоковая последовательность (за три месяца было зарегистрировано более 700 событий, локализованы гипоцентры очагов и оценена глубина залегания границы Мохо) [Солоненко, Тресков 1960; Голенецкий 1961, 1965].

С 1952 года на территории БРС зарегистрировано более 100 тысяч землетрясений с магнитудой  $\geq 1.5$ , из которых 13 сильных землетрясений с магнитудами  $M \geq 6.0$ . Большинство землетрясений приурочено непосредственно к самой рифтовой системе, для Забайкалья характерна умеренная сейсмичность, для Сибирской платформы – слабая рассеянная сейсмичность (рис. 1.8).

Распределение эпицентров землетрясений БРС во времени достаточно устойчиво [Тресков, 1968; Мишарина и др., 1973; Голенецкий, 1977а], что говорит о высокой степени структурированности сейсмогенной среды и наличии сейсмоактивных структур [Арефьев, 2003; Шебалин и др., 1991; Шерман, 2004].

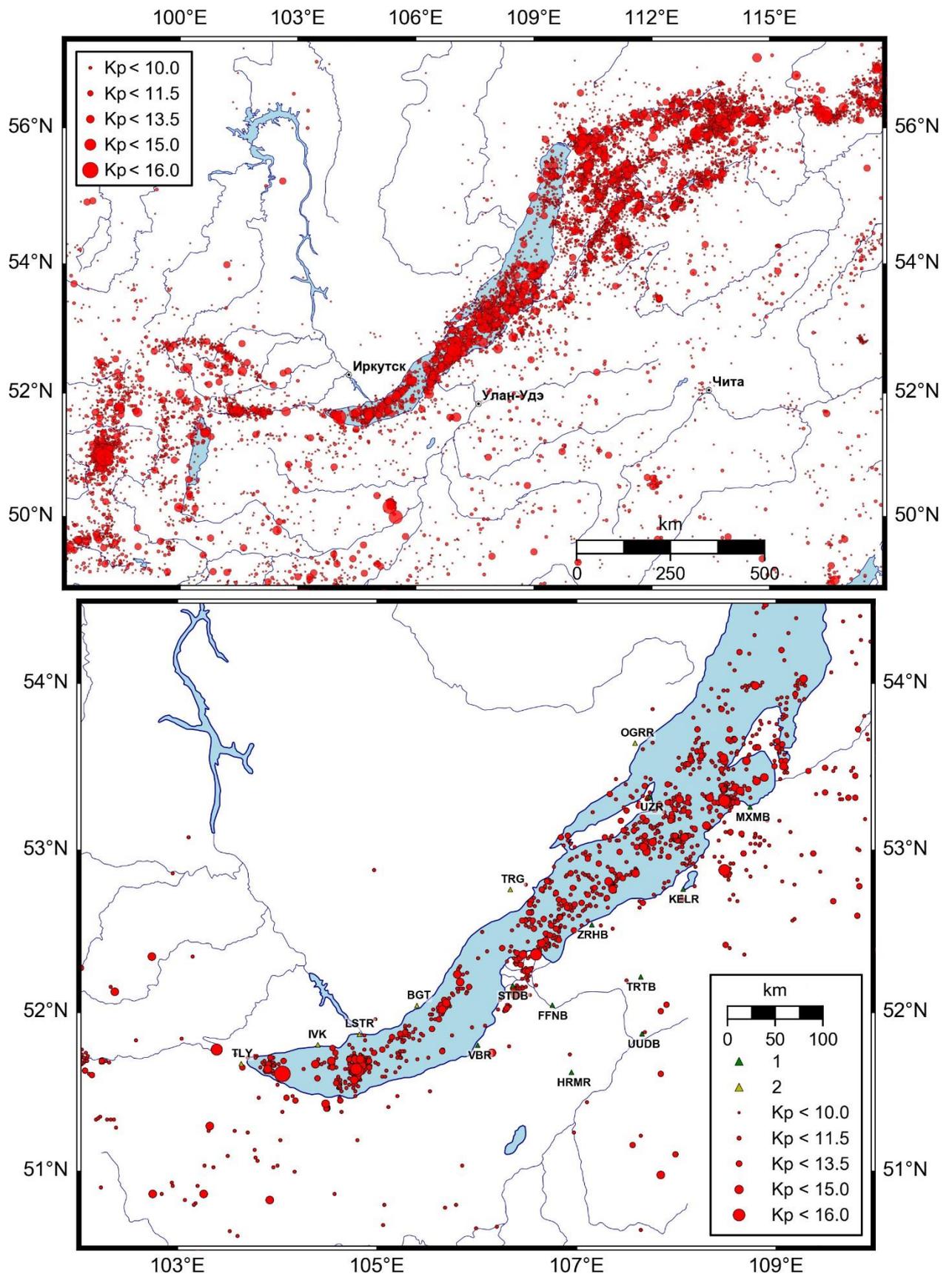


Рисунок 1.8. Сейсмичность Байкальской рифтовой системы: наверху – за период 1952–2020 гг., внизу – за период цифровых сейсмологических наблюдений (1999–2020 гг.) в Южнобайкальской впадине и на прилегающих территориях, энергетический класс  $K_p > 8.6$  (магнитуда  $m_b > 2.5$ )

Асимметрия геологического строения рифтовых впадин находит свое отражение и в асимметричном распределении эпицентров землетрясений: основная часть эпицентров землетрясений сосредоточена от линии основного разлома на восток (рис. 1.8). Очаги землетрясений не размещаются равномерно по площади зоны рифта, а концентрируются в более или менее широкие полосы значительной протяженности, в основном ориентированные вдоль рифтовых структур. При анализе сейсмичности отмечается наличие брешей в эпицентральной поле, чередование участков повышенной и пониженной плотности эпицентров землетрясений, коррелирующих с блоковой делимостью земной коры [Голенецкий, 1976; Solonenko et al., 1996; Сейсмоионосферные и электромагнитные..., 2012; Радзиминович и др., 2018]. Основная масса землетрясений в районе Южнобайкальской впадины локализуется на глубинах 9–21 км, с максимумом на 14–18 км [Арефьев и др., 2008; Suvorov, Tubanov, 2008; Радзиминович, 2010, 2022].

За период 1952–2020 гг. на всей территории БРС произошли сильнейшие для региона Мондинское (04.04.1950 г.,  $M=7.0$ ) и Муйское (27.06.1957 г.,  $M=7.6$ ) землетрясения [Сейсмоионосферные и электромагнитные..., 2012], локализованные на флангах рифта. Непосредственно в Южнобайкальской впадине за время непрерывных цифровых наблюдений произошло три землетрясения с  $M \geq 6$ : Среднебайкальское (29.08.1959,  $M=6.8$ ), Южнобайкальское (25.02.1999,  $M_w=5.9-6.0$ ) и Култукское (27.08.2008,  $M=6.3$ ). Все эти землетрясения сопровождались афтершоковыми последовательностями, а для Южнобайкальского также была зарегистрирована форшоковая активность [Радзиминович, Очковская, 2013].

Высокая сейсмичность характерна практически для всей Южнобайкальской впадины: ее юго-западной части, дельты р. Селенги, для Центрального Байкала и к юго-востоку от о. Ольхон. Здесь можно выделить три области концентрации землетрясений: первая находится на западной оконечности впадины и соответствует простиранию подводной части Главного Саянского разлома. Вторая область протягивается от Култукской

депрессии на северо-восток, заканчиваясь напротив дельты р. Селенга. Эта область тяготеет к северо-западному борту Южнобайкальской впадины, и наследует ориентацию ограничивающего его Обручевского разлома. Между первой и второй областями наблюдается зона сейсмического затишья. Третья область локализована в Мишихинской депрессии, она уходит от юго-восточного борта Южнобайкальской впадины на северо-восток.

В районе Среднего Байкала наблюдается короткая полоса эпицентров северо-восточной ориентации, пересекающая дельту р. Селенга. Севернее в акватории озера наблюдаются две полосы эпицентров северо-восточной ориентации. Первая тяготеет к западному берегу оз. Байкал, вторая, представленная более плотным полем эпицентров – к восточному. В северной части в сторону о. Ольхон можно выделить полосы эпицентров северо-восточной и север-северо-восточной ориентаций. Далее на северо-восток перед полуостровом Святой Нос находится еще одна зона высокой плотности эпицентров, отделенная узкой слабосейсмичной зоной.

Характер проявления сейсмичности в БРС весьма разнообразен: наряду с отдельными (иногда достаточно сильными толчками) здесь происходят рои землетрясений; сильные и умеренные землетрясения предваряются и сопровождаются форшоками и афтершоками [Голенецкий, 1977]. При этом рои и афтершоковые последовательности могут происходить в одних и тех же областях БРС [Солоненко, Солоненко, 1987; Радзиминович, Очковская, 2013].

Наряду с процессами кластеризации, на центральном Байкале отмечается усиление слабой сейсмичности в период с октября по апрель, что связывается с сезонными изменениями уровня оз. Байкал [Татьков, 2009], однако, нельзя исключать влияние изменения фонового уровня микросейсмического шума. В зимний период он как правило меньше, следовательно, возрастает количество регистрируемых событий низких энергетических классов.

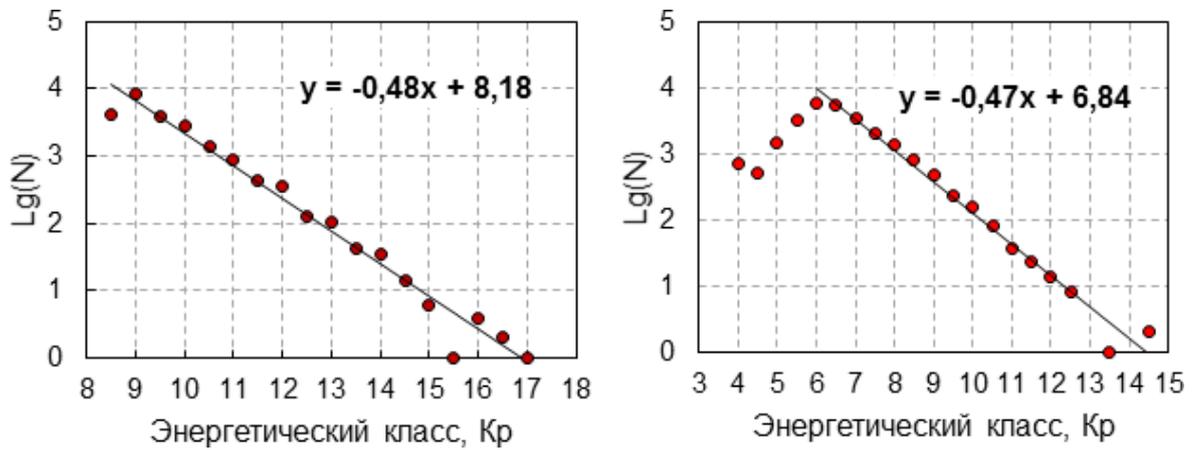


Рисунок 1.9. График повторяемости землетрясений (а) – за время инструментальных наблюдений, и (б) – по данным БуФ ФИЦ ЕГС РАН за время цифровой регистрации

Согласно графика повторяемости землетрясений, за период непрерывных инструментальных наблюдений с 1952 года в целом для территории Байкальского рифта представительным является энергетический класс по шкале Раутиан  $K_p=9$ . За период 1999–2015 гг. для Центрального Байкала (территория, ограниченная координатами  $51^{\circ}$ – $54^{\circ}$  с. ш., и  $104$ – $110^{\circ}$ ) по данным обработки Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН получен представительный энергетический класс ( $K_p$ ) 6–6.5.

#### 1.4. Затухание сейсмических волн в литосфере БРС

Исследование затухания сейсмических волн в литосфере Байкальского региона до недавних пор носило, в основном, локальный характер, вызванный отсутствием необходимого для анализа цифрового материала. Вопросы затухания сейсмических волн с расстоянием в Байкальском рифте рассматривались А. В. Солоненко [Солоненко, 1988]. В других работах исследования параметров затухания выполнялись для отдельных районов Байкальской рифтовой системы – острова Ольхон [Жадин, Дергачев 1973], Баргузинского и Северо-Муйского районов, областей Муйской и Чарской впадин [Раутиан и др., 1981], Сибирской платформы [Егоркин и др., 1981; Еманов и др., 1999], юго-западной и центральной частей БРС [Дергачев, 1982].

Для центральной части Байкала, по записям землетрясений, зарегистрированных донными станциями в 1980 г., в работе [Букина и др.,

1983] получены значения добротности для поперечных волн  $Q_S=400$  и  $Q_S=1400$  для частот 2 и 8 Гц соответственно. Нижняя граница рабочей полосы частотного диапазона сейсмографов, использованных в исследовании, составляла около 2 Гц.

В работе [Егоркин и др., 1981] получены значения добротности продольных ( $Q_P$ ) и поперечных ( $Q_S$ ) волн для Сибирской платформы:  $Q_P=168$ ,  $Q_S=340$  для частот от 1 до 6 Гц и эпицентральных расстояний  $\Delta=18-180$  км;  $Q_P=154$ ,  $Q_S=508$  для частот 1–8 Гц,  $\Delta=9-148$  км.

Методом центральной частоты для Баргузинской зоны получены данные о пространственных вариациях добротности  $Q$  для верхней части земной коры территории от о. Ольхон до Икатского хребта [Дергачев, 1981]. Сопоставление карты добротности с неотектоническими структурами показало, что рифтовым впадинам соответствуют низкие значения  $Q$  (300–600), поднятиям и хребтам – высокие (800–1100).

В работе [Раутиан, 1981] для северо-восточного фланга БРС и Баргузинской зоны с использованием метода огибающей сейсмической коды оценены значения добротности  $Q_C=140-700$  для частот 0.5–1.5 Гц, соответствующим нижней части земной коры и верхней мантии. Также оценке затухания в этой части региона посвящена работа [Кочетков и др., 1985].

Кроме того, метод огибающей сейсмической коды использовался для оценки затухания и построения глубинных разрезов добротности отдельных областей Байкальского рифта в работах [Раутиан, 1981; Копничев, 1992; Аптикаева и др., 1995].

Параметры поглощения  $S$ -волн в верхней мантии под БРС и оценка глубин, соответствующим зонам его повышенного значения, была получена для юго-западной части региона в работе [Копничев, 1992]. Также Копничевым Ю. Ф. по данным станции Улан-Батор и записям умеренных и сильных региональных землетрясений по отношению логарифма максимальных амплитуд  $S_n$ - и  $P_n$ -волн выделены зоны высокого и низкого поглощения в нижней коре и верхней мантии [Копничев, Соколова, 2014].

Непосредственно для Байкальской рифтовой системы в этой работе был получен большой разброс значений: высокое поглощение для Тункинской впадины и северо-восточной части окраины оз. Байкал. Средние значения добротности  $Q$  были получены для центральной и восточной части БРС, низкое поглощение – для Селенгинской депрессии и Северо-Муйского хребта.

Для юго-западного фланга БРС и Южнобайкальской впадины по записям кода-волн афтершоков Тункинского землетрясения 1995 г. и слабых землетрясений Южного Байкала были получены характеристики затухания сейсмических волн на расстояниях 50–200 км,  $Q=150$ ; при расчетах добротность среды считалась независимой от частоты [Потапов и др., 1996; Potapov et al., 1997].

С использованием управляемого виброисточника для Забайкалья оценено затухание продольных волн, распространяющихся вдоль ( $Q_p=157$ ) и вкрест ( $Q_p=82$ ) простирания глубинных разломов [Еманов и др., 1999].

В работах А. А. Добрыниной оценивалось затухание сейсмических волн для Байкальской рифтовой системы в целом и отдельных ее блоков. Анализ спада амплитуд кода-волн показал, что затухание в большой степени зависит от современной тектонической активности, наблюдалась сильная зависимость значения добротности от частоты и длины окна обработки коды [Dobrynina, 2011; Dobrynina et al., 2016; Добрынина, 2011; Добрынина и др., 2015].

Методами огибающей сейсмической коды и скользящего окна получены одномерные модели затухания сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северо-восточного фланга БРС [Добрынина и др., 2016]. В разрезах выделены слои высокого и низкого затухания, что согласуется с результатами, полученными ранее для юго-западного фланга БРС Ю. Ф. Копничевым [Копничев, 1991]. Сделано заключение о наличии двух астеносферных слоев.

В работе [Добрынина и др., 2017] сравнивались параметры затухания сейсмических волн в литосфере и верхней мантии крупнейших рифтовых систем. Сопоставление глубинных вариаций параметров затухания с глубинным строением региона показало приуроченность изменений в

затухании сейсмических волн к скоростным границам в среде и корреляцию латеральных вариаций затухания сейсмических волн с геологическими и геофизическими характеристиками регионов.

Основные выводы.

Центральная часть Байкальской рифтовой системы и прилегающие к ней территории характеризуются сложной тектонической структурой, высокой сейсмичностью и другими признаками новейшей тектоники.

Сейсмичность распределена во времени и пространстве достаточно устойчиво, эпицентры землетрясений группируются во времени (рои и афтершоки), и в пространстве (кластеры). Все это говорит о высокой степени структурированности сейсмогенной среды и наличии сейсмоактивных структур. Высокий уровень сейсмической активности центральной части Байкальского рифта подтверждается сведениями о палеоземлетрясениях, информацией об исторических землетрясениях с высокой интенсивностью и зарегистрированными в период инструментальных наблюдений.

В то же время утвержденные для исследуемой территории карты общего сейсмического районирования ОСР-97, ОСР-97\*, ОСР-2012, ОСР-2014 и ОСР-2016 не учитывают региональных параметров излучения и распространения сейсмических волн. В частности, для построения карт используется одно значение добротности среды  $Q \approx 150$  на частоте  $f = 1.0$  Гц для всей материковой части Северной Евразии (кроме Курило-Камчатского региона и полуострова Крым).

Накопленный материал цифровых записей землетрясений на территории Южнобайкальской впадины сетей сейсмического мониторинга на базе Бурятского и Байкальского филиалов Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» позволяет провести детальную оценку особенностей затухания сейсмических волн в регионе.

## **ГЛАВА 2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ЗАТУХАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН**

Сейсмические волны, распространяясь в неоднородной среде, рассеиваются и формируют сложные интерференционные волновые поля, содержащие информацию как о свойствах литосферы, так и о параметрах источника – очага землетрясения. Для интерпретации экспериментальных данных и оценки рассеивающих и поглощающих свойств литосферы могут применяться различные теории и модели, которые, как правило, основаны на использовании кода-волн. Согласно современным представлениям, кода представляет собой поперечные волны, рассеянные на случайных неоднородностях среды.

### **2.1 Затухание сейсмических волн**

Затухание сейсмических волн – снижение интенсивности упругих колебаний, обусловленное явлениями поглощения, геометрического расхождения и рассеяния энергии волн при распространении их в геологической среде по мере удаления от источника, очага землетрясения. В классической теории упругости предполагается, что распространение сейсмической волны в идеально упругих однородных средах происходит только из-за геометрического расхождения [Ризниченко, 1956], приводящему к снижению энергии волны на единицу площади ее фронта. Однако, реальная геологическая среда является неоднородной и неидеально-упругой, поэтому при распространении в них сейсмических волн происходит потеря энергии не только за счет геометрического расхождения волнового фронта, но и вследствие отражения, преломления на границах, рассеяния на неоднородностях среды (называемом также рассеянием на большие углы), и из-за поглощения, вызванного неидеальной упругостью среды.

Затухание, наряду со скоростью, является одним из основных параметров сейсмических волн, позволяющих количественно оценить состояние среды под действием геодинамических процессов, протекающих в земной коре и верхней мантии. Изучению затухания сейсмических волн

посвящены многочисленные теоретические и экспериментальные работы отечественных и зарубежных авторов, таких как К. Аки, Л. Гао, Дж. Палли, Р. Германн, Х. Сато, М. Фехлер, Д. Макнамара, Б. Митчел, С. Мак, Л. Оттемеллер, С. Гупта, Х. Хасегава, Т. Г. Раутиан, В. И. Халтурин, Ю. Ф. Копничев, О. И. Аптикаева, А. А. Гусев, П. Б. Каазик, А. Ф. Еманов, О. В. Павленко, А. А. Дергачев, И. Н. Соколова, В. К. Лемзиков и др.

В общем виде затухание как спад амплитуд колебаний сейсмической волны, имеющей частоту  $f$ , с расстоянием  $r$  имеет следующий вид [Пузырев, 1997]:

$$A(f, r) = A_0 \cdot r^{-\gamma} \cdot e^{-\sigma r} \quad (1)$$

где  $A_0$  – амплитуда волны в источнике;  $r$  – расстояние, пройденное волной;  $\gamma$  – показатель геометрического расхождения;  $\sigma$  – коэффициент затухания.

Таким образом, в формуле (1) степенная зависимость первого составляющего  $r^{-\gamma}$ , и экспоненциальная для второго объясняет, почему на малых расстояниях доминирует геометрическое расхождение, а с увеличением расстояния – собственные потери (затухание).

Наряду с коэффициентом затухания  $\sigma$ , имеющим размерность  $\text{км}^{-1}$  (или  $\text{м}^{-1}$ ) для описания затухания сейсмических волн в среде вводится безразмерный параметр – добротность ( $Q$ , quality factor, англ.). Добротность определяет отношение всей энергии к энергии поглощенной и рассеянной средой за один период колебаний с угловой частотой  $\omega$  [Aki, Richards, 1980]:

$$Q(\omega) = 2\pi E / \Delta E. \quad (2)$$

Большая потеря энергии означает низкую добротность, и наоборот, т. е. добротность обратно пропорциональна затуханию.

Связь между коэффициентом затухания  $\sigma$  и добротностью  $Q$  выражается формулой (3):

$$Q = \pi f / V \sigma, \quad (3)$$

где  $V$  – скорость сейсмической волны.

Чаще всего принимается, что величина добротности  $Q$  является частотно-зависимой, по крайней мере, для частоты  $f \geq 1$  Гц [Havskov, 2010]. В

работе [Stein, Wysession, 2003] показано, что для частот до 0.1–1 Гц добротность может не зависеть от частоты и быть постоянной, но для региональных землетрясений этот эффект для больших периодов не имеет значительного влияния, за исключением анализа сильных землетрясения. В целом исследования, за исключением работ основанных на анализе поверхностных волн, показывают, что добротность  $Q$  увеличивается с частотой.

На сейсмограммах локальных и региональных землетрясений первыми регистрируются группа продольных волн  $P$ , за которой следует поперечная  $S$ -волна, и, наконец, кода. Общими чертами сейсмограмм локальных землетрясений являются короткие всплески энергии, на записях преобладают объемные волны  $P$  и  $S$ . Форма  $P$ -волны на сейсмограмме обычно проста, и начинает затухать перед волной  $Sg$ . Цуги поперечных волн начинаются с четкого вступления, для них характерен более низкочастотный состав, кода  $S$ -волны имеет экспоненциальную огибающую.

Сейсмические волны разного типа при прохождении в среде затухают по-разному. К настоящему времени разработан ряд методов для оценки затухания по объемным продольным и поперечным волнам, по коде, по каналовым  $Lg$  и поверхностным волнам, которые, как правило, имеют наибольшие амплитуды на записях с телесеизмических расстояний.

### **2.1.1 Геометрическое расхождение**

Уменьшение амплитуд (спад энергии) при прохождении сейсмической волны от источника (очаг землетрясения) к приемнику (регистрирующая станция), помимо собственно затухания, вызвано геометрическим расхождением – увеличением поверхности волнового фронта. Для объемных волн и расстояний от источника до приемника  $r \geq 5 \times L$ , где  $L$  – линейный размер источника [Левин и др., 2010], энергия распространяется на расширяющемся сферическом волновом фронте, площадь которого равна  $4\pi r^2$ . С увеличением гипоцентрального расстояния  $r$  (радиуса сферы) происходит уменьшение интенсивности энергии волны  $E(r)$  на поверхности

этого сферического волнового фронта согласно зависимости [Havskov, Ottemoller, 2010]:

$$E(r) = E_0 / 4\pi r^2. \quad (4)$$

Таким образом, из-за геометрического расхождения волнового фронта энергия (квадрат амплитуды) с расстоянием уменьшается как  $1/r^2$  для объемных волн,  $1/r$  для поверхностных (цилиндрическая волна), и постоянно для плоской волны [Sato, Fehler, 1998; Havskov, Ottemoller, 2010]. Соответственно, амплитуда зависит от геометрического расхождения с расстоянием как  $r^{-\gamma}$ , где  $\gamma = 1$  для объемных волн, и  $\gamma = 0.5$  для поверхностных. Этим различием в геометрическом расхождении волнового фронта объясняется преобладание поверхностных волн в сейсмических записях близповерхностных сотрясений, например, взрывов [Bormann et al., 2012].

Согласно многим исследованиям, параметр геометрического расхождения может меняться в широких пределах – от 0.3 до 3, в зависимости от типа сейсмических волн, глубины очага, диапазона используемых расстояний, и варьирует в зависимости от глубины границы Мохо, т. е. геометрическое расхождение зависит от глубинного строения литосферы региона [Bormann et al., 2002, 2009, 2012].

Например, в работе [Atkinson, Boore, 2014] для эпицентральных расстояний в диапазоне 10–50 км уменьшение амплитуд описывается моделью с геометрическим расхождением в виде  $1/r^{1.3}$  (и  $1/r^{0.5}$  для расстояний 50–500 км). Однако авторы работы указывают, что имеют в виду «эффективное» геометрическое расхождение для эмпирического описания убывания амплитуд, т. е. оно отражает не только геометрическое расхождение.

Наиболее часто используется значение геометрического расхождения, равное  $1/r$  для прямых волн для локальных землетрясений (до 100 км [Herrmann, Kijko, 1983] и до 160 км [Yoshimoto et al., 1993]).

На близких расстояниях, для локальных землетрясений, геометрическое расхождение связывается с затуханием амплитуд прямых волн в слоистой

коре, тогда как на больших расстояниях преобладает влияние отраженных и преломленных волн от границы Мохо. Поэтому для введения поправок для региональных расстояний (до 1000 км) надо учитывать более сложную величину геометрического расхождения как функцию от расстояния. В работах [Boore, 2003; Atkinson, Boore, 2006, 2014; Павленко, 2008, 2020], геометрическое расхождение описывается трехсегментной функцией, которое включает увеличение пиковых амплитуд поперечных волн на расстояниях от 50–70 до 140–150 км, вызванных закритическим отражением от границы Мохо. За этими расстояниями следует переход от прямых  $S$ -волн, распространяющихся в земной коре, к распространению каналовых волн  $Lg$  [Frankel et al., 1990].

Трехсегментная функция геометрического расхождения будет иметь вид, для эпицентральных расстояний  $R \leq R_1$  – для случая преобладания прямых волн,  $R_1 < R \leq R_2$  – для волн, отраженных под критическим углом от Мохо, и  $R > R_2$  – после многократных отражений и преломлений. Значения расстояний  $R_1$  и  $R_2$ , принимаются равными 1.5 и 2.5 от глубины Мохо [Burger et al., 1987].

При средней глубине Мохо для БРС 40 км, получаем  $R_1=60$  и  $R_2=100$ . Тогда функция геометрического расхождения будет иметь вид (Рис. 2.1):

$$G(\Delta) = \begin{cases} \frac{1}{R}, R \leq 60 \\ \frac{1}{60}, 60 < R \leq 100 \\ \frac{1}{60} \cdot \left(\frac{R}{100}\right)^{-0.5}, R > 100 \end{cases}, \quad (5)$$

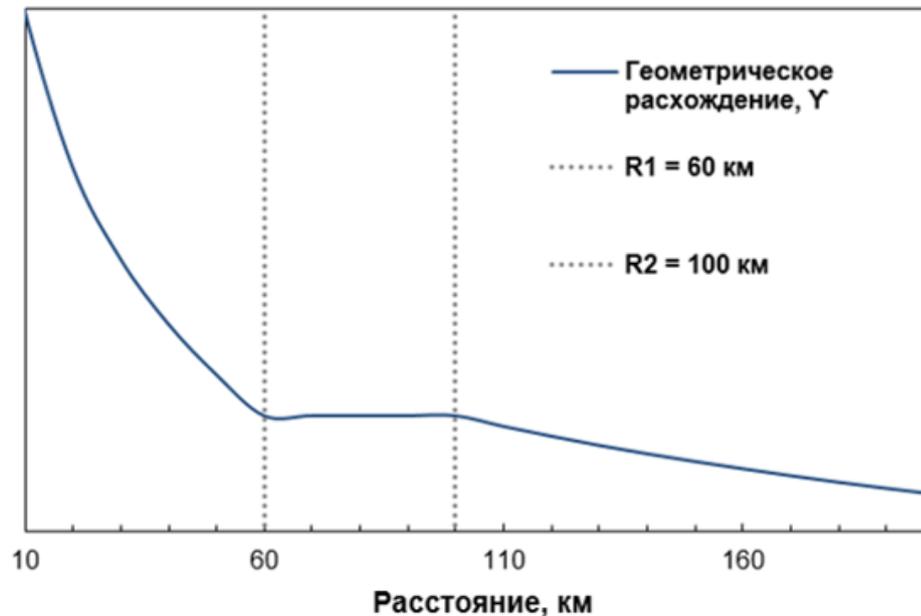


Рисунок 2.1. Трехсегментная функция геометрического расхождения волнового фронта для БРС

### 2.1.2 Упругое рассеяние и неупругое поглощение

В реальных условиях затухание значительно отличается от сферического, вызванного геометрическим расхождением. Связано это с тем, что реальная геологическая среда является неидеально-упругой или поглощающей, и кроме того – существенно неоднородной. Кроме того, распространение волн в слоистой среде показывает более сложное поведение, например, увеличение амплитуд на определенных расстояниях, связанное с закритическими отражениями от границы Мохо. Кроме того, отражение на границах других слоев при прохождении сейсмических волн изменяет ее энергию. Амплитуды будут возрастать при попадании волны в среду с меньшей плотностью и скоростью распространения волн [Vogman, 2012]. Это явление особенно значимо при оценке локальных грунтовых условий.

Общее затухание энергии сейсмической волны вызвано явлениями рассеяния (на большие углы) и поглощения. Первое (вместе с геометрическим расхождением) – это упругие процессы, в которых энергия в поле распространяющейся волны сохраняется, т. е. происходит не потеря энергии, а ее перераспределение. Поглощение (иногда называемое внутренним

затуханием, *intrinsic attenuation*,  $Q_i^{-1}$ ) связано с неупругими свойствами среды, и напротив, представляет собой преобразование сейсмической энергии в другие ее виды. Эффект рассеяния на неоднородностях среды увеличивает продолжительность сейсмической записи и сглаживает изменения амплитуды [Boore, 2003; Eulenfeld, Wegler, 2016].

Возможны различные механизмы рассеяния в зависимости от соотношения размеров неоднородностей и длины волны. В случае, если длина волны  $\lambda$  гораздо больше размера неоднородности  $L$  ( $2\pi L/\lambda \ll 0.01$ ), рассеяние пренебрежимо мало. Если характерный размер неоднородности меньше или сопоставим с длиной волны ( $0.01 \leq 2\pi L/\lambda \leq 1$ ), может наблюдаться когерентное рэлеевское рассеяние, или некогерентное рассеяние по типу Ми [Liner, 2012]. Для неоднородности больше длины волны ( $2\pi L/\lambda \gg 1$ ), упругого рассеяния не наблюдается, происходит явление дифракции.

Таким образом, в реальных геологических средах рассеяние зависит от частоты, но влияние его отличается от поглощения, хотя оба эти механизма приводят к спаду энергии сейсмической волны. В то время как рассеяние лишь перераспределяет энергию волны в среде, внутреннее поглощение, напротив, преобразуют сейсмическую энергию в тепловую посредством процессов трения, вязкости и термической релаксации [Bormann et al., 2002].

Разделение внутреннего поглощения и рассеяния на неоднородностях среды важно для понимания глубинной структуры Земли, а также для прогнозирования движения грунта в результате сильных землетрясений, поскольку влияет как на амплитуду максимальных движений, так и на общую длительность колебаний.

## **2.2 Модели рассеяния сейсмических волн**

В работе [Aki, Chouet, 1975] были предложены две модели формирования кода-волн. Первая – модель однократного рассеяния, согласно которой величина сейсмической энергии, которая была многократно рассеяна на неоднородностях среды, предполагается несущественной (не учитывается). Вторая модель – модель обратного диффузного рассеяния на

неоднородностях среды –рассматривает перенос сейсмической энергии как диффузионный процесс. Диффузная модель основана на законе сохранения энергии, т. е. сейсмическая энергия рассеивалась в процессе диффузии.

В работах [Abubakirov, Gusev, 1990; Hoshihara, 1991; Mayeda et al., 1992] показано, что теория однократного рассеяния хорошо согласуется с результатами экспериментальных наблюдений на малых длинах окна коды, менее 100 с, поскольку для них влиянием многократно рассеянных волн можно пренебречь. В отличие от нее, диффузионная теория применима при больших временах пробега [Гусев, Абубакиров, 1987].

Для описания процесса распространения сейсмической энергии на больших временах пробега была представлена модель многократного рассеяния [Gao et al., 1983; Wu, 1985], использующая теорию переноса излучения. Эта теория позволяет отдельно оценивать эффекты, связанные с рассеянием и поглощением, с помощью огибающих кода-волн. Позднее метод был модифицирован [Fehler et al., 1992] для использования нескольких кратных окон.

### **2.2.1 Оценка затухания по огибающей сейсмической коды**

Впервые возможность определения параметров затухания по коде, как и сама природа кода-волн, была рассмотрена в работах К. Аки [Aki, 1969; Aki, Chouet, 1975]. При исследовании повторяющихся волновых цугов в хвостовой части сейсмограмм локальных землетрясений им было отмечено, что спектральный состав кода-волн на сейсмограммах, зарегистрированных станциями, находящимися на разных расстояниях от очага, одинаков [Aki, 1969]. Ранее считалось, что кода-волны являются поверхностными волнами, идущими от источника. Но полученные экспериментальные данные наблюдений локальных землетрясений, а именно то, что спектральный состав участка кода-волн в момент времени, измеренный на сейсмограмме от времени в очаге землетрясения, не зависит от эпицентрального расстояния, показали, что эти волны имеют другую природу [Aki, Chouet, 1975]. К. Аки предположил, что появление кода-волн вызвано некогерентными волнами,

рассеянными на случайных неоднородностях в литосфере Земли, т. е. кода – результат взаимодействия волнового поля с этими неоднородностями.

В работе [Николаев, 1972] появление коды на сейсмограмме объясняется внутренним строением геологической среды. Это, в первую очередь, слоистость среды, а также наличие отдельных волноводов с отрицательным градиентом скорости (случай уменьшения скорости волны с глубиной), блоковое строение среды и случайно распределенные в ней неоднородности различных размеров. В работе [Aki, Chouet, 1975] был предложен механизм формирования кода-волн, показано преобладание в коде на низких частотах (до 10 Гц) рассеянных поверхностных волн, в то время как высокочастотные кода-волны состоят из рассеянных объемных волн. Аналогичные выводы получены Т. Г. Раутиан с соавторами [Раутиан и др., 1981].

Результаты работы [Tsujiura, 1978] показали, что усиление колебаний на поверхности, определенное по кода-волнам, хорошо согласуется со значениями, полученными для прямых S-волн, но отличается от полученных для продольных P-волн. Это позволило предположить, что в составе сейсмической коды преобладают S-волны, а основной вклад в затухание вносит рассеяние на неоднородностях среды [Aki, 1980].

Для расчета сейсмической добротности по коде ( $Q_C$ ) используется модель однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975; Sato, 1977]. Эта модель рассматривает кода-волны как суперпозицию, т. е. взаимное наложение, объемных волн, однократно отраженных от случайно распределенных в среде неоднородностей. Уменьшение амплитуды коды со временем происходит вследствие поглощения энергии и геометрического расхождения, и не зависит от характеристик очага землетрясения, эффектов пути и усиления на сейсмостанции [Aki, 1969].

$$A(f, t) = W(f) \cdot t^{-\alpha} \cdot \exp\left[\frac{-\pi f t}{Q_C(f)}\right], \quad (6)$$

где  $W(f)$  – функция источника,  $Q_C(f)$  – добротность среды,  $\alpha$  – показатель геометрического расхождения, составляет 1, 0.5 или 0.75 для объемных, поверхностных или диффузных волн соответственно согласно [Sato, Fehler,

1998]. Данная зависимость справедлива для времен пробега больших, чем двойное время пробега поперечной волны, когда влиянием очагового процесса можно пренебречь [Раутиан и др., 1981].

Прологарифмировав (6), получим:

$$\ln(A(f, t) \cdot t) = \ln(W(f)) \cdot \frac{-\pi f t}{Q_C(f)}. \quad (7)$$

Таким образом, согласно формуле (7) для времени пробега  $t$  по сейсмограмме, отфильтрованной на центральной частоте  $f$ , можно оценить добротность  $Q_C$  из наклона графика  $\ln(A(f, t) \cdot t^\alpha)$  [Aki, Chouet, 1975]. Согласно [Rautian, Khalturin, 1978], данные соотношения действительны для времен больших, чем удвоенное время пробега  $S$ -волны, т. к. для этих времен очаговым процессом можно пренебречь. Полученное значение  $Q_C$  – это значение добротности, посчитанное по тем волнам, из каких состоят кода-волны, в данном случае согласно [Rautian, Khalturin, 1978; Aki, 1980; Sato, 2002] – это поперечные  $S$ -волны.

Теоретически, оценка затухания по кода-волнам  $Q_C^{-1}$ , согласно модели однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975; Aki, 1980], дает величину общего затухания  $Q_T^{-1}$ , т. е. отражает эффективную добротность, включающую эффекты поглощения и рассеяния, которое, однако, пренебрежительно мало в рамках этой модели. С другой стороны, согласно предположению о диффузном рассеянии [Frankel, Wennerberg, 1987; Shang, Gao, 1988; Hoshiya, 1991; Tuve et al., 2006], добротность  $Q_C^{-1}$  главным образом отражает поглощение.

Известно, что оценки затухания сейсмических волн для одного и того же региона могут варьировать в зависимости от многих факторов: используемых для анализа землетрясений (разные эпицентральные расстояния, энергия и механизм очага), от типа преобладающих на записях сейсмических волн (объемные или поверхностные). Влияют на получаемые разными методами оценки затухания такие параметры расчета, как длительность анализируемого

участка сейсмограммы, используемый частотный диапазон и другие [Navskov et al., 2016].

В настоящей работе реализация алгоритма оценка добротности (затухания) по коде выполнялась согласно методики из классической работы по экспериментальным исследованиям кода-волн [Раутиан и др., 1981]. За начало коды принималось время двойного пробега S-волны, для диапазона коротких периодов. Как правило, оценка по кода-волнам предполагает использование записи с вертикальных каналов станций, расположенных на скальном грунте [Navskov, Ottemoller], 2010, но поскольку сейсмические станции на центральном Байкале и в Забайкалье часто расположены на грунтах второй категории, для оценки амплитуд совместно использовались записи по горизонтальным и вертикальной компонентам.

Длины окон, использованных для расчета затухания на эпицентральных расстояниях до 70 км от станции – 20, 30, 40 и 60 секунд коды. Использовались записи с соотношением сигнал-шум не менее 4, вычисленным для конца участка коды и записи до вступления Р-волны. Предварительно сейсмограммы проверялись на наложение сигнала от другого землетрясения или помех на анализируемый участок коды. Для получения стабильных огибающих, аппроксимирующих максимальные амплитуды в коде, использовалась формула:

$$A(t, f) = \sqrt{v(t)^2 + h(t)^2}, \quad (8)$$

где  $v(t)$  – амплитуды скорости смещения для горизонтальной компоненты,  $h(t)$  – преобразование Гильберта для канала скорости. Важным его свойством является возможность выделить кинематическую и энергетическую информацию, которую содержит сейсмический сигнал. В результате, из-за постоянной разности фаз  $\pm \pi/2$  между спектральными составляющими исходного сигнала и его преобразованием Гильберта полученная огибающая представляет собой касательную к пиковым амплитудам исходного сигнала.

Использовалась фильтрация в октавных диапазонах, покрывающих частоты от 0.5 до 16 (32) Гц, фильтром Баттерворта четвертого порядка с минимальным фазовым сдвигом.

Из наклона графика линии регрессии ( $b$ ) зависимости логарифма амплитуд огибающей кода-волн как функции от времени в очаге в фиксированном частотном диапазоне можно получить величину добротности по коде  $Q_c$  [Раутиан и др., 1981; Havskov et al., 2010].

$$Q_c = -\pi f / b, \quad (9)$$

На рисунке 2.2 показан пример расчета  $Q_c$  для землетрясения 14 октября 2013 г. (время в очаге 05:47:14, энергетический класс  $K=8.6$ ), зарегистрированного на расстоянии 24 км на сейсмической станции Узур (UZR). Полученное значение наклона огибающей  $-0.057$  с учетом геометрического расхождения в рамках диффузной модели, принятым равным 0.75, дает значение добротности равное 165 по формуле (8).

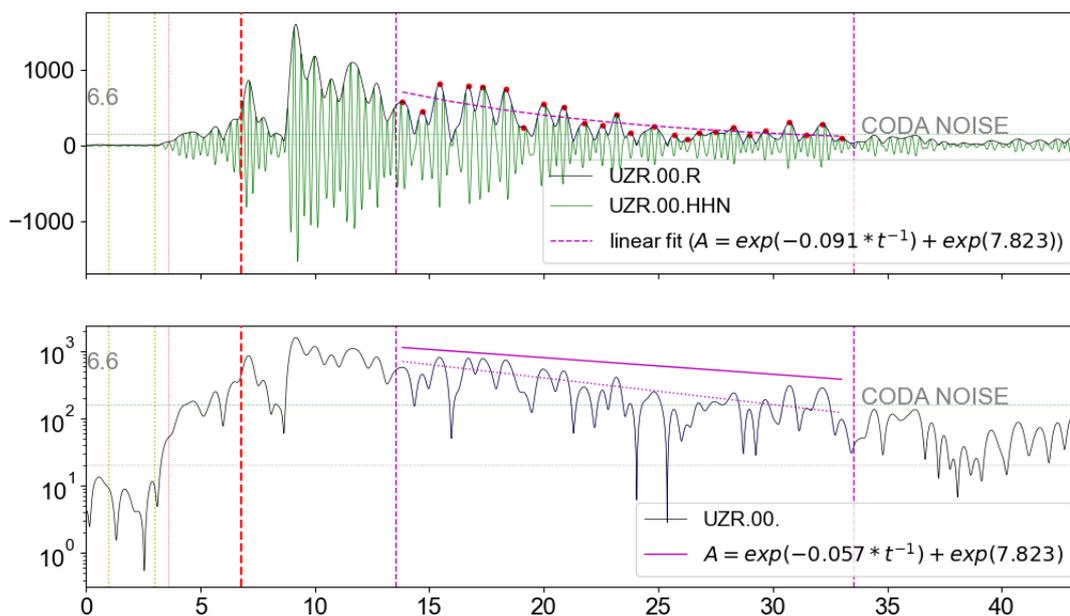


Рисунок 2.2. Пример расчета  $Q_c$  на частоте 3 Гц. Вверху показана запись сигнала в полосе 2–4 Гц и пиковые амплитуды в коде, внизу – отфильтрованный сигнал в логарифмическом масштабе. Показано соотношение сигнал-шум, мощность сигнала в конце участка коды, зависимость логарифма амплитуд коды от времени, и внизу – она же, с учетом величины геометрического расхождения (-1)

Используя каталог с временами вступлений, можно оценить средние значения добротности по записям станций, используя разные длины окон.

### 2.2.2 Метод нормировки амплитуд прямых и кода-волн

Для количественной оценки затухания амплитуд прямых объемных волн в работе использовался метод нормализации к коде [Аки, 1980]. В работе К. Аки [Аки, 1979] впервые использовалось свойство стабильности коды локальных землетрясений по записям разных станций и возможность ее использования в том числе для оценки и устранения эффектов локального усиления в окрестности сейсмостанции-приемника [Tsujiura, 1978].

Метод нормировки основан на предположении, что спектр мощности кода-волн землетрясения зависит только от времени пробега волны, и пропорционален выделившейся энергии в очаге землетрясения. В тоже время, амплитуда коды не зависит от пути прохождения сейсмического луча к станции [Аки, 1969], т. к. происходит осреднение по всему объему среды между источником и приемником. Влияние локальных грунтовых условий в районе приемника можно исключить, оценивая записи тектонических землетрясений по данным одной станции (таким образом минимизируется влияние локальных эффектов на приемнике), и используя прямые волны [Аки, 1980].

Амплитуда прямой продольной ( $A_P$ ) или поперечной ( $A_S$ ) волны как функция от частоты ( $f$ ) и гипоцентрального расстояния ( $r$ ) может быть представлена как свертка следующих параметров:

$$A_{P,S}(f, r) = S(f) \cdot G(f) \cdot I(f) \cdot r^{-\alpha} \cdot e^{-\pi f r / Q_{P,S}(f) V_{P,S}}, \quad (10)$$

где  $S(f)$  – спектр в очаге,  $G(f)$  – функция Грина, описывающая влияние пути прохождения волны,  $I(f)$  – влияние регистрирующей аппаратуры,  $\alpha$  – геометрическое расхождение,  $Q_{P,S}$  – добротность, измеренная по прямым  $P$ - и  $S$ -волнам и  $V_{P,S}$  – скорость распространения сейсмической волны.

Амплитуда кода-волн  $A_C(f, t_C)$  в момент времени  $t_C$  (относительно времени в очаге) может быть представлена как

$$A_C(f, t_C) = S(f) \cdot G(f) \cdot I(f) \cdot E(f, t_C), \quad (11)$$

где  $E(f, t_c)$  представляет функцию затухания кода-волн с частотой на данном временном отрезке.

Разделив (9) на (10), получим:

$$\frac{A_{P,S}(f,r)}{A_C(f,t_c)} = R^{-\alpha} e^{-\frac{\pi fr}{Q(f)V}} / E(f, t_c). \quad (12)$$

Таким образом, нормируя амплитуду прямой волны к амплитуде коды, взятой в фиксированное время пробега, устраняется влияние как источника – очага землетрясения, так и приемника – станции. Эффекты в очаге (направленность излучения, механизм очага) устраняются при достаточно большой выборке анализируемых землетрясений с разных расстояний, азимутов и углов прихода сейсмического луча к приемнику [Aki, 1975; Aki, 1980]. Таким же образом устраняются эффекты локальных грунтовых условий в зависимости от положения источника, и влияние регистрирующей аппаратуры, т. к. оно одинаково как для прямых, так и для кода-волн.

Логарифмируя выражение (10), получаем формулу для оценки затухания объемных волн методом нормализации к коде [Aki, 1980]:

$$\log \left( \frac{A_S(f,r) \cdot r^\alpha}{A_C(f,t_c)} \right) = -\frac{\pi f}{Q_S(f) \cdot V_S} + \text{constant}(f). \quad (13)$$

Наклон графика функции логарифма отношения амплитуды прямой волны к коде с учетом расстояния и геометрического расхождения, вычисляемого, как правило, методом наименьших квадратов, позволяет оценить  $Q$  по изменению логарифма отношения амплитуд прямых волн, нормированных на мощность коды, с поправкой на увеличение волнового фронта с расстоянием (геометрическое расхождение).

Ошибка в полученном методом нормализации значении затухания будет тем меньше, чем больше количество используемых записей землетрясений с различных эпицентральных расстояний, азимутов и углов прихода сейсмического луча к станции [Banerjee, Kumar, 2017].

Изначально метод нормализации по данным одной станции использовался для расчета затухания по  $S$ -волнам. Позднее метод был использован [Yoshimoto, 1993] для прямых  $P$ -волн, исходя из предположения

о том, что отношение выделившейся энергии для  $P$ - и  $S$ -волн постоянно для землетрясений в узком диапазоне магнитуд:

$$W_i^P(f)/W_i^S(f) = const. \quad (14)$$

Для анализа в работе [Yoshimoto, 1993] использовались землетрясения с магнитудами от 2.5 до 3.5 для оценки  $Q_P^{-1}$ , и более широкий диапазон магнитуд – от 2.5 до 5.5 – для оценки затухания по поперечным волнам  $Q_S^{-1}$ .

Для оценки методом нормализации требуется выбрать два временных окна на сейсмограмме: первый, включает пакет первых прямых  $P$ - или  $S$ -волн, второй включает кода-волны. Амплитуда прямых волн и коды вычисляются по отфильтрованному сигналу в фиксированных (как правило, октавных) частотных диапазонах, кода берется в фиксированный отрезок времени после двойного пробега поперечной волны, для которого влиянием очаговых параметров можно пренебречь [Раутиан, Халтурин, 1978].

В данной работе используется метод по данным одной регистрирующей станции. В работе [Frankel et al., 1990] был предложен расширенный метод нормализации, позволяющий оценить добротность  $Q$  и геометрическое расхождение из набора данных, зарегистрированных несколькими станциями. В других исследованиях этот метод применялся для измерения  $Q$ , при этом предполагалось, что геометрическое расхождение пропорционально  $r^{-1}$  [Yoshimoto et al., 1993; Kim et al., 2004].

В теории, этот метод дает большую точность оценок добротности, потому что эффективно нивелирует влияние источника, эффектов пути распространения волны и отклик прибора путем нормализации амплитуд прямой волн к амплитуде кода-волн, измеренных за фиксированный промежуток времени [Tsujiura, 1978]. Использование фиксированной длины окна для всех диапазонов частот может устранить возможные частотно-зависимые характеристики, если таковые существуют [Wu et al., 2016].

Алгоритм расчета затухания (добротности) методом нормировки продольных  $P$ - и поперечных  $S$ -волн ( $Q_P$  и  $Q_S$ ) к коде реализован в авторской программе CodaNorm [Predein et al., 2017; свидетельство о государственной

регистрации программы на ЭВМ № 2015615190]. Алгоритм работы программы представлен на рисунке 2.3. Метод не предполагает использование какой-либо модели и не требует предположения ни о частотной зависимости добротности/затухания, ни о форме очагового спектра [Аки, 1980].

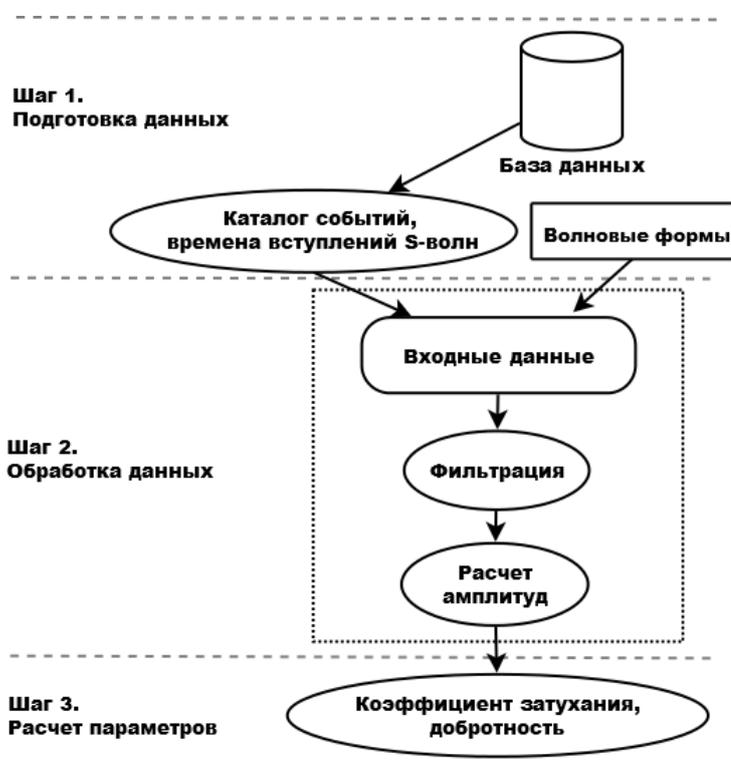


Рисунок 2.3. Алгоритм работы программы CodaNorm

Для количественной оценки параметров затухания методом нормализации к коде по записям одной станции, для получения устойчивого результата требуется достаточно большая, статистически значимая выборка сейсмограмм с разных азимутов и эпицентральных расстояний.

Важным моментом метода является использование именно абсолютного относительно времени в очаге, фиксированного времени, для выбора участка коды. Еще в одной из первых работ К. Аки, посвященной анализу сейсмической коды локальных землетрясений [Аки, 1969], делается акцент на том, что одинаковые относительно времени в очаге участки коды схожи по спектральному составу для разных станций независимо от расстояния источник-приемник. То есть кода содержит информацию о среде

распространения волн. Это утверждение верно для времен пробега больших, чем двойное время пробега  $S$ -волны [Раутиан, Халтурин, 1978]. Поэтому для анализа использовалась хвостовая часть записи, которая уже перешла в асимптоту.

В работе [Aki, 1979] использовано время пробега для начала окна коды на 50 с от времени в очаге, как удовлетворяющее условию двойного времени пробега для большинства землетрясений на эпицентральных расстояниях до 100 км. В качестве окна обработки в работе [Hoshiba et al., 1991] использовалось начинающееся через 57.5 с после времени в очаге окно длиной 15 с для землетрясений на гипоцентральных расстояниях до 100 км.

В настоящей работе для локальных землетрясений (эпицентральные расстояния до 70 км) кода бралась на 40 с от времени в очаге. Для записей региональных землетрясений амплитуда коды вычислялась на 100 с.

Критериями отбора событий для расчета добротности методом нормализации к коде было отсутствие наложения на участок кода-волн другого землетрясения или фонового шума. Кроме того, амплитуды в коде сравнивались с уровнем сейсмического шума до вступления прямых волн. Поскольку для слабых землетрясений (с магнитудами  $m_b < 2$ , энергетический класс менее 7.5) характерна короткая запись кода-волн и низкое соотношение сигнал-шум, для анализа будут использоваться землетрясения с магнитудой по объемным волнам ( $m_b$ ) от 2.5.

Важным методическим вопросом является выбор длины анализируемых участков записи прямых  $P$ - и  $S$ -волн и коды. Длина окна для обработки должна быть, с одной стороны, достаточной для регистрации максимальных периодов, содержащихся в исходном спектре, а с другой – такой, чтобы анализируемый участок сейсмограммы содержал запись только полезного сигнала [Гусев, 2015], в случае  $S$ -волн – пока волны с кажущейся скоростью выше 3 км/с не пройдут приемник. Используя записи слабых и умеренных землетрясений, не всегда можно однозначно выделить группу прямых волн, независимо от региональных особенностей сейсмограмм [Leyton, Koper, 2007; Гусев, Гусева,

2016]. На практике применяются два подхода: визуальное определение окна для анализа на сейсмограмме или вычисляемое относительно времени пробега  $S$ -волны. В работе [Гусев, Гусева, 2016] для участка  $S$ -волны использовалось аналитическое выражение  $0.25 \cdot T_S$ , где  $T_S$  – время пробега поперечной волны (относительно времени в очаге), далее мы будем использовать такое же выражение.

Для участка продольных волн, более высокочастотных по сравнению с поперечными, выбиралось значение окна вдвое меньшее, чем для  $S$ -волн. Для окон такой длины окна  $P$ - и  $S$ -волн пересекаться не будут даже для малых эпицентральных расстояний (Рис. 2.4).

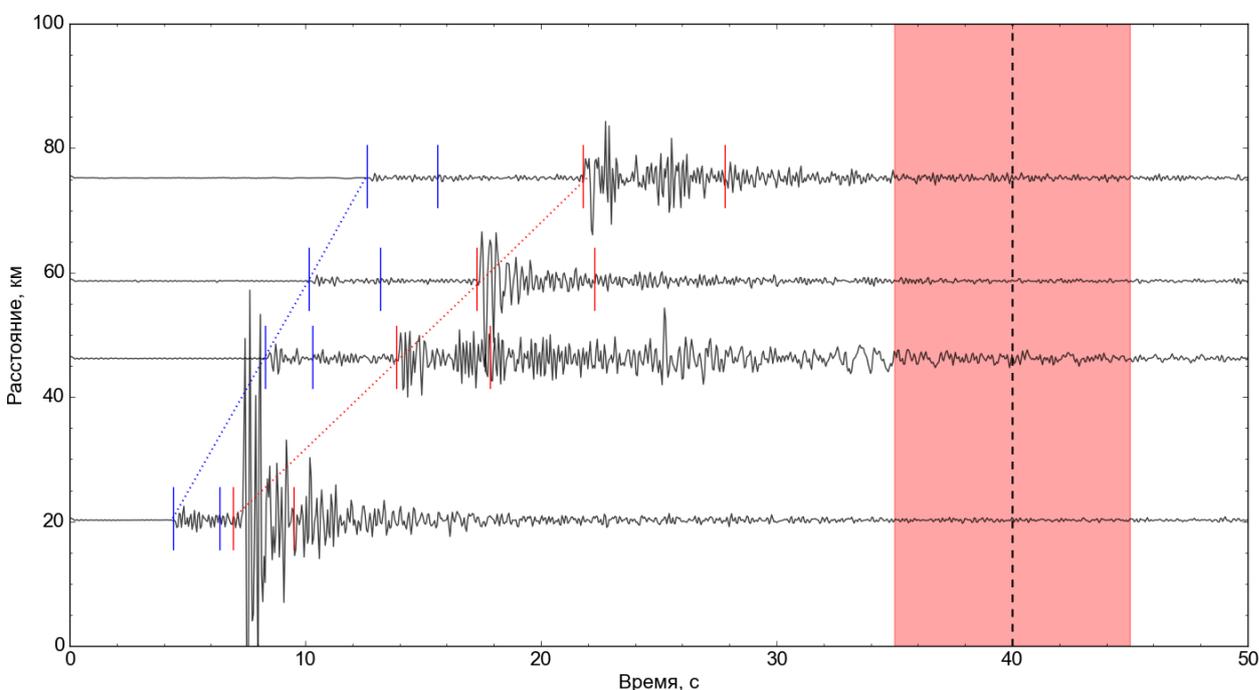


Рисунок 2.4. Монтаж сейсмограмм на эпицентральных расстояниях от 20 до 75 км по ст. Листвянка. Отмечены времена прихода и окна, используемые для прямых  $P$ -,  $S$ -волн и участок коды длиной 10 с в окрестности 40 с относительно времени в очаге

Для оценки амплитуд на анализируемом участке (прямых или кода-волн) использовались максимальные амплитуды в волновых группах (цугах). По аналогии с работой [Yoshimoto, 1993] также использовалось вычисление среднеквадратического значения в окне (RMS-амплитуд, root mean square), подходящего для сигналов большой длительности [Battaglia, Aki, 2003], каким

является запись кода-волн. Результаты, полученные по RMS-амплитудам, имеют меньший разброс (Рис. 2.5), но поскольку вычисление среднеквадратического значения в окне – это своего рода сглаживание, особенно искажающее импульсный сигнал прямой волны, в итоге посчитанные значения по RMS-амплитудам приводят к меньшим абсолютным значениям добротности  $Q$ , по сравнению с вычисленными по максимальным (пиковым) значениям [Banerjee, Kumar, 2017]. Применялось обозначение  $Q_s$  для добротности, посчитанной по пиковым амплитудам, и  $Q'_s$  – по RMS-амплитудам, аналогично работе [Yoshimoto, 1993].

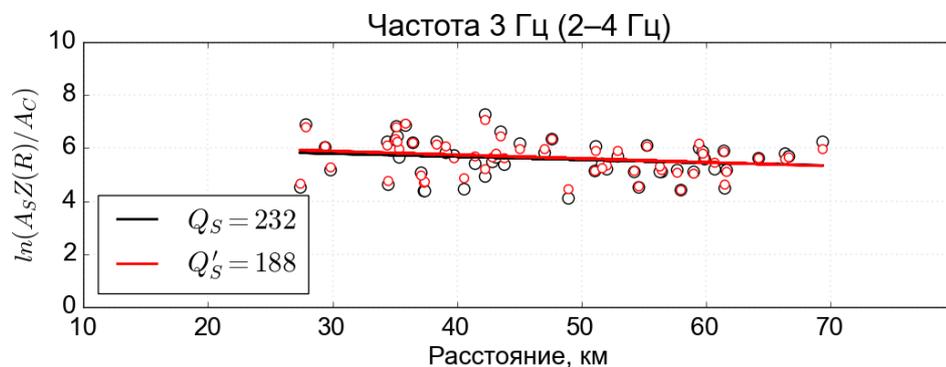


Рисунок 2.5. Пример определения добротности по S-волнам для станции Узур (UZR) для землетрясений на расстояниях до 70 км (частота 3 Гц). Черные точки – пиковые амплитуды, нормированные на коду, красные – RMS-амплитуды к коду (все – с поправкой на расстояние).  $Q_s$  – значение добротности по максимальным амплитудам,  $Q'_s$  – по RMS-амплитудам

Длительность участка кода-волн должна быть достаточной большой – не менее 10–15 с для получения устойчивого результата [Navskov et al., 2016] в зависимости от частоты. Для записей локальных и региональных землетрясений (кроме сильных землетрясений с  $M > 5$ ) основная энергия лежит в диапазоне коротких периодов, поэтому сигнала длиной 10 с должно быть достаточно.

В остальном, использовались аналогичные параметры расчетов: октавные частотные диапазоны, соотношение сигнал-шум не менее 4. Для надежного учета начальной фазы сигнала после фильтрации временное окно для прямых волн сдвигалось на 0.25 с назад. Находились временные окна

требуемой длины прямой волны и коды, в которых вычислялись максимальные амплитуды и среднеквадратические значения в окне.

Для каждого частотного диапазона для всего набора данных вычислялся логарифм отношения среднеквадратических амплитуд прямой волны (скорректированной с учетом расстояния  $r$  и величины геометрического расхождения  $\alpha$ ) и коды:

$$\ln \left( \frac{A_{P,S}(f)r^\alpha}{A_C(f,t_C)} \right). \quad (15)$$

Для построения уравнения регрессии зависимости логарифма амплитуд от расстояния использовался взвешенный метод наименьших квадратов (МНК), который присваивает меньший вес значениям, далеко отстоящим от облака точек. Из наклона графика функции (коэффициента регрессии)  $b$  можно получить значение добротности  $Q$ , например, для  $Q_P$ :

$$Q_P(f) = -\frac{\pi f}{b \cdot V_P}. \quad (16)$$

### **2.2.3 Оценка поглощения и рассеяния методом инверсии огибающей коды**

Затухание сейсмических волн, помимо геометрического расхождения волнового фронта, вызвано рассеянием на неоднородностях среды и поглощением вследствие потерь внутренней энергии:

$$Q_T^{-1} = Q_i^{-1} + Q_{SC}^{-1}, \quad (17)$$

Поглощение также называют внутренним затуханием (intrinsic attenuation,  $Q_i^{-1}$ ), а рассеяние (scattering attenuation,  $Q_{SC}^{-1}$ ) связывают с перераспределением энергии в разных направлениях. Разделив затухание на внутреннее поглощение и рассеяние, можно оценить статистическое распределение рассеивателей (неоднородностей) в коре [Mitchell et al., 2008].

Для оценки вклада поглощения и рассеяния в общее затухание  $Q_T^{-1}$  может использоваться метод кратных окон (MLTWA, multiple lapse time window analysis) [Fehler et al., 1992; Hoshiya, 1993], метод Веннерберга [Wennerberg, 1993], использующий эмпирические соотношения между величинами общего затухания и затухания по кода-волнам.

В настоящей работе для выделения отдельных компонент затухания использовался метод инверсии огибающей коды [Sens-Schonfelder, Wegler, 2006]. Суть метода заключается в минимизации невязки между функциями Грина для теоретической и наблюдаемой плотностями потока энергии в фиксированных частотных диапазонах. Используется решение теории переноса излучения для изотропной среды, однородной по поглощению [Eulenfeld, Wegler, 2016].

Оценить вклад внутреннего поглощения и рассеяния на неоднородностях среды в общее затухание можно, предполагая механизм воздействия каждой компоненты на форму огибающей. В то время как внутреннее поглощение приводит к экспоненциальному убыванию амплитуд огибающей сейсмической коды, наиболее заметной характеристикой величины рассеяния является соотношение энергии прямых  $S$ -волн и коды.

Основной количественной характеристикой, описывающей перенос энергии в пространстве, является плотность потока энергии – ее количество, проходящее в единицу времени через единичную площадь. Смоделировать плотность потока энергии в фиксированном частотном диапазоне на гипоцентральной расстоянии  $r$  от очага землетрясения можно с помощью формулы [Sens-Schonfelder, Wegler, 2006]:

$$E_{mod}(t, r) = W \cdot R(r) \cdot G(t, r, g) \cdot e^{-bt}, \quad (18)$$

где  $W$  – энергия источника,  $R(r)$  – локальные условия под станцией,  $G(t, r, g)$  – функция Грина, рассчитанная для прямых волн и коды,  $g$  – коэффициент рассеяния,  $b$  – коэффициент поглощения.

Коэффициент рассеяния  $g$  отражает степень искажения формы сейсмической волны, вызванное рассеивающим действием «мутной» среды [Николаев, 1967], т.е. дисперсию логарифма (величину разброса) квадрата амплитуды (энергии) сейсмического сигнала при прохождении волны.

Наблюдаемая плотность потока энергии в частотном диапазоне с шириной полосы пропускания  $\Delta f$  согласно [Eulenfeld, Wegler, 2016]:

$$E_{obs}(t, r) = \frac{\rho_0 \langle \dot{u}(t, r)^2 \rangle}{c \Delta f}, \quad (19)$$

где  $\rho_0$  – средняя плотность среды,  $C$  – эффект свободной поверхности ( $C=1$  для всего объема пространства, в случае приемников, расположенных на поверхности,  $C=4$  [Emoto et al., 2010]),  $\Delta f$  – ширина частотного диапазона в зависимости от порядка (степени) фильтра,  $\dot{u}^2$  – квадраты скорости смещения.  $\langle \dot{u}^2 \rangle$  вычисляется из огибающей коды  $\dot{u}_C$ , отфильтрованной с помощью преобразования Гильберта [Sato et al., 2012], по трехкомпонентной сейсмограмме:

$$\langle \dot{u}(t, r)^2 \rangle = \frac{1}{2} \sum_{C=1}^3 (\dot{u}_C(t, r)^2 + H(\dot{u}_C(t, r))^2). \quad (20)$$

Алгоритм инверсии заключается в подборе таких параметров  $g$ ,  $b$ ,  $W$  и  $R$  (локальное усиление под станцией считается равным 1 если используются записи с одной станции), значения которых минимизируют невязки между моделируемой ( $E_{mod}$ ) и наблюдаемой ( $E_{obs}$ ) огибающими, т.е. в минимизации функции  $\epsilon(g)$ :

$$\epsilon(g) = \sum_{i,j,k}^{N_S, N_E, N_{i,j}} (\ln E_{obs\ i,j,k} - \ln E_{mod\ i,j,k}(g))^2, \quad (21)$$

где  $N_S$  – количество сейсмических станций,  $N_E$  – количество землетрясений,  $N_{i,j}$  – вычисленная плотность потока энергии для каждого землетрясения на каждой станции во времени,  $k$  – количество отсчетов для отфильтрованной в фиксированном частотном диапазоне сейсмограммы.

Из найденных значений коэффициентов поглощения  $b$  и рассеяния  $g$  можно получить величину внутреннего поглощения  $Q_i^{-1}$  и рассеяния на неоднородностях  $Q_{Sc}^{-1}$  по формулам:

$$Q_{Sc}^{-1} = \frac{gv_0}{2\pi f}, \quad Q_i^{-1} = \frac{b}{2\pi f}. \quad (22)$$

Кроме результирующих величин рассеяния и поглощения метод позволяет также оценить локальные эффекты среды в месте локализации приемника (site effect) и получить спектр смещения в очаге для исследуемых частотных диапазонов. В этом заключается отличие от метода кратных окон MLTWA, где применяется нормировка к коде. Так же в MLTWA расчет выполняется обычно в трех последовательных окнах, здесь же окно коды одно и его длина фиксирована.

Так как дополнительным результатом инверсии является спектральная энергия в очаге  $W$  для каждого частотного диапазона  $f$ , от наблюдаемого спектра в источнике можно перейти к очаговому спектру через полученную функцию затухания, и оценить спектр смещения по формуле [Sato, 2012]:

$$\omega M(f) = \sqrt{\frac{5\rho V^5 W}{2\pi f^2}}. \quad (23)$$

Далее, из величины выделившейся энергии в очаге можно получить очаговый спектр смещения, из которого можно получить величину сейсмического момента  $M_0$  и угловую частоту  $f_c$ , а также оценить моментную магнитуду  $M_W$  по формуле [Hanks, Kanamori, 1979]:

$$M_W = \frac{2}{3} \log_{10} M_0 - 6.07. \quad (24)$$

Расчет поглощения и рассеяния сейсмических волн выполнялся с помощью пакета программ Qorep [Eulenfeld, Wegler, 2016]. Для использования Qorep необходимо иметь исходные волновые формы в формате MiniSEED, сформировать файлы отклика для станций в формате StationXML, и каталоги землетрясений в формате QuakeML. Алгоритм итеративной работы пакета Qorep представлен на Рис 2.6.



Рисунок 2.6. Алгоритм работы программы Qorep

Для расчета используются следующие параметры: для каждого землетрясения из каталога вырезается участок записи 10 сек до времени в очаге, и 210 секунд после. Скорость  $S$ -волн в районе очага, величина которого используется в расчете величин затухания вследствие рассеяния и поглощения, и величины выделившейся в очаге энергии, принималось равной 3.55 км/с [Голенецкий, 2001; Мельникова и др., 2002; Суворов, Тубанов, 2008]. Средняя плотность пород, согласно [Солоненко, 1968] – 2750 кг/м<sup>3</sup>. Вводится полная поправка на амплитудно-частотную характеристику аппаратуры (не только на величину чувствительности), что особенно важно для оценки энергии в очаге для частот не в зоне «стола» АЧХ (Рис. 2.7.).

Для инверсии по одной станции использовались времена вступлений из базы данных [Санжиева и др., 2017]. Для совместной инверсии считались теоретические времена вступлений исходя их средней скорости  $S$ -волн 3.55 км/с, и  $P$ -волн 6.12 км/с.

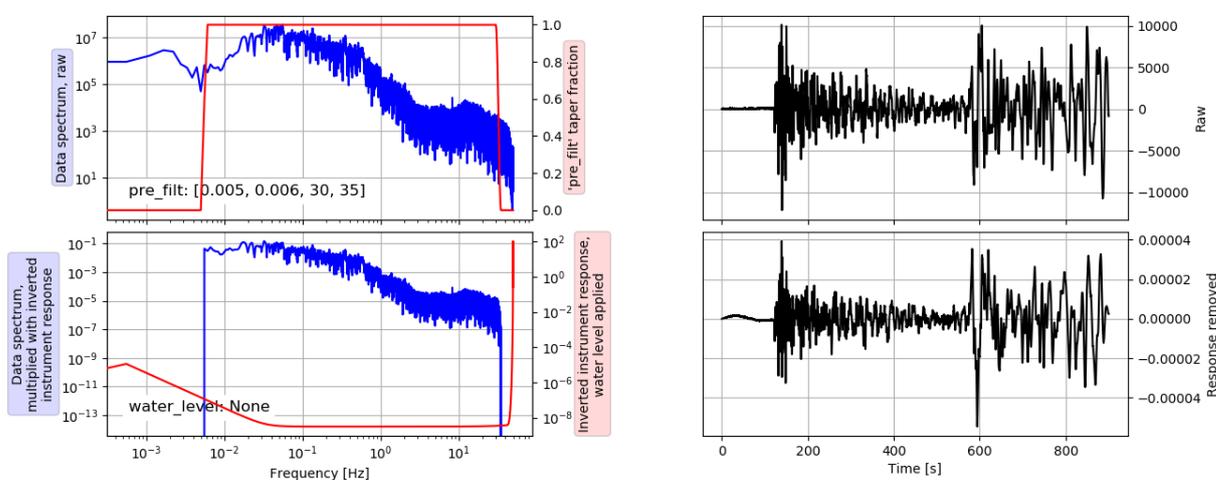


Рисунок 2.7. Пример введение поправки на АЧХ 30-сек датчика Guralp CMG-40T для записи землетрясения 29 августа 2018 г. (время 10:10 UTC) на станции Улан-Удэ (UADB)

Из исходного сигнала вычитался уровень шума, измеренный в окне 5 секунд до вступления  $P$ -волны, использовалось окно прямой  $S$ -волны длиной 10 с, для коды – 20, 40 или 60 с или до достижения уровня трех величин сигнал-шум. Для вычисления наблюдаемой энергии из исходной 3-х компонентной

сейсмограммы (единицы скорости м/с) рассчитывалась суммарная энергия (канал ВНХ, пример расчета показан на рис. 2.8).

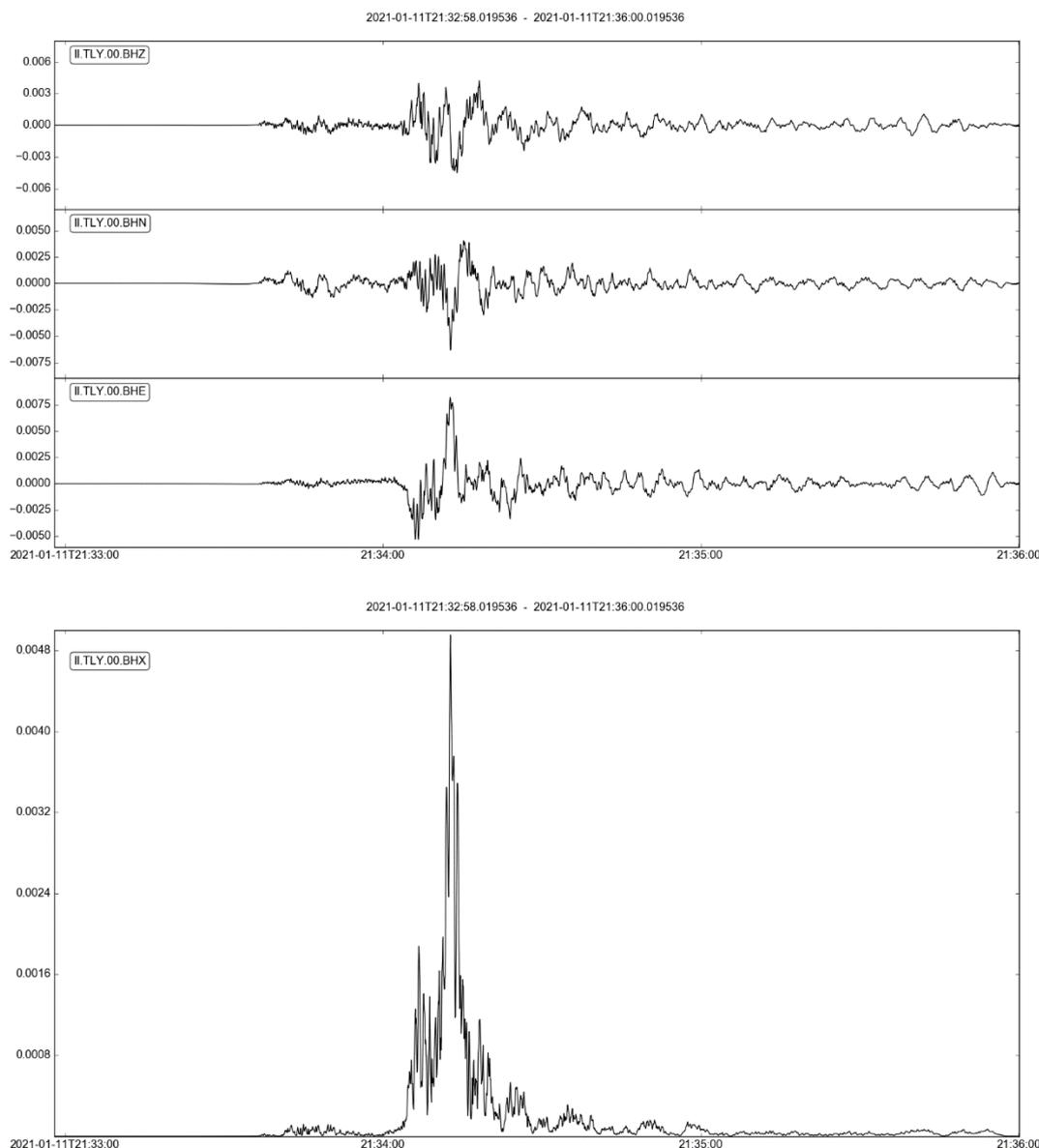


Рисунок 2.8. Исходная трехкомпонентная запись Хубсугульского землетрясения на станции Талая (TLY) (вверху), и результирующий канал (внизу)

Для аппроксимации полученного очагового спектра смещения используется робастный метод наименьших квадратов, не учитывающий выпадающие значения (выбросы). Также дополнительно определяется величина ошибки аппроксимации для каждой частоты из разницы между линией тренда и самим значением энергии в очаге  $W$ .

## 2.2.4 Метод пространственной оценки затухания (метод эллипсов)

Рассчитанные различными методами значения добротности  $Q$  могут быть использованы для построения двумерных карт сейсмической добротности либо коэффициента затухания для всего рассматриваемого региона.

Двумерное картирование региона по параметрам затухания было выполнено согласно методу перекрывающихся эллипсов [Mitchell et al., 2008]. В основе метода лежит предположение о том, что значение  $Q$ , полученное на сейсмической станции, характеризует объем пространства (эллипсоид), в фокусах которого находятся источник и приемник [Pulli, 1984]. Исследуемый регион разбивается на ячейки и среднее значение затухания в каждой ячейке находится из величин  $Q$ , соответствующих эллипсоидам, перекрывающим эту ячейку. Размеры эллипсоида определяются соотношениями ( $a$  – большая,  $b$  – малая ось эллипса,  $c$  – глубина формирования эллипса):

$$a = \frac{Vt}{2}, b = \sqrt{a^2 - \frac{r^2}{4}}, c = b + h_{\text{cp}}, \quad (25)$$

где  $V$  – скорость сейсмических волн (в данном случае  $S$ -волны),  $r$  – эпицентральное расстояние «источник – приемник»,  $t$  – средняя длина временного окна,  $h_{\text{cp}}$  – средняя глубина гипоцентров:

$$t = t_{\text{start}} + \frac{W}{2}, \quad (26)$$

где  $t_{\text{start}}$  – начальное время обработки сигнала.

При близком взаимном положении эпицентров землетрясений многие эллипсы перекрываются, обеспечивая возможность для отображения региональных вариаций затухания [Mitchell, 1997].

## 2.3 Сеть сейсмических станций центрального района БРС

Мониторинг сейсмической активности в районе Южнобайкальской впадины и прилегающих территориях осуществляется совместно Байкальским и Бурятским филиалами Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (ФИЦ ЕГС РАН).

Сейсмостанции Бурятского филиала структурно дополняют региональную сеть наблюдений в районе центральной части БРС (Рис. 2.9).

Сеть сейсмических станций Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН создавалась в 1990-х гг. на базе стационаров и обсерваторий Геологического института СО РАН. Первым был открыт пункт наблюдения в г. Улан-Удэ (код станции UUD, международный код UADB), начавший свою работу в феврале 1996 г. Имеющаяся аппаратура позволяла регистрировать сейсмический сигнал в узком динамическом диапазоне (90 дБ, для сравнения, АЦП современных регистраторов имеет динамический диапазон до 140 дБ). Но важным являлось то, что регистрация с самого начала осуществлялась в цифровом виде, использовалась система передачи данных по радиоканалу.

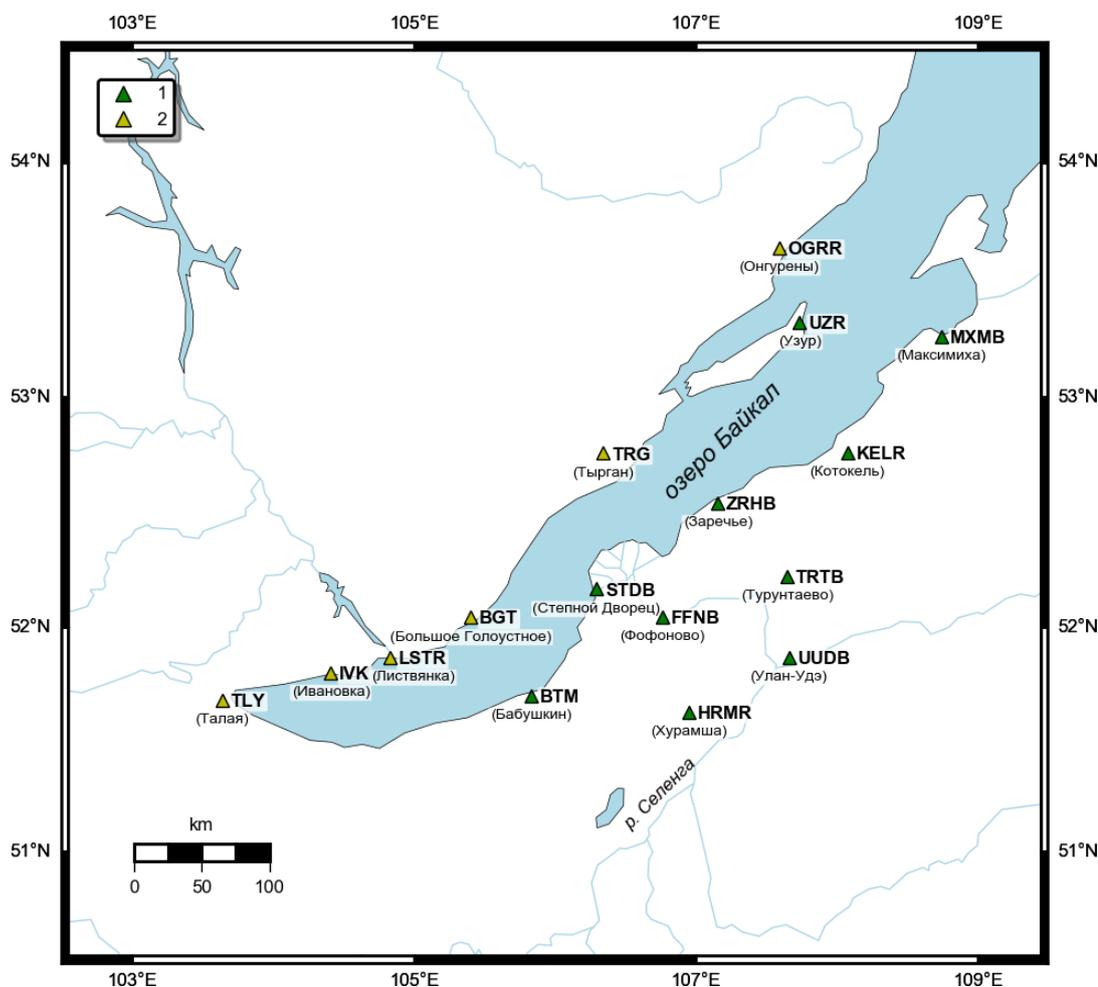


Рисунок 2.9. Сейсмические станции сетей Бурятского филиала (1) – код сети BUGSR, и Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН (2) код сети BAGSR, данные которых использованы в работе

По состоянию на 2021 год, Селенгинская локальная сеть сейсмических станций состоит из 11 пунктов наблюдения (Табл. 2.1).

Таблица 2.1. Сейсмические станции Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН

№	Станция	Код	Период работы	φ°, с. ш	λ°, в. д.	Сейсмометр
1	Улан-Удэ	UUDB	с 17.02.1996	51.869	107.663	СМ-3, CMG-40Т (с 27.11.2019), Trillium Compact 120s (с 08.05.2019)
2	Хурамша	HRMR	с 01.04.1997	51.628	106.955	СМ-3КВ, CMG-40Т (с 20.06.2007)
3	Максимиха	MXMB	01.10.1997	53.263	108.745	СМ-3КВ, СМ-3, CMG-40Т
4	Бабушкин*, Сухой Ручей	ВТМ*, VBR	с 03.99 по 03.2007, и с 2011 года VBR	51.7* 51.798	105.832* 106.015	СМ-3
5	Степной Дворец	STDB	с 01.08.1999	52.169	106.369	СМ-3, CMG-40Т
6	Фофоново	FFNB	с 08.1999	52.047	106.765	СМ-3
7	Заречье	ZRNB	с 01.12.1999	52.545	107.159	СМ-3, СМ-3КВ
8	Котокель	KELR	с 03.11.2005	52.763	108.078	CMG-40Т
9	Узур	UZR	с 03.2011?	53.324	107.741	СМ-3, СМ-3КВ
10	Горячинск	GORB	с 07.2011?	52.986	108.285	СМ-3КВ, СМ-3
11	Турунтаево	TRTB	с 01.08.1999 по 09.05.2014	52.223	107.649	СМ-3КВ, CMG-40Т

В работе также используются данные шести сейсмических станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН (Табл. 2.2), в основном расположенные на западном побережье оз. Байкал.

Таблица 2.2. Станции Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН

№	Станция	Код	Период работы	$\varphi^\circ$ , с. ш	$\lambda^\circ$ , в. д.	Сейсмометр
1	Большое Голоустное	BGT	с 14.06.2011	52.05	105.41	СМ-3
2	Ивановка	IVK	с 29.05.2011	51.80	104.41	СМ-3
3	Листвянка	LSTR	с 01.03.1999	51.868	104.83	СМ-3КВ
4	Онгурены	OGRR	с 20.04.1988	53.64	107.59	СМ-3КВ
5	Талая	TLY	с 11.11.1982	51.68	103.64	СМ-3КВ, Streckeisen STS-2.5
6	Тырган	TRG	с 20.01.1960	52.760	106.35	СМ-3КВ

Со времени перехода на непрерывную регистрацию частота дискретизации для короткопериодных данных составляет 100 Гц (регистраторы серии Байкал-10, Байкал-11, Байкал-ACN, Ангара-7 с Байкал-112, Nanometrics Centaur), для регистраторов Иркут-24 – 50 Гц, и 20 Гц для работавшего в 2006-2012 гг. на станции Улан-Удэ (UADB) регистратора Guralp DM-24.

На большинстве станций в настоящее время установлены велосиметры СМ-3 и СМ-3КВ, возможностей которых, несмотря на небольшой динамический диапазон [Аппаратура и методика..., 1974] и достаточно высокий уровень собственного шума, как правило достаточно для регистрации локальной и региональной сейсмичности. Наряду с использованием короткопериодной аппаратуры, со второй половины 2000-х гг. используются широкополосные сейсмометры, например, 30-секундные Guralp CMG-40T (Табл. 2.1). Однако большинство используемых до настоящего времени

сейсмометров – короткопериодные, поэтому в работе при обработке локальных землетрясений используются записи в частотном диапазоне 0.5–20 Гц (для Байкал-11), и до 35 Гц – для остальных, т. е. в зоне «стола» амплитудно-частотной характеристики (АЧХ) каналов по скорости (Рис. 2.10).

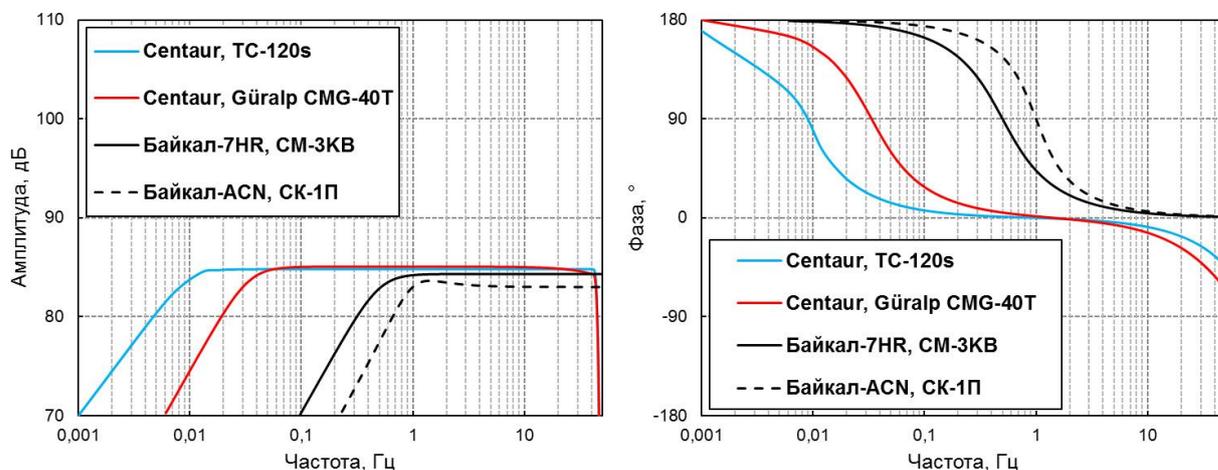


Рисунок 2.9. Амплитудно-фазовая частотная характеристика по скорости типовых сейсмометрических каналов с чувствительностью в дБ

Важным вопросом в анализе регистрируемых колебаний скорости смещения грунта является соотношение сигнал-шум для каждого канала. При использовании записей сильных движений соотношение сигнал-шум будет велико даже для некогерентного сигнала большой длительности, каким является запись сейсмической коды. Однако записи слабых и умеренных землетрясений, зарегистрированных на больших расстояниях, могут содержать не только полезный сигнал, но и случайный шум, в т. ч. аппаратный [Беседина и др., 2017; Дергач и др., 2019]. На рисунке 2.11 приведена оценка собственного шума сейсмоприемника CM-3KB в расширенном частотном диапазоне [Беседина и др., 2017] – кривая 2, и запись с регистратора Байкал-7HR и короткопериодного датчика CM-3KB с маятниками в зааретированном положении (Рис. 2.11, б).

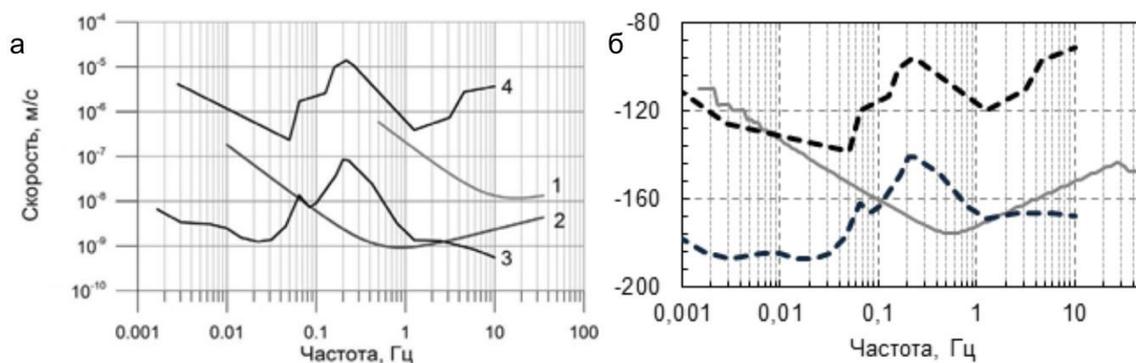


Рисунок 2.11. Спектральная плотность мощности собственного шума датчика СМ-3КВ [Беседина, 2017] (кривая 2) (а) и регистратора Байкал-7НР (в дБ) с датчиком СМ-3КВ (б). На графиках показаны также верхняя и нижняя мировая модель сейсмического шума [Peterson, 1993]

Аппаратурный шум может быть значителен (Рис. 2.11) как в области низких частот, так и для высоких частот (выше 10 Гц), причем с увеличением частоты и периода оцифровки шум также увеличивается.

Для записей достаточно сильных землетрясений, в случае исправно работающего канала, для регистраторов Байкал-10, и короткопериодных датчиков СМ-3, возможно получить достаточно хорошее совпадение с записями эталонного канала, для рабочего диапазона частот 0.5–10 Гц. Например, для землетрясения с магнитудой 4 на эпицентральной расстоянии 100 км, зарегистрированному на постаменте ст. Улан-Удэ (Рис. 2.12). Для диапазона частот ниже 0.5 Гц разность мощности двух сигналов составляет уже более 6 дБ, т. е. более чем в 4 раза. На частоте 20 Гц разность составляет больше 3 дБ, т. е. спад сигнала в 2 раза. Надо отметить, что для обеих записей проводилась коррекция на полную АЧХ канала, т. е. для датчика и 4 полюса для самого регистратора Байкал-10.

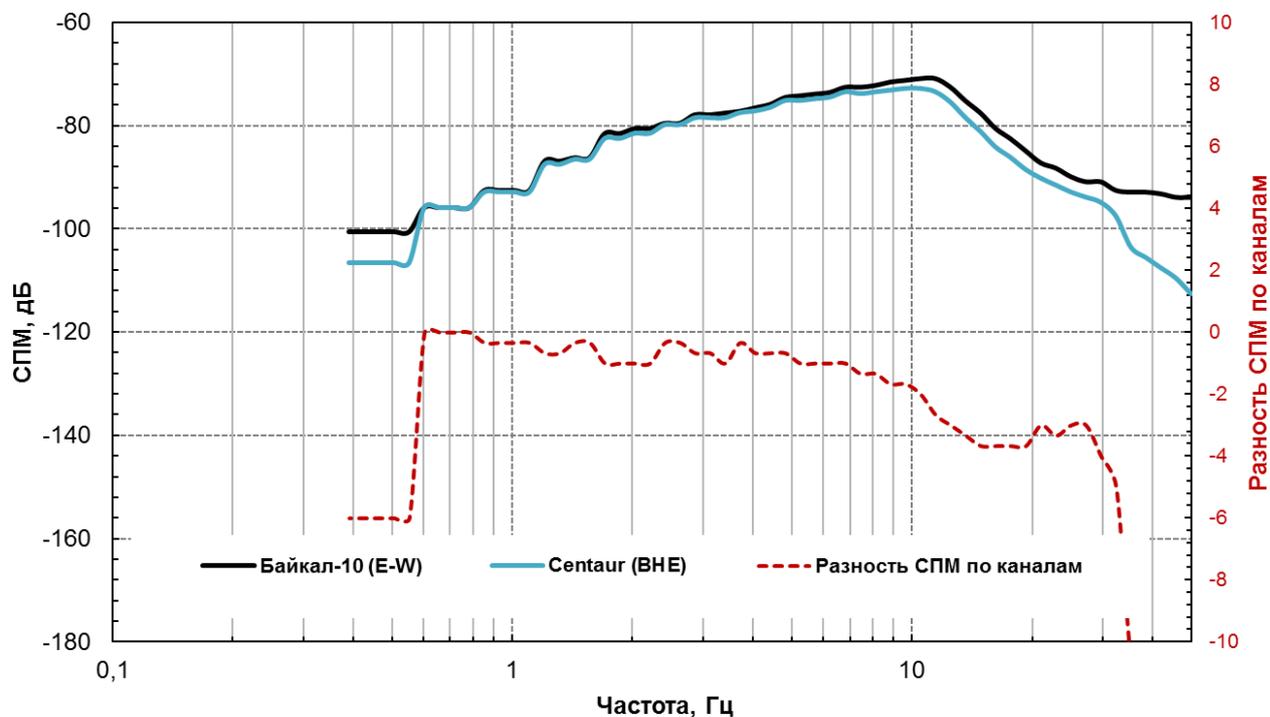


Рисунок 2.10. Спектральная плотность мощности (СПМ) акселерограммы землетрясения с  $m_b=4$  на эпицентральной расстоянии 100 км от ст. Улан-Удэ, запись с регистратора Nanometrics Centaur (датчик Trillium Compact 120) и Байкал-10 (СМ-3), с введенной поправкой на АЧХ, и разность СПМ двух записей

Таким образом, использование современных регистраторов и широкополосных сейсмометров обеспечивает запись с лучшим соотношением сигнал-шум в более широком диапазоне частот, позволяя извлекать больше информации из анализа амплитуд кода-волн, в т. ч. от слабых и далеких землетрясений.

## 2.4 Данные

В работе используется сводная база данных обработки данных Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН [Санжиева и др., 2019], накопленная за время инструментальных наблюдений. База данных содержит информацию о времени и координатах очагов, рассчитанный энергетический класс, и также включает времена пробега прямых и преломленных волн для каждой станции, зарегистрировавшей землетрясение. Также в базе данных собрана справочная информация о сейсмической сети: международные и локальные коды и координаты станций, время их работы, введенные поправки по времени и т. д.

Кроме того, привлекались данные сводной обработки Байкальского филиала (время в очаге, координаты и энергетический класс с ошибками определения) за 2001–2016 гг. для района центрального Байкала, ограниченного координатами  $51^{\circ}$ – $54^{\circ}$  с. ш., и  $104$ – $110^{\circ}$  в. д.

Также использовались каталоги и бюллетени землетрясений Прибайкалья и Забайкалья, каталоги землетрясений Северной Евразии за 2000-2017 гг.

Пакет Qorep требует представления каталогов в формате QuakeML – файл в формате разметки XML (eXtensible Markup Language). Конвертирование файлов с волновыми формами и бюллетеней из различных форматов производилось с помощью скриптов на языке программирования Python с использованием библиотеки Obspy [Beyreuther, 2010].

Определяющее значение имеет первичный сейсмологический материал – сами волновые формы землетрясений, поскольку во многом от его качества зависит надежность получаемых результатов. Основой для этого исследования являются данные, накопленные за годы работы локальной сети наблюдения Бурятского филиала ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН». Кроме того, привлекались данные станций Байкальского филиала: Листвянка, Большое Голоустное, Тырган, Онгурены и Талая. Данные станции Талая (TLY) международной сети IRIS с частотой дискретизации 20 Гц находятся в свободном доступе.

Первый набор данных – записи локальных землетрясений на эпицентральных расстояниях до 70 км (Рис. 2.13), зарегистрированные в основном короткопериодными велосиметрами на аппаратуру Байкал-10, 11, Байкал-7HR, Ангара-7Б (Байкал-112). Были использованы записи с 14 станций (Таблица 2.3).

Каталог локальных землетрясений включал более 4700 событий с энергетическими классами по шкале Раутиан  $K_R$  от 8.5, что соответствует магнитуде по объемным волнам  $mb$  равной 2.5. Использование меньших магнитуд значительно увеличивает количество сейсмологического материала,

однако для записей слабых землетрясений значительно хуже соотношение сигнал-шум.

Таблица 2.3. Используемые данные по станциям Байкальского и Бурятского филиалов ФИЦ ЕГС РАН с короткопериодной аппаратурой

№	Станция	Код	$\lambda^\circ$ , в. д.	$\varphi^\circ$ , с. ш.	Данные, с	Дата, по
1	Б. Голоустное	BGT	105.41	52.05	01.01.2012	01.08.2016
2	Фофоново	FFNB	106.76	52.05	01.10.2011	01.03.2014
3	Хурамша	HRMR	106.96	51.63	01.01.2006	01.02.2014
4	Котокель	KELR	108.08	52.76	01.07.2011	01.04.2014
5	Листвянка	LSTR	104.83	51.87	01.01.2006	31.12.2010
6	Максимиха	MXMB	108.75	53.26	01.05.2004	31.05.2010
7	Онгурены	OGRR	107.59	53.64	01.01.2012	01.03.2014
8	Степ. Дворец	STDB	106.37	52.17	01.08.2011	01.04.2014
9	Тырган	TRG	106.34	52.76	01.01.2011	01.04.2014
10	Турунтаево	TRTB	107.65	52.22	01.07.2011	01.04.2014
11	Улан-Удэ	UUDB	107.66	51.87	01.12.2006	01.12.2012
12	Узур	UZR	107.74	53.32	01.01.2012	01.04.2014
13	Бабушкин	BTM	105.83	51.70	04.03.2002	12.02.2007
14	Заречье	ZRNB	107.16	52.54	01.11.2005	01.12.2011

Второй набор данных – записи широкополосных приборов за 2006–2021 гг., каталог состоял из 603 событий на эпицентральных расстояниях до 500 км (Рис. 2.14). Были использованы записи по станциям Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН Хурамша (HRMR), Максимиха (MXMB), Улан-Удэ (UUDB), Степной Дворец (STDB), станции Талая (TLY, IRIS). Диапазон магнитуд землетрясений в этом каталоге – от 3 ( $K_p$  от 9.5) и выше: до  $M_w=5.5$  (Быстринское 21.09.2021 г., и Кударинское землетрясения 09.12.2020 г.) и  $M_w=6.8$  (Хубсугульское землетрясение 11.01.2021 г.).

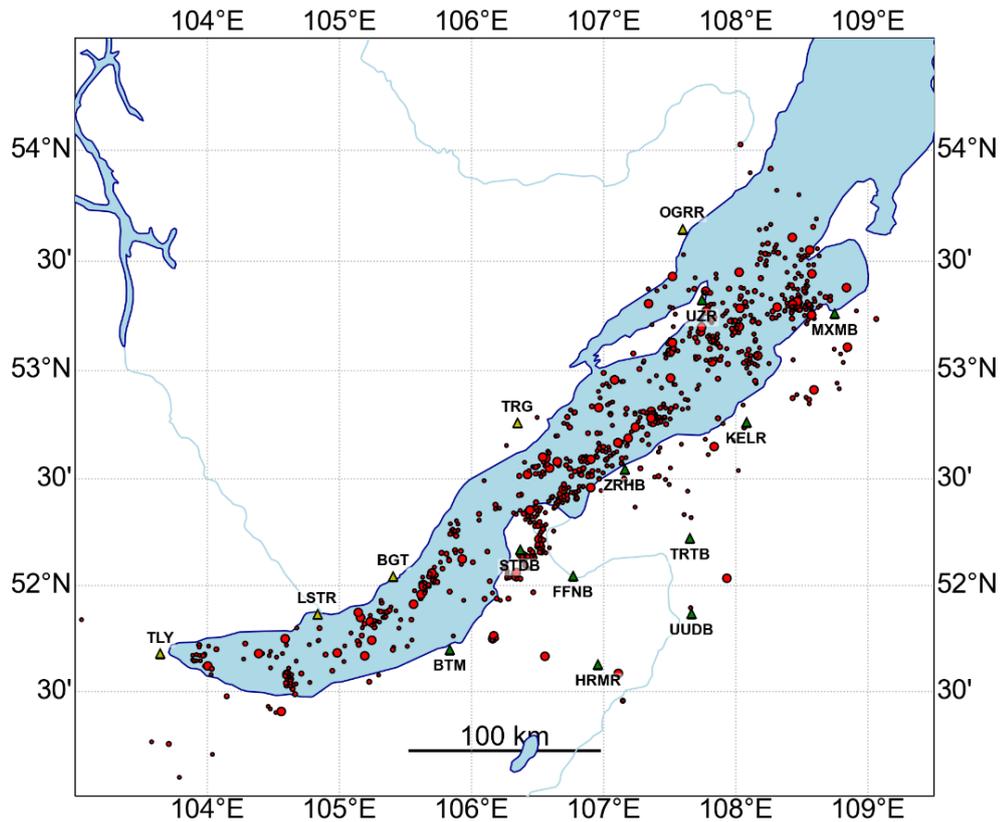


Рисунок 2.113. Карта эпицентров локальных землетрясений с  $K_p > 8.5$ , зарегистрированных на расстояниях до 70 км от с/станций в районе Южнобайкальской впадины за 2001–2016 гг.

Также нужно отметить, что расположение сейсмических станций не всегда позволяет точно определить глубину очага землетрясения (поскольку необходимо иметь записи достаточного количества станций с четкими вступлениями продольных волн, при этом хотя бы одна станция должна быть на эпицентральной расстоянии до 30 км). Поэтому, при отсутствии данных о глубине она принималась равной 15 км. Вследствие неточного определения глубины очага, а также из-за сложной картины волнового поля вблизи эпицентра [Иванов, Потапов, 1994] не использовались записи землетрясений на эпицентральных расстояниях до 20 км.

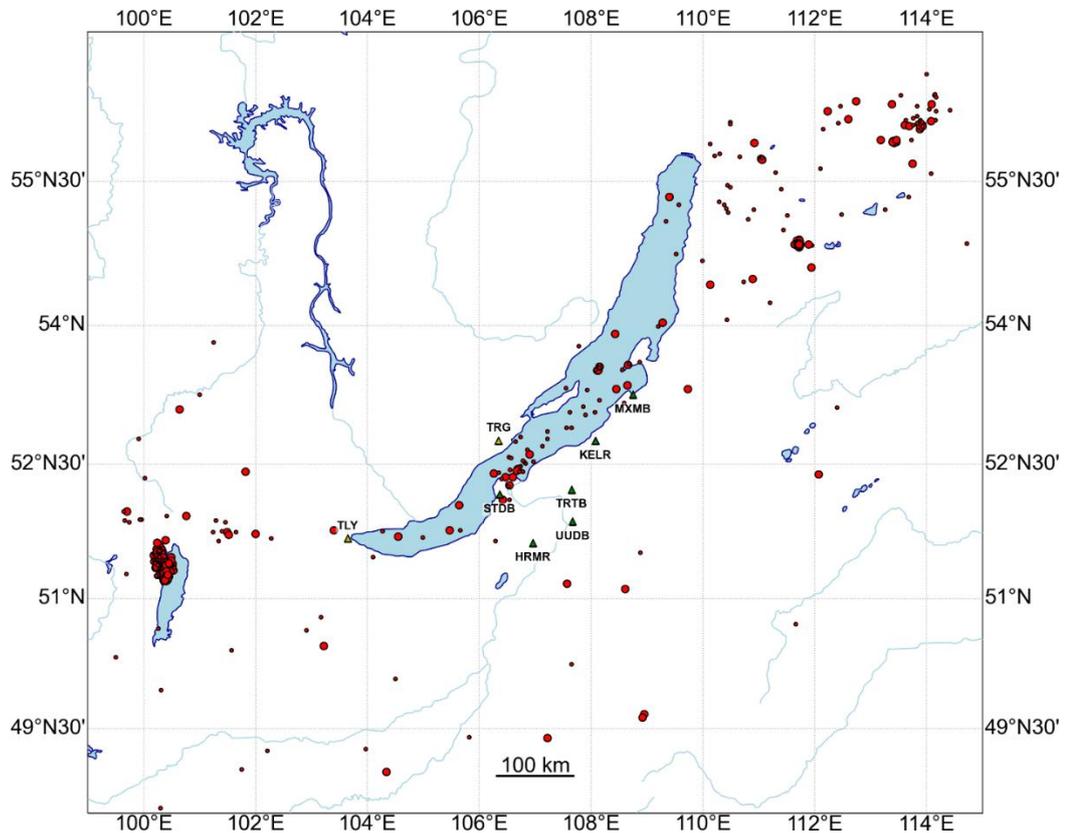


Рисунок 2.12. Карта эпицентров землетрясений, зарегистрированных широкополосными сейсмическими станциями на расстояниях до 500 км

Сейсмограммы отбирались с хорошим отношением сигнал-шум путем визуального осмотра, чтобы избежать возможного искажения результата из-за техногенных помех или наложения друг на друга нескольких землетрясений. На рисунке 2.15 показано, что уровень микросейсмического шума может незначительно превышать зарегистрированный сигнал на частоте около 1 Гц, например, для землетрясения с магнитудой 1.5 ( $K=7$ ) на расстоянии 100 км. В данном случае под сигналом понималась длительность записи 30 с, начиная от времени вступления  $S$ -волны, для амплитуды кода-волн соотношение сигнал-шум будет меньше. Только для магнитуд землетрясений от 2.5 и выше даже для «шумных» станций в большинстве случаев запись «поздней» коды будет иметь достаточно высокое соотношение сигнал-шум.

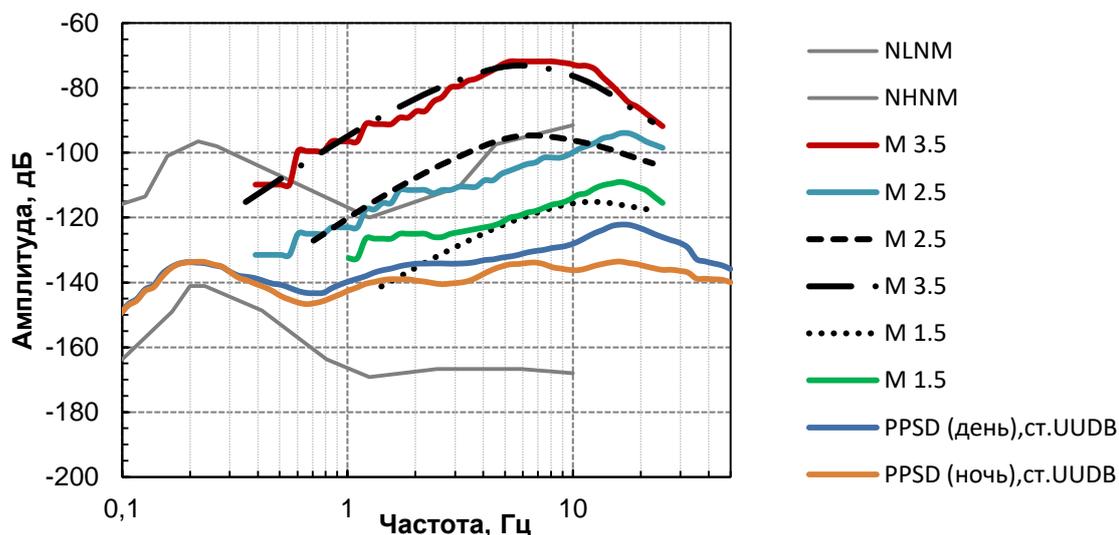


Рисунок 2.13. Зарегистрированная на ст. Улан-Удэ и модельная (черная штриховка) [Clinton, Cauzzi, 2013] спектральная плотность мощности ускорений с магнитудами в диапазоне 1.5–3.5 на эпицентральной расстоянии 100 км, в сравнении с вероятностным уровнем мощности шума (PPSD) на станции в дневное и ночное время. Серыми линиями показана нижняя и верхняя мировая модель шума [Peterson, 1993]

#### Основные выводы.

В главе рассмотрены наиболее распространенные и хорошо зарекомендовавшие себя методы оценки затухания сейсмических волн. При выборе методов основными ограничивающими факторами были:

- особенности волновой картины локальных и региональных землетрясений БРС (преобладание поперечных волн и коды S-волн в хвостовой части сейсмограмм);

- взаимное распределение землетрясений и сейсмических станций. В этих условиях возможно применять методы определения добротности  $Q_c$  по коде, метод нормализации коды, и метод инверсии огибающей коды.

Нормировка амплитуд прямых и кода-волн, взятых в фиксированное время, позволяет устранить эффекты как источника (очага землетрясения), так и приемника – регистрирующей станции, и позволяет оценить влияние среды.

Действующая на территории центральной части БРС сеть сейсмических станций обеспечивает достаточно высокое качество первичного сейсмологического материала, что дает возможность их дальнейшей обработки и анализа.

## ГЛАВА 3. РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

### 3.1 Результаты оценки затухания по кода-волнам

#### 3.1.1 Затухание по кода локальных землетрясений

На первом этапе для обработки использовались записи землетрясений, ограниченных эпицентрными расстояниями до 70 км от станций в районе Южнобайкальской впадины. Выбран данный диапазон расстояний по причине преобладания на них прямых (не рефрагированных) волн, приходящих из очага землетрясения. Для больших расстояний (более 70–80 км) критически отраженные волны имеют наибольшие амплитуды, вступая очень близко после прямых волн  $Pg$  и  $Sg$ . Для близких же эпицентрных расстояний, глубина залегания и региональные вариации границы Мохо не влияют на волновую картину на станции-приемнике (Рис. 3.1).

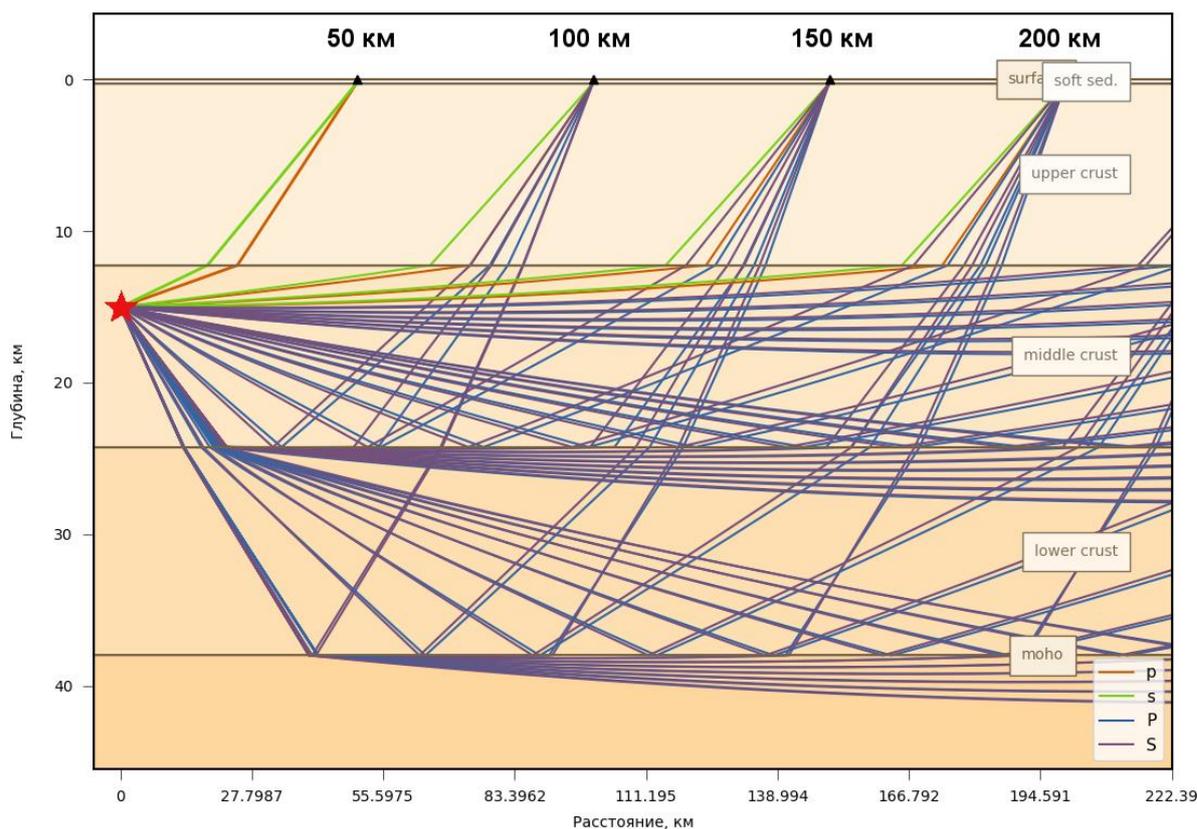


Рисунок 3.1. Траектории сейсмических лучей при положении источника на глубине 15 км, приемники расположены на удалении от 50 до 200 км, модель ak135 [Kennett et al., 1995]

Несмотря на то, что 70-километровое окно вокруг сейсмических станций может вмещать в себя разнородные структуры, использование местных

(локальных) землетрясений позволяет оценить затухание и степень неоднородности среды для конкретных тектонических структур региона, находящихся в окрестности принимающей сейсмостанции. Кроме того, как правило, для разработки моделей прогнозирования сильных движения грунта в основном используются записи на расстояниях от очаговых зон, превышающих диапазон, на котором обычно происходит значительное повреждение конструкций в случае сильных землетрясений. Поэтому, на первом этапе работы, для оценки возможного воздействия вблизи возможных очагов землетрясений, будут использоваться записи местных (локальных) событий.

Для оценки затухания по кода-волнам для области Южнобайкальской впадины и прилегающих территорий были рассчитаны значения сейсмической добротности  $Q_C$  в частотном диапазоне от 0.5 до 16 Гц (или до 32 Гц, в зависимости от регистрирующей аппаратуры).

Полученные значения добротности  $Q_C$  значительно меняются в зависимости от частоты и длины окна, выбранной для обработки коды: с увеличением частоты и длины окна обработки добротность увеличивается. Первое связывается с тем что величина  $Q_C$  сама по себе частотно-зависима (для используемых диапазонов периодов), второе обычно интерпретируется как увеличение добротности с глубиной – с увеличением скоростей сейсмических волн в более плотной среде увеличивается добротность (затухание уменьшается).

С помощью полученных значений  $Q_C$  для всех длин окна обработки коды  $W$  были определены эмпирические зависимости добротности от частоты (табл. 3.1), согласно степенному закону [Mitchell, 1981]:

$$Q(f) = Q_0 \cdot f^n, \quad (27)$$

где  $Q(f)$  – сейсмическая добротность,  $Q_0$  – добротность на референтной частоте  $f_0$  1 Гц,  $n$  – показатель зависимость добротности от частоты или частотный параметр.

Нелинейное поведение частотного параметра с глубиной может объясняться существованием на этих глубинах скоростных границ или локальных неоднородностей, приводящих к увеличению затухания [Добрынина и др., 2014].

Таблица 3.1. Эмпирическая зависимость сейсмической добротности  $Q_c$  от частоты для значений длины окна 20, 30, 40 и 60 с (эпицентральные расстояния до 70 км)

Код станции	20 с		30 с		40 с		60 с	
	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$
BGT	134±44	0.82	203±31	0.76	229±17	0.82	500±99	0.53
BTM	202±92	1.01	269±97	0.79	289±89	0.85	–	–
FFNB	152±52	0.77	164±44	0.82	225±51	0.73	392±103	0.73
KELR	153±64	0.87	220±55	0.72	–	–	–	–
LSTR	129±52	0.94	200±73	0.84	282±77	0.76	345±94	0.85
MXMB	143±42	0.91	238±136	0.70	298±102	0.67	438±172	0.63
OGRR	173±83	0.94	243±137	0.87	322±163	0.81	435±156	0.69
STDB	318±267	0.44	345±159	0.54	488±172	0.32	403±158	0.45
TLY	200±67	0.74	235±91	0.76	281±72	0.85	436±186	0.85
TRG	132±48	0.97	178±55	0.84	222±91	0.77	205±35	0.94
TRTB	158±85	0.75	223±107	0.68	331±122	0.57	436±118	0.51
UZR	194±89	0.67	199±75	0.70	187±39	0.81	255±56	0.8
ZRNB	166±56	0.73	330±156	0.45	463±175	0.36	372±150	0.53

При аппроксимации полученных величин добротности степенной зависимостью от частоты наблюдался значительный разброс отдельных значений  $Q$ . Поэтому полученные зависимости  $Q(f)$  для каждой станции можно характеризовать как средние оценки поглощающих свойств в ее окрестностях [Дреннов и др., 2015].

Для сравнения величины разброса данных по разным длинам окон коды, приведем графики добротности  $Q_C$  по станции Узур (UZR) для длин окна кода-волн 20 и 60 сек (Рис. 3.2):

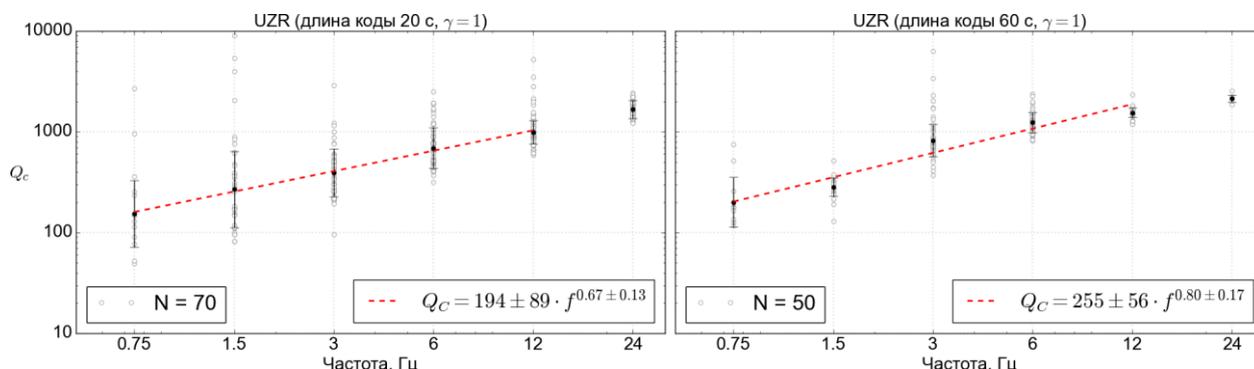


Рисунок 3.2. Значения добротности  $Q_C$  по станции Узур (UZR) для эпицентральных расстояний 20–70 км, длина коды 20 и 60 с

Как правило, с увеличением длины окна значения добротности увеличиваются, а частотный параметр – уменьшается. Полученные величины добротности для времени пробега кода-волн 20 секунд согласно [Pulli, 1984] соответствуют глубине нижней границе эллипсоида 50 и 95 км для эпицентральных расстояний 20 км (минимальное) и 70 км (максимум), соответственно. Для коды длительностью 60 с средняя глубина (при расстоянии очаг–станция 35–40 км), составляет 100–105 км. Наблюдается меньший разброс данных для длины коды 60 с по сравнению с временем пробега 20 с, большие абсолютные величины добротности  $Q_C$  (Рис. 3.2.).

Нужно отметить, что для определения средних значений и величин ошибок определения добротности для каждой частоты использовались методы робастной статистики, учитывающие разброс точек относительно медианного значения. Сводные графики зависимости добротности от частоты для всех станций и длин окон приведены в приложении.

При обработке записей станций, находящихся в непосредственной близости от акватории оз. Байкал, на трассах вдоль южной котловины озера (станции Листвянка, LSTR, и Талая, TLY) часто отмечались особенности волновых форм. Иногда максимальные амплитуды на исходной сейсмограмме

наблюдались гораздо позднее вступлений  $P$ - и  $S$ -волн – через 15–30 сек. Такие сейсмограммы встречались достаточно часто, возможность наложения записи другого землетрясения или случайного шума можно исключить. Видимые периоды участка с максимальными амплитудами составляют 6–8 Гц. Пример такой сейсмограммы по ст. Листвянка приведен на Рис. 3.3.

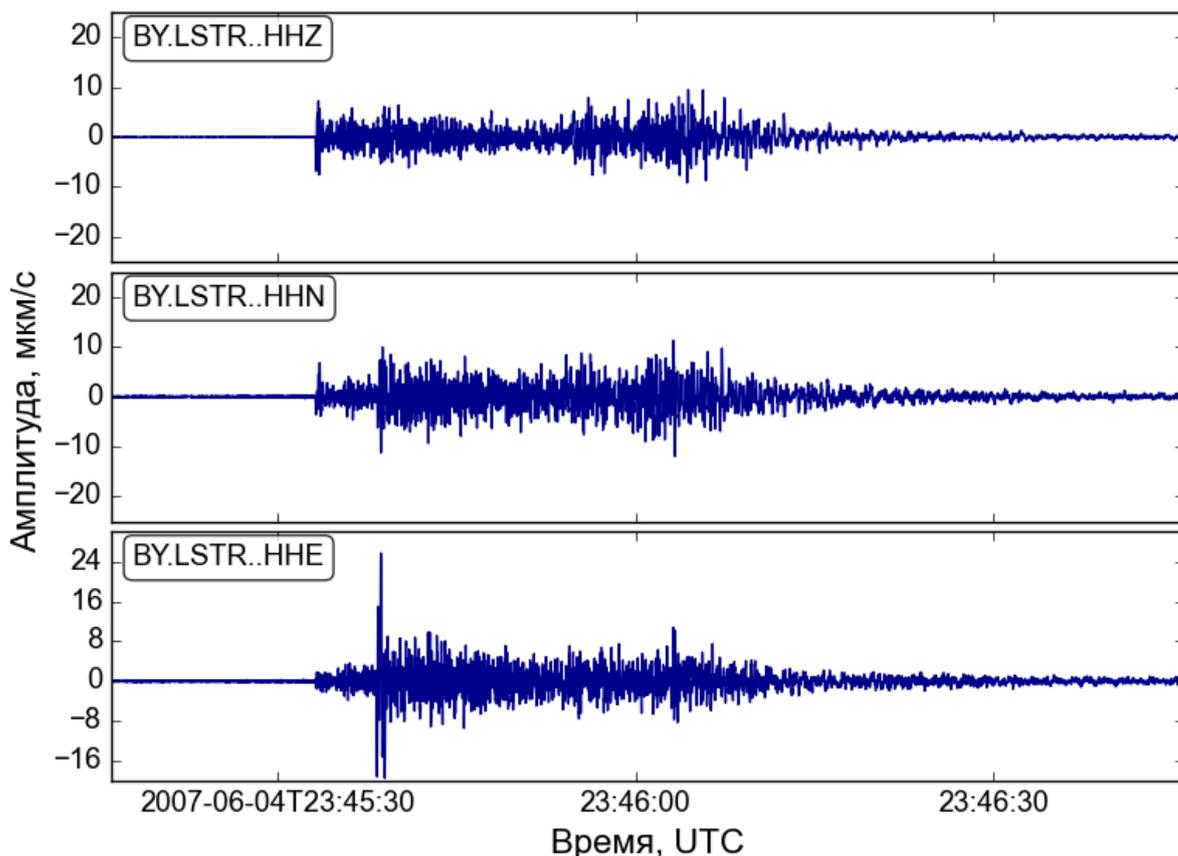


Рисунок 3.3. Запись землетрясения 4 июня 2007 23:45:26.5 UTC (51.53 с. ш., 104.63 в. д.), энергетический класс  $K_p=9.8$ , ст. Листвянка (LSTR)

Эти волны, по-видимому, представляет собой  $T$ -фазу сейсмического сигнала – акустическую волну, распространяющуюся в водном слое со скоростью звука, примерно 1.5 км/с [Шумилов, Купцов, 1998]. Такие записи, по возможности, отбраковывались из-за наложения их на участок коды. Однако, представляет интерес причина формирования таких записей землетрясений, эпицентры которых, например, для Листвянки, локализованы в сравнительно небольшой области к югу от станции (координаты 51.55 °с.ш., 104.63 °в.д.).

### 3.1.2 Затухание по кода-волнам для региональных землетрясений по записям широкополосных станций

Для оценки добротности по записям региональных землетрясений было отобрано 603 события, зарегистрированных за период 2006–2021 гг. широкополосными сейсмическими станциями на эпицентральных расстояниях от 70 до 500 км. Для расчета вводилась полная поправка на АЧХ прибора. Полученные значения добротности  $Q_C$  приведены в Таблице 3.2.

Таблица 3.2. Эмпирическая зависимость сейсмической добротности  $Q_C$  от частоты для значений длины окна 30, 60, 90 и 120 с (эпицентральные расстояния 70–500 км)

Код станции	30 с		60 с		90 с		120 с	
	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$	$Q_0$	$n$
TRG	268±36	0.93	460±21	0.58	474±33	0.61	526±27	0.53
TLY*	265±42	0.96	360±29	0.79	440±19	0.56	432±15	0.58
MXMB	307±32	0.7	384±14	0.55	463±19	0.48	564±21	0.45
UUDB	306±24	0.57	331±22	0.64	476±16	0.42	485±14	0.41
HRMR	307±57	0.68	500±26	0.44	498±26	0.46	524±19	0.42

Для всех станций наблюдается рост величины добротности  $Q_0$  и уменьшение значения частотного параметра  $n$  с увеличением длины окна обработки коды [Добрынина и др., 2016; 2019]. Отклонение от этой тенденции находится в пределах ошибки измерения.

Сопоставление величины частотного параметра  $n$ , характеризующего степень неоднородности среды и зависящего от тектонической активности региона [Аки, 1981], показывает более высокие его значения для Южного Байкала, станция Талая, TLY, (Рис. 3.4).

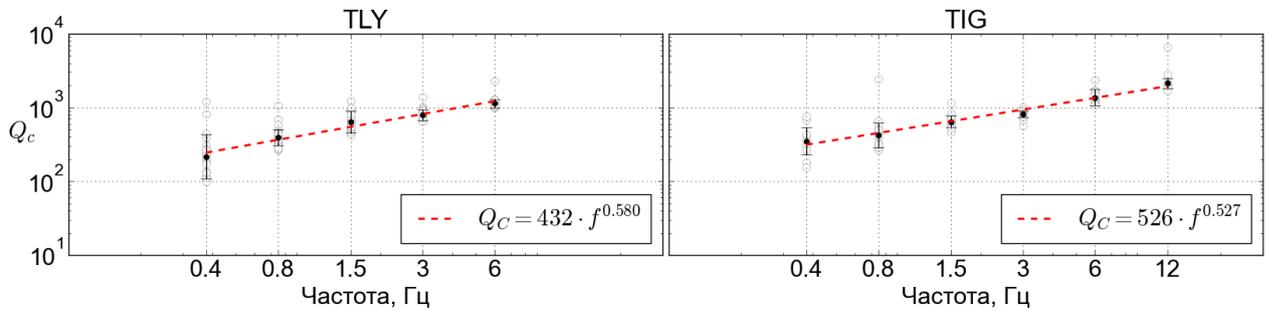


Рисунок 3.4. Значения добротности  $Q_c$  по станциям Талая (TLY) и Тырган (TIG) для эпицентральных расстояний 70–500 км, длина коды 120 с

### 3.1.3 Построение сводных огибающих коды региональных землетрясений

Полученные оценки затухания кода-волн на региональных расстояниях позволяют построить сводные огибающие коды, для разных частотных диапазонов. Калибровочные кривые огибающих были получены по следующей методике. Для записей из каталога региональных землетрясений удалялся линейный тренд, вводилась поправка на амплитудно-частотную характеристику каналов для станции. Далее из 3-х компонентной записи (два ортогонально ориентированных горизонтальных канала и один вертикальный) вычислялось среднеквадратическое значение для исходного сигнала и его преобразования Гильберта. Результирующий сигнал пропусклся через 4-х полюсовый фильтр Баттерворта, вносящий минимальные фазовые искажения.

Для построения огибающих может применяться сглаживание квадратов амплитуд, дающее оценку плотности потока энергии землетрясения, или квадратный корень из квадратов трехкомпонентной сейсмограммы по скорости [Fehler, Sato, 2009] – среднеквадратическое значение, менее искажающее волновые формы, и дающее более стабильные оценки [Гусев и др., 2015] по сравнению с использованием отдельных компонент.

Построение сводных огибающих – калибровочных кривых, выполняется, как правило, методом смещения огибающих вдоль оси ординат. На рисунке 3.5 показаны совмещенные огибающие коды в 4 частотных полосах, аппроксимирующие значения  $Q_c$  по ст. Талая в диапазоне от 0.75 до 8 Гц, и теоретические аппроксимирующие кривые, полученные из значений

добротности  $Q_C$  для каждой частоты, где амплитуда коды в момент времени  $t$  описывается выражением [Раутиан и др., 1981]:

$$A(t) = t^{-\gamma} \exp(-\pi f t / Q_C). \quad (28)$$

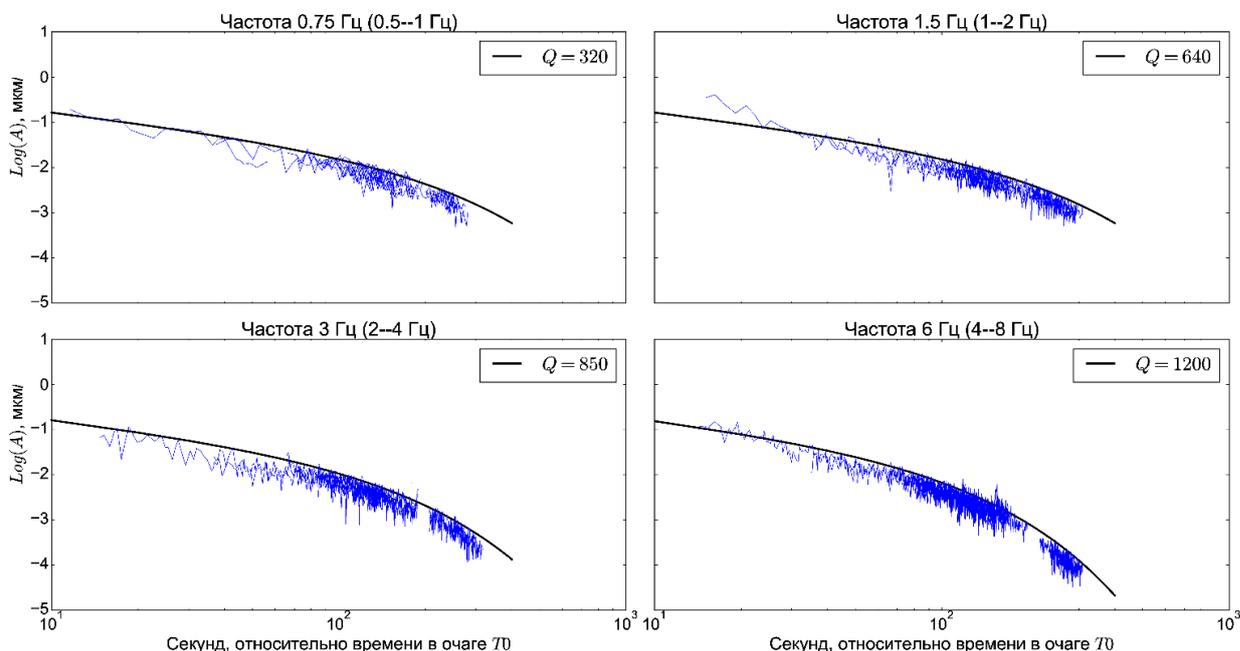


Рисунок 3.5. Сводные огибающие коды региональных землетрясений по ст. Талая (ТЛҮ), аппроксимированные выражением с частотно-зависимым значением добротности  $Q$

В результате получена достаточно устойчивая сходимость реальных записей землетрясений, отфильтрованных в октавных частотных диапазонах, с теоретическими аппроксимирующими кривыми из рассчитанных значений добротности.

## 3.2 Оценка затухания методом нормировки к коде

### 3.2.1. Использование метода нормализации коды для локальных землетрясений

Расчет методом нормализации для оценки затухания по прямым волнам проводился для того же каталога землетрясений, что и для добротности по кода-волнам. Полученные значения  $Q_P$  приведены в Таблице 3.3. В таблице отмечены прочерком значения по отдельным станциям где не было получено

устойчивого результата для отдельных частот, либо получены аномально высокие или низкие значения добротности по продольным волнам.

Таблица 3.3. Значения добротности  $Q_P$  по записям на эпицентральных расстояниях до 70 км, приведены значения для частот от 1.5 до 24 Гц, зависимость добротности от частоты, и число использованных сейсмограмм (N)

Код станции	Центральная частота, Гц					$Q_{P_0}$	n	N
	1.5	3	6	12	24			
BGT	184	88	160	364	614	33	0.94	26
BTM	57	68	180	222	759	32	0.92	15
FFNB	80	78	213	271	525	50	0.72	87
KELR	–	–	465	–	1938	–	–	15
LSTR	–	802	238	1321	1636	–	–	34
MXMB	–	–	73	205	854	–	–	22
OGRR	–	–	1098	645	615	–	–	37
STDB	–	–	489	267	423	–	–	49
TLY	–	158	653	–	–	–	–	28
TRG	31	45	122	285	585	18	1.09	71
TRTB	86	68	83	419	489	40	0.76	54
UZR	22	69	208	714	769	15	1.36	61
ZRNB	198	151	215	361	529	126	0.41	67

Для станций Котокель (KELR), Максимиха (MXMB), Онгурены (OGRR) и Степной Дворец (STDB) в диапазоне частот до 4 Гц наблюдается увеличение логарифма отношения амплитуды  $P$ -волны к амплитуде коды, либо аномально низкие значения  $Q_P$ , из-за положительного наклона графика зависимости от расстояния (отрицательные значения добротности). Полученные величины затухания  $S$ -волн по записям локальных землетрясений, приведены в Таблице 3.4.

Таблица 3.4. Значения добротности  $Q_s$  для станций (эпицентральные расстояния до 70 км) в частотном диапазоне 0.75–24 Гц, и зависимость добротности от частоты, и число использованных сейсмограмм (N)

Код станции	Центральная частота, Гц						$Q_{s_0}$	n	N
	0.75	1.5	3	6	12	24			
BGT	123	72	97	301	620	1054	63	0.87	25
BTM	–	57	100	356	285	722	39	0.9	15
FFNB	47	58	190	236	506	1021	54	0.88	92
KELR	70	581	142	252	827	1292	98	0.77	20
LSTR	–	105	143	513	1927	5028	64	1.63	27
MXMB	37	79	65	247	1336	3104	36	1.35	30
OGRR	117	58	720	322	488	1278	114	0.69	43
STDB	95	138	1105	388	349	837	118	0.6	49
TLY	–	119	243	319	–	–	95**	0.71**	28
TRG	42	126	195	1154	1468	1058	77	1.03	48
TRTB	27	48	85	123	274	517	34	0.84	57
UZR	–	55	232	1144	984	1060	65	1.06	62
ZRNB	–	–	319	334	429	989	–	–	66

Значения  $Q_s$  также показывают значительные вариации в зависимости от частоты: минимальные значения добротности по  $S$ -волнам и максимальные значения частотного параметра получены для станций Максимиха (MXMB), Бабушкин (BTM). Максимальное значение добротности на 1 Гц и низкие значения  $Q_s$  на высоких частотах (12 и 24 Гц) получено для станции Степной Дворец (STDB) (Табл. 3.4, Рис. 3.6), где мощность осадочных отложений превышает 2 км. Зависимости добротности от частоты по прямым волнам для всех станций также определялись по степенной зависимости.

Несмотря на то, что аппроксимация линейной зависимостью давала как правило высокий коэффициент корреляции, оставался разброс на малых расстояниях, что может быть связано с эффектом направленности излучения в источнике, влияющим на амплитуду прямой волны [Раутиан и др., 1981].

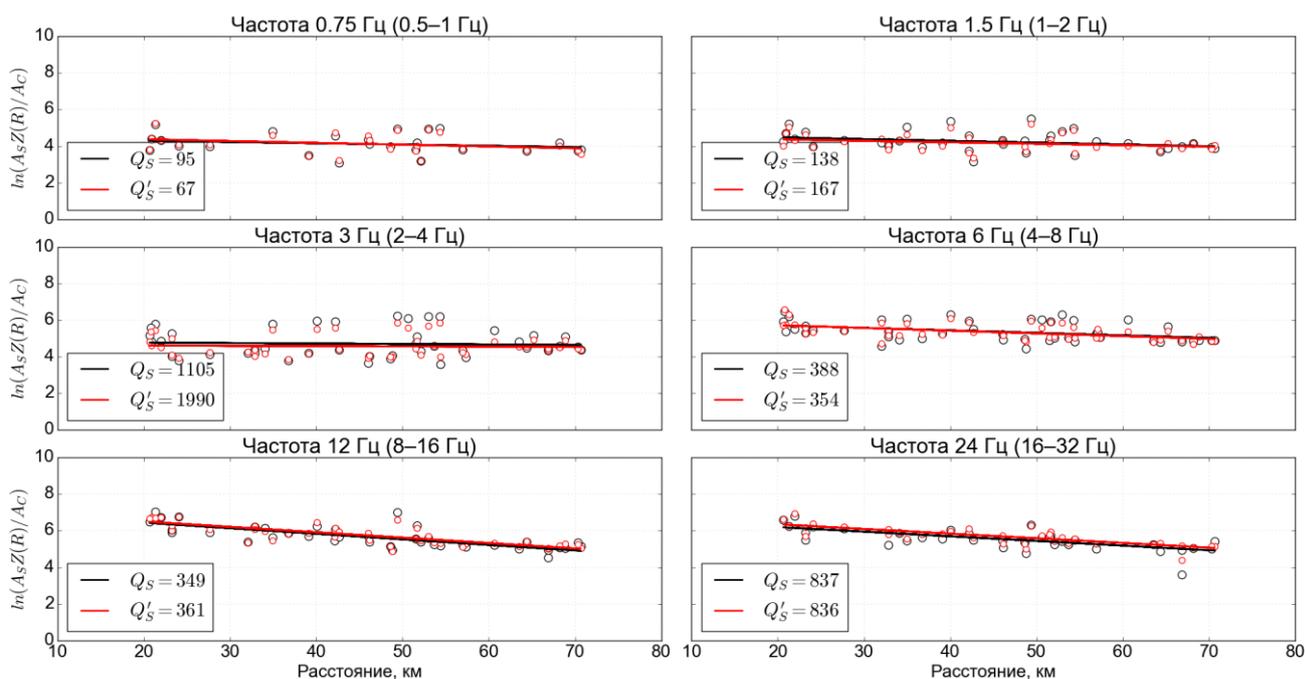


Рисунок 3.6. Спад логарифма амплитуд прямой волны к коде и величина сейсмической добротности  $Q_s$  для шести частотных диапазонов по станции Степной Дворец (STDB).  $Q_s$  соответствует спаду пиковой амплитуды,  $Q'_s$  – среднеквадратической

### 3.2.2. Добротность $Q_s$ методом нормализации коды для региональных землетрясений по записям широкополосных станций

Для оценки амплитуды коды использовалось фиксированное время пробега 100 с. Для больших эпицентральных расстояний, когда время выхода огибающей коды на асимптоту, как правило, гораздо больше (расстояния больше 150–200 км), производился пересчет амплитуды коды из времени двойного времени пробега S-волны в 100-ю секунду с помощью полученных в предыдущем разделе региональных калибровочных кривых огибающей коды, рассчитанных для региональных расстояний и «литосферной» ветви коды (Рис. 3.7). Амплитуды коды в  $t=100$  пересчитывалась из выражения [Раутиан и др., 1981]:

$$A(t) = t^{-\gamma} \exp(-\pi f t / Q_c). \quad (29)$$

Для каждого частотного диапазона использовалось рассчитанное значение добротности по коде  $Q_c$ .

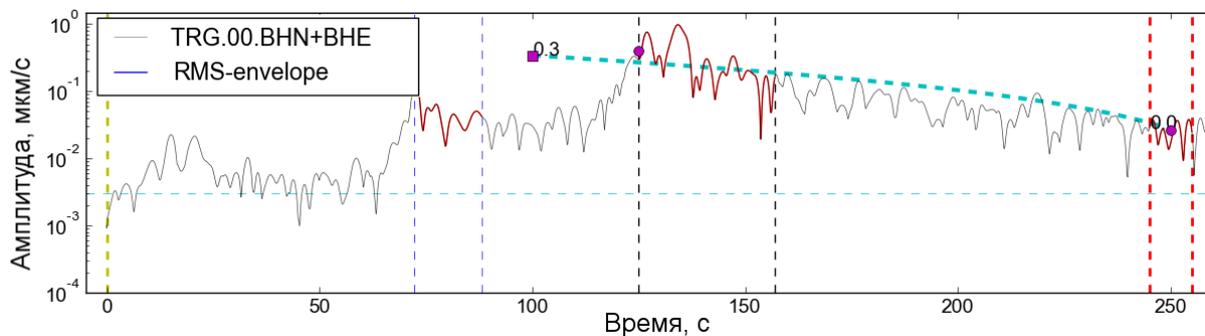


Рисунок 3.7. Пересчет амплитуды коды из двойного времени пробега S-волны (250 с) в амплитуду на 100 секунде для землетрясения 12 января 2021 (14:36:10 UTC),  $\Delta$  440 км от ст. Тырган (TRG), фильтр 0.5–1 Гц

Учитывалось геометрическое расхождение в виде функции, зависящей от эпицентрального расстояния  $r$  как  $1/60$  для расстояний 60–100 км, и  $1/r^{0.5}$  для расстояний больше 100 км [Boore, 2003; Павленко, 2008]. Зависимости добротности от частоты по прямым волнам для всех станций также определялись по формуле (5) (Табл. 3.5).

Таблица 3.5. Значения добротности  $Q_s$  для трех станций (эпицентральные расстояния 70–500 км) в частотном диапазоне от 0.25 до 16 Гц, и общая зависимость добротности от частоты

Код станции и	Центральная частота, Гц						$Q_{s_0}$	n	N
	0.375*	0.75	1.5	3	6	12			
MXMB	78	311	369	570	727	969	301	0.5	33
HRMR	290	294	332	507	664	758	348	0.32	67
TLY	140	262	212	405	672	–	241	0.53	40
UUDV	144	145	283	596	903	1057	235	0.67	25

Общая зависимость добротности  $Q_s$  от частоты для двух станций, Хурамша (HRMR), и Талая (TLY), для которых имелось наибольшее количество данных, приведена на Рис. 3.8.

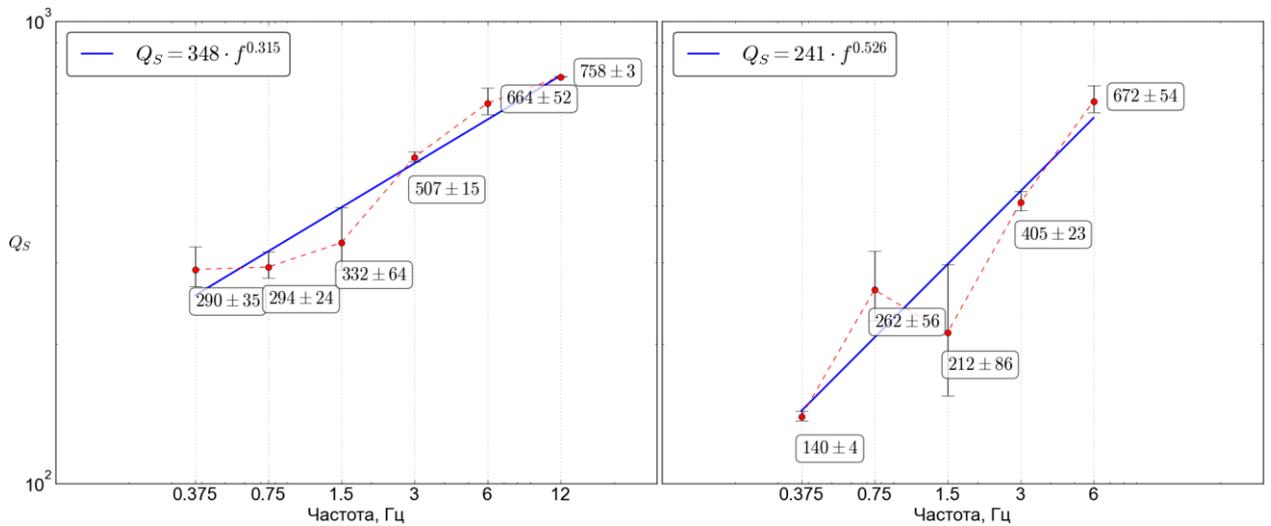


Рисунок 3.8. Зависимость добротности  $Q_s$  от частоты для станции Хурамша (HRMR) – слева, и Талая (TLY) – справа

Сравнение и вид полученных зависимостей для каждого частотного диапазона по станциям Хурамша и Талая приведены на Рис. 3.9 и Рис.3.10.

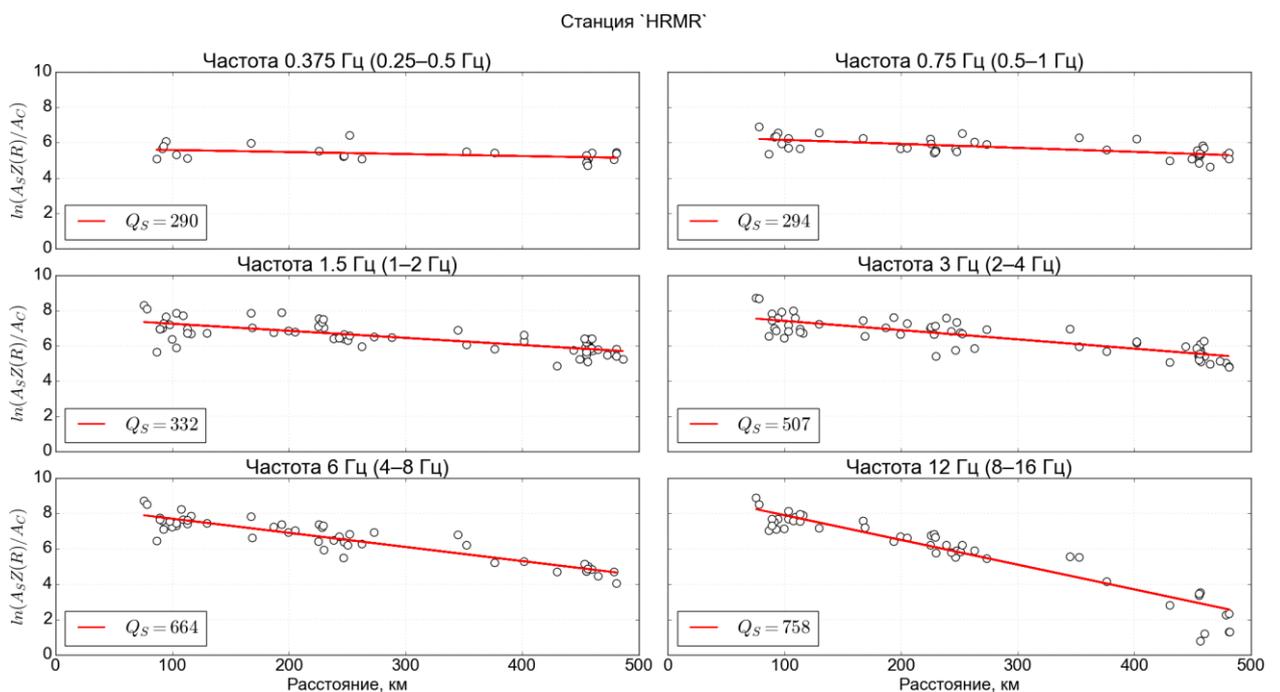


Рисунок 3.9. Спад логарифма отношения амплитуды S-волны к амплитуде коды, с поправкой на геометрическое расхождение, и его линейная аппроксимация для каждого частотного диапазона, для станции Хурамша ( $\Delta$  70–500 км)

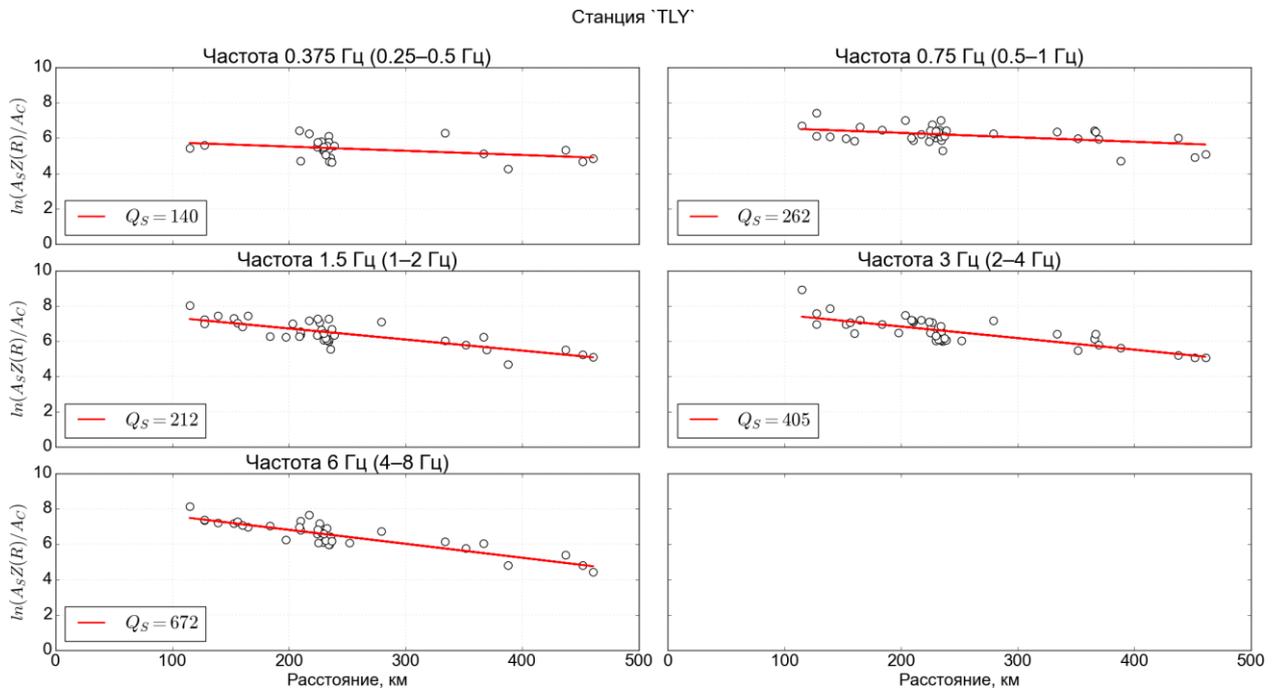


Рисунок 3.4. Спад логарифма отношения амплитуды S-волны к амплитуде коды, с поправкой на геометрическое расхождение, и его линейная аппроксимация для каждого частотного диапазона, для станции Талая ( $\Delta$  70–500 км)

Обращает на себя внимание слабое затухание (высокое значение добротности  $Q_S$ ) для частоты 1.5 Гц по ст. Талая. Можно представить размеры неоднородностей блоковой среды, оказывающих влияние на затухание сейсмических волн на этих частотах, через длину волны  $\lambda = V/f$ , где  $V$  – скорость волны, и  $f$  – ее частота. Для диапазона 1–2 Гц и скорости 3.5 км/с получаем вариации размеров неоднородности в пределах 1.8–3.5 км [Добрынина и др., 2019].

### 3.3 Оценка вклада рассеяния и поглощения в общее затухание

Дополнительную информацию о природе затухания сейсмических волн можно получить при анализе двух составляющих затухания – внутреннего поглощения ( $Q_i^{-1}$ ) и затухания вследствие рассеяния сейсмических волн на неоднородностях среды ( $Q_{sc}^{-1}$ ).

С помощью метода инверсии огибающей сейсмической коды [Sens-Schönfelder, Wegler, 2006] была проведена количественная оценка вклада каждой из компонент в общее затухание:

$$Q_T^{-1} = Q_i^{-1} + Q_{sc}^{-1}. \quad (30)$$

Разделение общего затухания на компоненты можно осуществить, зная механизм воздействия каждой компоненты на форму огибающей коды. В то время как внутреннее поглощение отвечает за экспоненциальное уменьшение амплитуд огибающей, основной характеристикой рассеяния является соотношение плотности потока энергии прямых и кода-волн [Eulenfeld, Wegler, 2016].

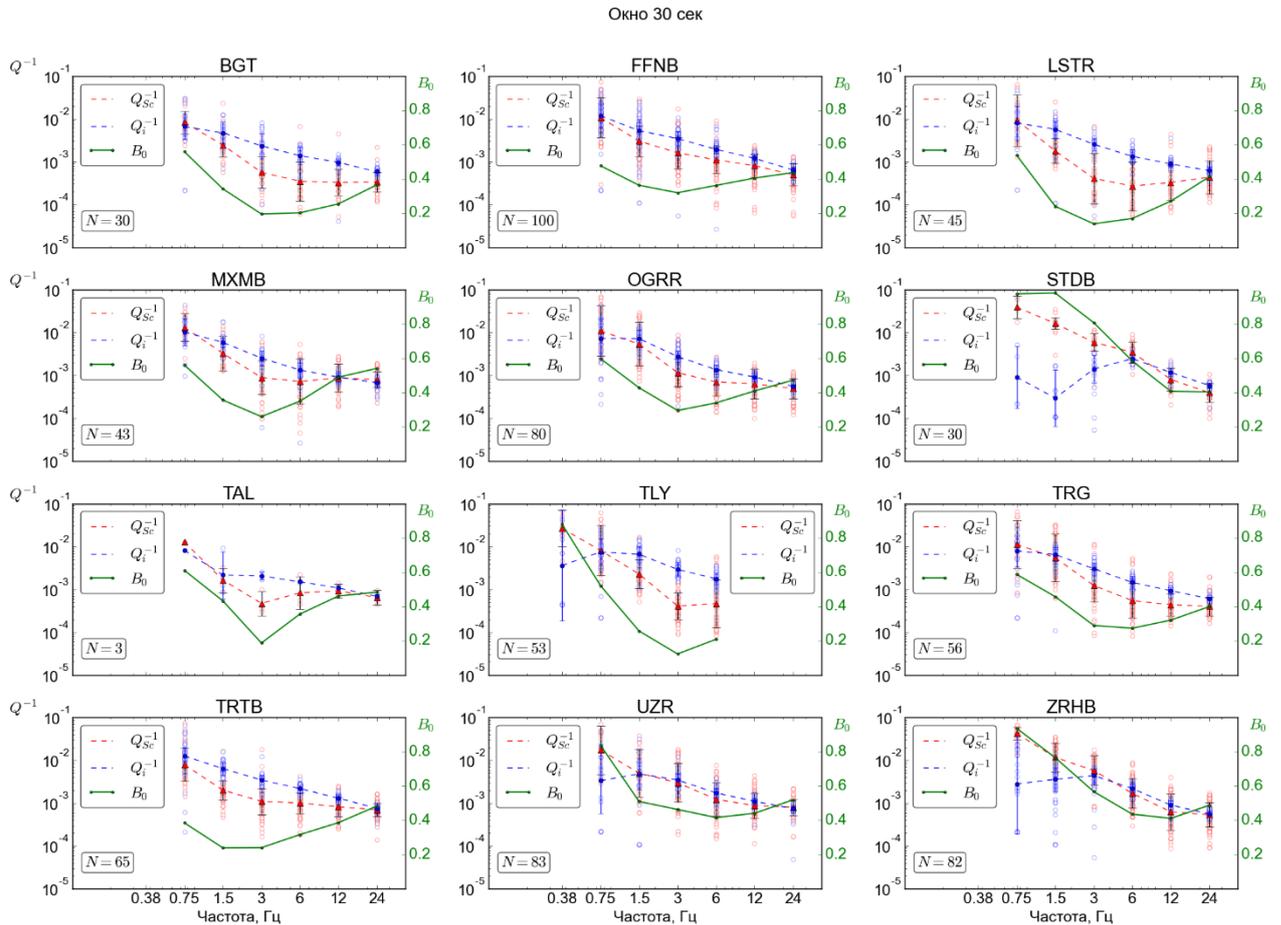


Рис. 3.11. Абсолютные значения рассеяния ( $Q_{sc}^{-1}$ ), поглощения ( $Q_i^{-1}$ ), и величины сейсмического альbedo ( $B_0$ , по правой шкале) для длины коды 30 с

В работе расчеты по записям локальных землетрясений проводились с параметрами, аналогичными предыдущим методам: использовались октавные частотные диапазоны с центральными частотами 0.75, 1.5, 3, 6, 12 и 24 Гц. Временное окно для пакета S-волн выбиралось равным 12 с, что достаточно для регистрации периодов, соответствующих энергии слабых близких землетрясений. По записям локальных землетрясений для станций были

оценены абсолютные величины отдельных компонент затухания для времени пробега кода-волн 30 и 60 с (Рис. 3.11, Рис. 3.12.).

Значения частотно-зависимого затухания на неоднородностях и внутреннего поглощения варьируют с изменением длины окна обработки коды. С увеличением длины участка коды соотношение компонент затухания и, соответственно, величина сейсмического альбедо, остаются практически постоянными (Табл. 3.6).

Таблица 3.6. Вклад рассеяния в общее затухание (величина сейсмического альбедо  $B_0$ ) для длины коды 30 и 60 с по записям локальных землетрясений

$f$ , Гц	Станция / Сейсмическое альбедо $B_0$			
	<b>BGT 30 с (60 с)</b>	<b>FFNB 30 с (60 с)</b>	<b>LSTR 30 с (60 с)</b>	<b>MXMB 30с (60 с)</b>
0.75	0.56 (0.61)	0.48 (0.46)	0.54 (0.58)	0.56 (0.64)
1.5	0.34 (0.35)	0.36 (0.35)	0.24 (0.30)	0.36 (0.38)
3	0.19 (0.21)	0.32 (0.31)	0.14 (0.21)	0.26 (0.31)
6	0.20 (0.22)	0.36 (0.34)	0.17 (0.24)	0.35 (0.37)
12	0.25 (0.25)	0.40 (0.36)	0.27 (0.29)	0.49 (0.46)
24	3.110.36 (0.34)	0.44 (0.41)	0.41 (0.40)	0.54 (0.51)
	<b>OGRR 30 с (60 с)</b>	<b>STDB 30 с (60 с)</b>	<b>TAL 30 с (60 с)</b>	<b>TLY 30 с (60 с)</b>
0.75	0.60 (0.61)	0.98 (0.98)	0.61 (0.61)	0.52 (0.51)
1.5	0.43 (0.45)	0.98 (0.94)	0.43 (0.38)	0.26 (0.26)
3	0.30 (0.36)	0.81 (0.74)	0.19 (0.24)	0.12 (0.14)
6	0.34 (0.37)	0.58 (0.53)	0.36 (0.38)	0.21 (0.20)
12	0.41 (0.40)	0.41 (0.37)	0.46 (0.43)	–
24	0.47 (0.45)	0.40 (0.39)	0.48 (0.44)	–
	<b>TRG 30 с (60 с)</b>	<b>TRTB 30 с (60 с)</b>	<b>UZR 30 с (60 с)</b>	<b>ZRHB 30 с (60 с)</b>
0.75	0.59 (0.61)	0.38 (0.41)	0.84 (0.81)	0.94 (0.86)
1.5	0.46 (0.44)	0.24 (0.25)	0.51 (0.50)	0.77 (0.75)
3	0.29 (0.29)	0.24 (0.25)	0.46 (0.46)	0.57 (0.55)
6	0.27 (0.26)	0.32 (0.28)	0.42 (0.41)	0.44 (0.41)
12	0.32 (0.30)	0.39 (0.33)	0.44 (0.42)	0.41 (0.40)
24	0.40 (0.36)	0.48 (0.43)	0.52 (0.51)	0.49 (0.47)

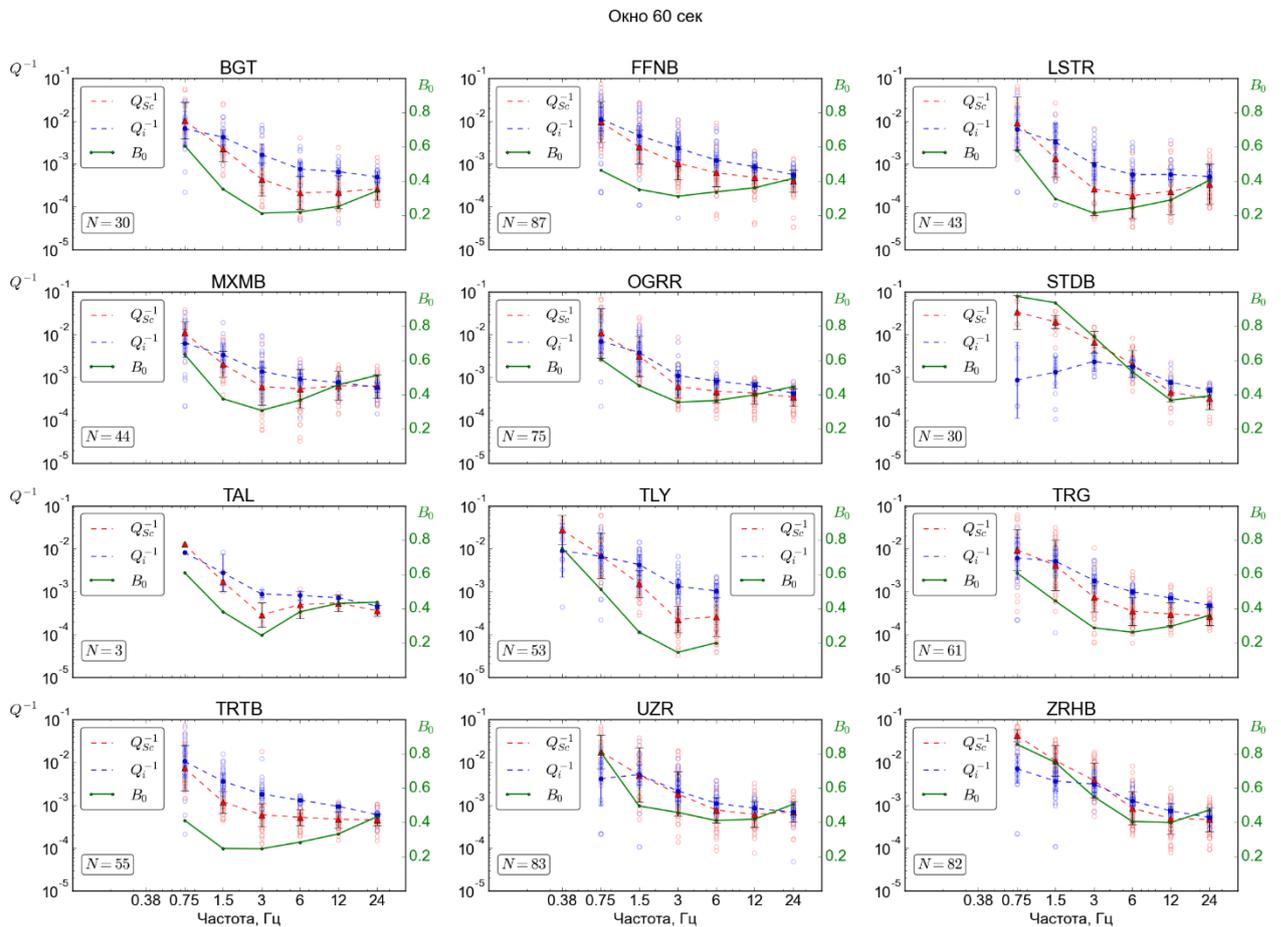


Рисунок 3.12. Абсолютные значения рассеяния ( $Q_{Sc}^{-1}$ ), поглощения ( $Q_i^{-1}$ ), и величины сейсмического альбеда ( $B_0$ , по правой шкале) для длины окна 60 с

Полученные результаты расчетов согласуются с данными, полученными другими методами в работах [Добрынина и др., 2016; 2019]. Для большинства станций в диапазоне коротких периодов (частоты выше 1 Гц) получено преобладание внутреннего поглощения  $Q_i^{-1}$  над рассеянием на неоднородностях  $Q_{Sc}^{-1}$ . При этом соотношение  $Q_i^{-1}$  и  $Q_{Sc}^{-1}$  составляет примерно 60% на 40%, величина сейсмического альбеда  $B_0$  составляет около 0.4, что приблизительно соответствует результатам оценки методом Веннерберга [Wennerberg, 1993] в работе [Добрынина и др., 2016].

Однако для отдельных станций были получены высокие значения альбеда  $B_0$ . Наибольший вклад рассеяния на неоднородностях среды в общее затухание (до 98%) получен для станции Степной Дворец (STDB), расположенной вблизи активного Дельтового разлома в районе дельты р. Селенги, характеризующейся большой мощностью осадочных отложений

(более 2 км). Для станций Заречье (ZRNB) и Узур (UZR), расположенных в зонах разломов, также наблюдается преобладание рассеяния над поглощением сейсмических волн в диапазоне частот до 2–4 Гц.

Идентичные результаты были получены для двух станций, находящихся в северной части Южнобайкальской впадины – Максимиха (MXMB) и Онгурены (OGRR). Рассеяние на частотах до 1 Гц здесь составляет 60% от общего затухания, для диапазона 1–8 Гц его вклад 35–40%, увеличиваясь до 40–50% для высоких частот. По станциям MXMB и OGRR было обработано достаточно большое количество данных, причем сейсмоприемники на ст. Онгурены расположены на скальном грунте, а в Максимихе преобладают осадочные породы, глины. Для станций Фофоново (FFNB), Тырган (TRG) и Турунтаево (TRTB), в среднем вклад рассеяния в короткопериодном диапазоне частот чуть ниже, 30–35%.

Для станций в южной части ЮБ впадины – Большое Голоустное (BGT), Листвянка (LSTR), и Талая (TLY) вклад рассеяния на неоднородностях среды в районе станций получен значительно меньшим по сравнению со станциями на Среднем Байкале. Величина альбедо  $B_0$  в среднем составила 0.27–0.3, что говорит о преобладающей роли поглощения, которое составляет 70–73% от общего затухания, для станции TLY – до 85%.

Для пункта наблюдения на станции Талая, расположенного на дневной поверхности (станция TAL на Рис. 3.11, короткопериодный датчик СМ-3КВ), расхождение с оценкой по записям широкополосного датчика Streckeisen STS-1 (собственная частота 360 с), расположенного в 90-метровой штольне на глубине 20 м, составило 5–15% в зависимости от частоты. Более сильное рассеяние для станции на дневной поверхности (TAL), что говорит о том, что, хотя верхняя часть разреза оказывает влияние на волновую форму сейсмического сигнала, однако это влияние, по-видимому, не определяющее. Однако количество записей близких землетрясений с короткопериодного прибора было невелико, 3–5 в зависимости от частоты.

Важно отметить, что хорошее совпадение результатов наблюдалось вне зависимости от типа регистрирующей аппаратуры и использованного каталога землетрясений. Так, для станции Степной Дворец были использованы записи за 2001–2008 гг. (станция «Дельта-Геон» и короткопериодный датчик СК-1П, собственная частота 1 Гц), и записи за 2011–2019 гг. со станции «Иркут-24» с широкополосным 30-секундным датчиком Guralp CMG-40T (Рис. 3.13).

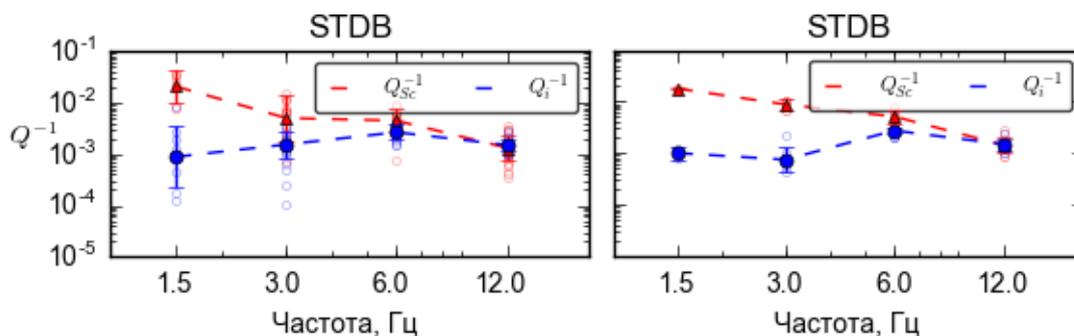


Рис. 3.13. Сравнение абсолютных значений рассеяния ( $Q_{sc}^{-1}$ ) и поглощения ( $Q_i^{-1}$ ), рассчитанных по записям разной аппаратуры для станции Степной Дворец (STDB): слева – регистратор «Дельта-Геон», датчик СК-1П, справа – «Иркут-24», CMG-40T

Таким образом, в общих потерях сейсмической энергии доминирующее значение имеет внутреннее поглощение, для большинства станций. Наибольший вклад рассеяния на неоднородностях среды наблюдается на низких частотах.

### 3.4 Сравнение оценок добротности, полученных разными методами

Дополнительно в работе проводилось сравнение оценок добротности, полученными разными методами: по кода-волнам, методом нормализации  $S$ -волн, и сравнение их с величинами отдельных компонент общего затухания – внутреннего поглощения и рассеяния на неоднородностях среды.

Для корректного сравнения оценок добротности, полученных разными методами, будем использовать приблизительно совпадающие времена пробега кода-волн (Рис. 3.14). В методе огибающей коды использовалось окно длительностью от 20 до 60 с начиная от двойного времени пробега поперечной волны ( $2T_s$ ). Метод инверсии огибающей коды (Qorep) использует всю запись, начиная от вступления поперечной волны. Для окна прямой волны бралось

10 с, кода начиналась сразу же за окном прямой волны. Поэтому, например, участок коды длиной 30 с, начиная от времени  $T_s+10$ , использованный в Qorep, соответствует длительности коды 20–30 с, начиная от двойного времени пробега  $S$ -волны. Поэтому для сравнения полученных величин методом инверсии огибающей коды длиной 30 с будем сравнивать со значениями коды полученные для 20–30 с относительно  $2T_s$ , а длину коды 60 с, использованной в Qorep, корректнее сравнивать со средними оценками в окнах 40 и 60 с.

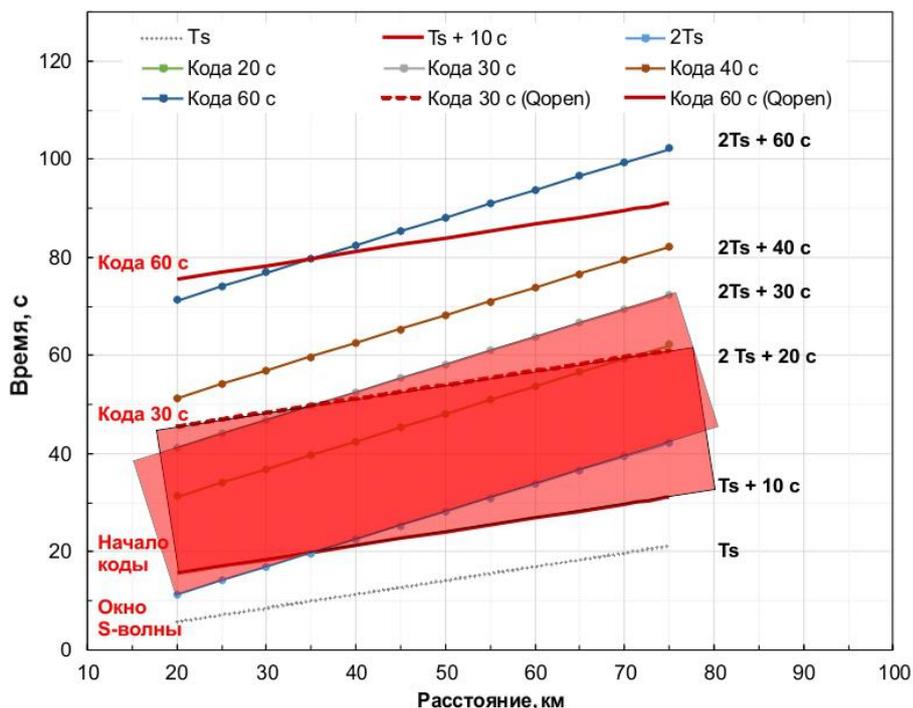


Рисунок 3.14. Зависимость длительности используемого участка коды для окна 20, 30, 40 и 60 с (оценка по кода-волнам) и используемой длины коды в программе Qorep (показано красным прямоугольником)

Результаты сопоставления значений добротности показали, что абсолютные значения оценок по коде  $Q_C$  для всех станций значительно выше полученных для тех же эпицентральных расстояний методом нормировки амплитуды  $S$ -волны к коде. Для минимальной длины окна обработки коды (20 с) значения  $Q_C$  находятся в диапазоне 130–200 (кроме станции STDB), в то время как величины добротности по  $S$ -волнам  $Q_S$  составляют по разным станциям от 30–40 до 110–120.

Отдельно по станциям Тырган (TRG) и Узур (UZR) сравнивались значения добротности, полученные тремя методами: по кода-волнам ( $Q_C$ ), методом нормализации коды по  $S$ -волнам ( $Q_S$ ), общей добротности  $Q_T$  (обратной величине суммарного затухания, см. формулу (30)), и величины добротности по поглощению  $Q_i$ , обратной величине компоненты внутреннего поглощения  $Q_i^{-1}$  (Рис. 3.21).

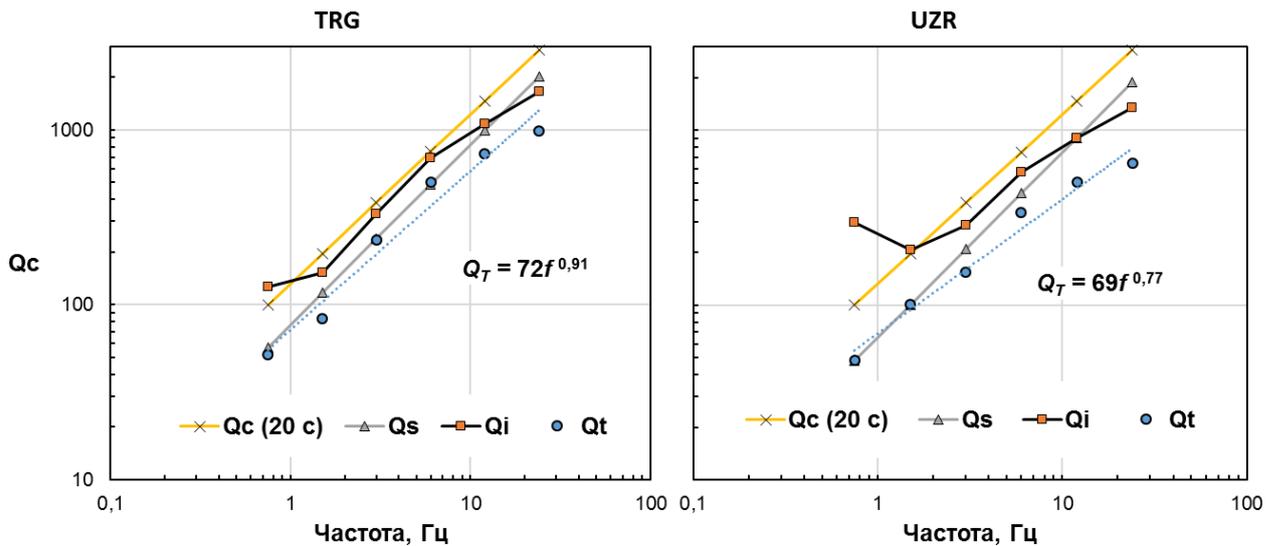


Рисунок 3.15. Сравнение значения добротности по коде ( $Q_C$ ), по поперечным волнам ( $Q_S$ ), величины поглощения ( $Q_i$ ) и общего затухания ( $Q_T$ ) по станциям Тырган (слева) и Узур (справа)

Для станции TRG значения величины добротности  $Q_C$ , полученные для длины окна коды 20 с ( $Q_C=132 \cdot f^{0.97}$ ) ближе в величине добротности по поглощению  $Q_i$ . В тоже время, значение добротности, полученное по  $S$ -волнам ( $Q_S=77 \cdot f^{1.03}$ ), ближе к величине суммарной добротности  $Q_T=72 \cdot f^{0.91}$  (обратной общему затуханию), и значения хорошо совпадают в диапазоне частот до 10 Гц.

Аналогично и для ст. Узур (UZR): оценка, полученная по кода-волнам ( $Q_C=(194 \pm 89) \cdot f^{0.67}$ ) ближе к поглощению, а добротность по поперечным волнам ( $Q_S=65 \cdot f^{1.06}$ ) скорее отражает общее затухание ( $Q_T=69 \cdot f^{0.77}$ ). Однако, нужно отметить значительное отличие добротности  $Q_C$ , полученного с помощью модели однократного рассеяния, и величины поглощения ( $Q_i$ ),

оцененного методом инверсии огибающей, для станции Узур в частотном диапазоне 0.5–1 Гц. Причины этого могут быть в методике, ограничениях модели однократного рассеяния, так и в исходных данных и особенности расположения станции (в непосредственной близости от побережья оз. Байкал, хотя и на скальном грунте).

Таким образом, затухание  $Q_c^{-1}$  оцененное в рамках модели однократного рассеяния, главным образом, отражает поглощение. Аналогичный вывод был сделан в работах [Hoshiya, 1991; Tuve et al., 2006].

### 3.5. Изменение добротности с расстоянием

Для оценки зависимости добротности, оцененной разными методами, рассмотрим сначала локальные землетрясения на расстоянии до 70 км. Наибольший набор данных для времени пробега кода-волн 30 с имеется по станциям Тырган (N=76), Онгурены (N=129), Фофоново (N=80), Турунтаево (N=61), Узур (N=65), Заречье (N=74).

Наименьшая частота, использованная для расчета – 0.75 Гц (октавный диапазон 0.5–1 Гц), но достаточно сильных землетрясений на близких расстояниях, генерирующих частоты до 1 Гц немного, поэтому сравнивались значения на частотах от 1.5 Гц. На рисунке 3.16 приведены зависимости добротности по коде от расстояния для станций Тырган (TRG) и Онгурены (OGRR) на частотах 2–4 Гц, эпицентральных расстояниях 20–70 км.

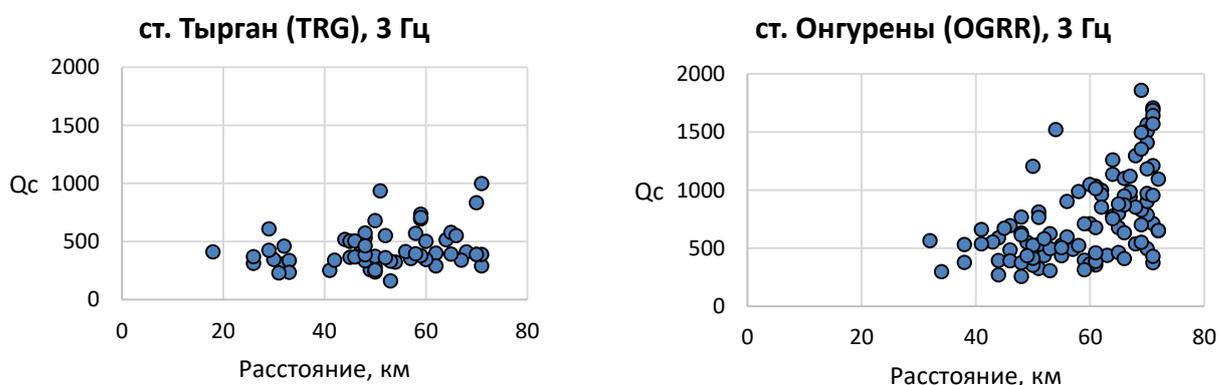


Рисунок 3.16. Зависимость добротности от расстояния на частоте 3 Гц для станции Тырган (слева) и Онгурены (справа)

Таким образом, для эпицентральных расстояний больше 50 км наблюдается увеличение добротности  $Q_C$ , связанное, по-видимому, с появлением вторичных волн в коде. Если по станции Тырган разделить набор данных на четыре интервала по 10 км: 30–40, 40–50, 50–60 и 60–70 км, то среднее значение добротности на частоте 1 Гц, получим значение  $Q_C$  для диапазона расстояний 30–40 км равное 139, для 40–50 км – 145, 50–60 км – 178, 60–70 км – 182. Полученные значения для разных диапазонов расстояний укладываются в интервал среднего значения добротности с ошибкой измерения для всего набора данных  $178 \pm 55$  (длина коды 30 с). Поэтому, получаемая для каждой станции зависимость добротности от частоты может варьировать от используемого набора данных, каталога землетрясений.

На региональных расстояниях в основном будем рассматривать зависимость добротности от расстояния в диапазоне 50–500 км. Например, длина коды 30 и 60 с, станция Тырган, частота 1.5 Гц (1–2 Гц) (Рис. 3.17).

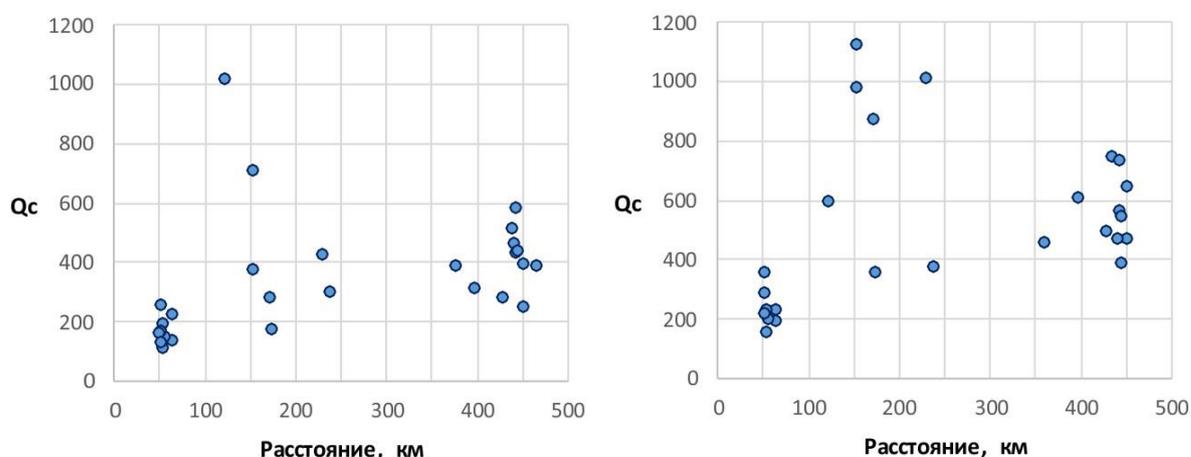


Рисунок 3.17. Сравнение зависимости величины добротности  $Q_C$  (частота 1.5 Гц) от эпицентрального расстояния по станции Тырган, длина участка кода-волн 30 с (слева), и 60 с (справа)

Таким образом, на эпицентральных расстояниях от 70–80 до 200–250 км наблюдаются высокие значения  $Q_C$ . В целом, наблюдается увеличение добротности с расстоянием до 500 км для всех станций и частотных диапазонов, связанное с тем, что по мере увеличения расстояния источник-

приемник, кода-волны характеризуют все больший объем среды в первую очередь по глубине.

Прямую оценку затухания с расстоянием дает метод, основанный на анализе амплитуд прямых волн, нормированных к коде. Для примера приведем зависимость величины логарифма отношения максимальной амплитуды S-волны к амплитуде коды, взятой в 100 секунду относительно времени в очаге, для станции Хурамша в частотном диапазоне 1–2 Гц (Рис. 3.18). Поправка на расстояние (геометрическое расхождение, описываемое трех-сегментной функцией, см. 2.3) в данном случае не вводилась, а оценивалась только величина  $\log(A_S/A_C)$ , следовательно, устранялось влияние условий источника и приемника, и график характеризует общие (эффективные) потери с расстоянием.

Для сравнения приведем график затухания плотности потока энергии с расстоянием от очага землетрясения, построенный по способу Т.Г. Раутиан, и сводный график затухания для Прибайкалья [Солоненко, Татаренко, 1972] (Рис. 3.25).

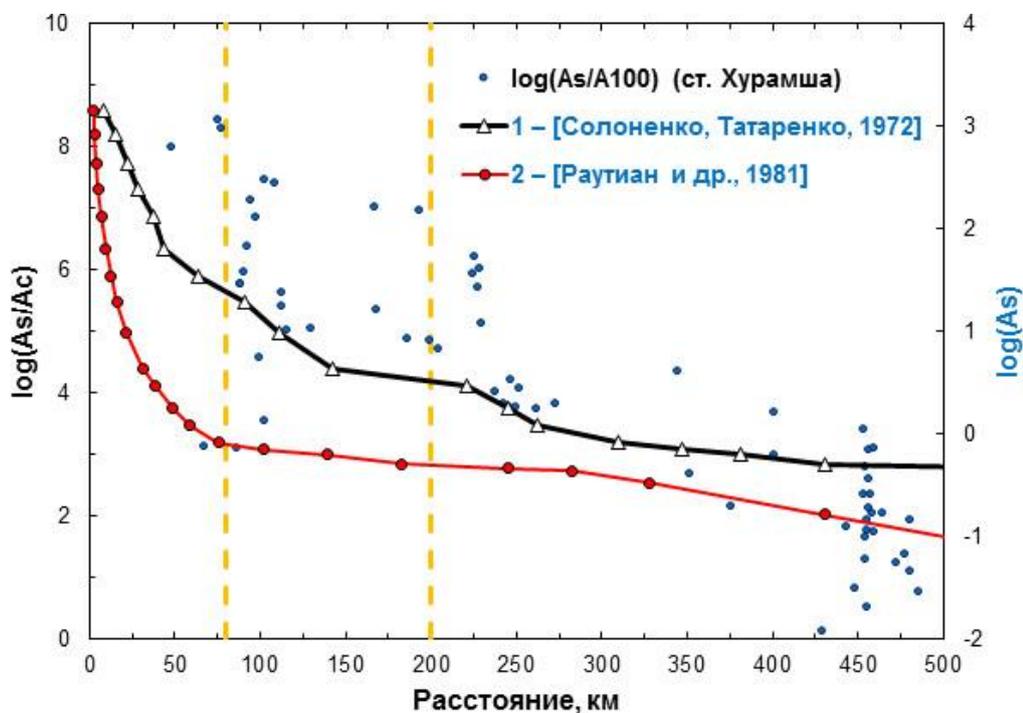


Рисунок 3.18. График затухания плотности потока энергии с расстоянием от очага землетрясения по записям ст. Хурамша, и сравнение с данными [Солоненко, Татаренко, 1972] (1), и [Раутиан и др., 1981]

Общим для всех графиков затухания амплитуд с расстоянием (Рис. 3.18) является его выполаживание в диапазоне 80–200 км. Таким образом, необходимо учитывать для каких расстояний оценивается величина добротности, характеризующая потери. Аналогичный вывод сделан в [Trifunac, 1994; Castro et al., 2008]. В работе [Гусев, Гусева, 2016] для условий вблизи станции «Петропавловск» (Камчатка) приводится зависимость затухания не только от частоты по степенному закону, но и линейная зависимость спада амплитуд с расстоянием (диапазон 80–220 км).

$$Q^{-1}(f, r) = Q_0^{-1} \left( \frac{f}{f_0} \right)^{-\gamma} \cdot \left( 1 + \frac{q(r-r_0)}{r_0} \right). \quad (32)$$

По этой формуле получаем следующие оценки изменения добротности с расстоянием, при значении  $Q$  равном 140 (на частоте 1 Гц и расстоянии  $r_0$  100 км), величине частотного параметра  $\gamma=0.54$  и коэффициенте  $q=-0.18$  [Гусев, Гусева, 2016]. Величина добротности на расстоянии 80 км составляет 135, на 100 км  $Q_0=140$ , а на 200 км – 170 (Рис. 3.19). Однако следует уточнить что эта зависимость была получена для условий Камчатки.

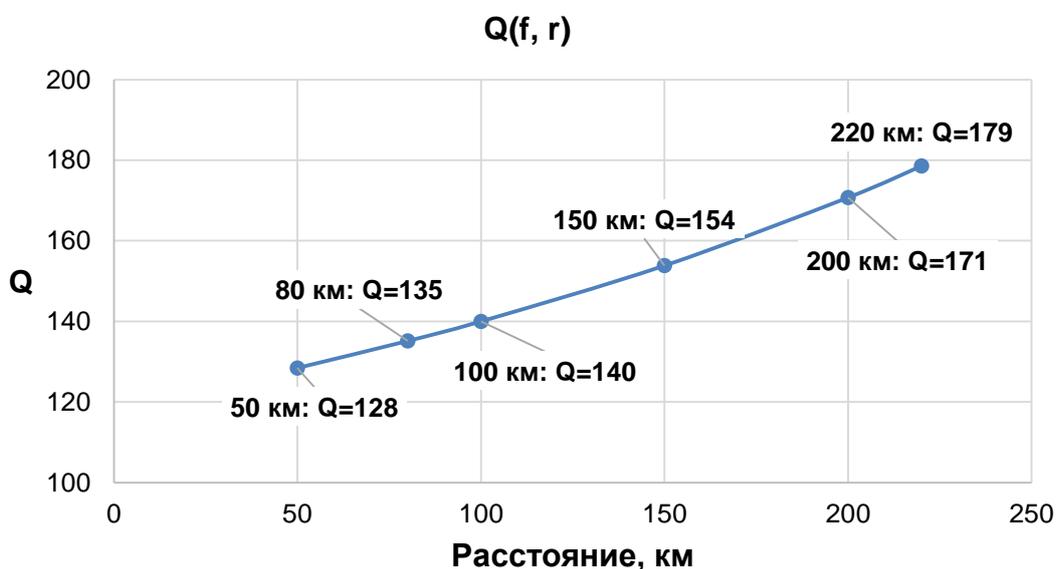


Рисунок 3.19. Изменение добротности с расстоянием согласно [Гусев, Гусева, 2016]

Что касается вариаций вклада отдельных компонент затухания с расстоянием, приведем данные по двум станциям: Хурамша и Максимиха.

Используем данные в количественно наиболее представительном диапазоне эпицентральных расстояний 150–300 км (Рис. 3.20).

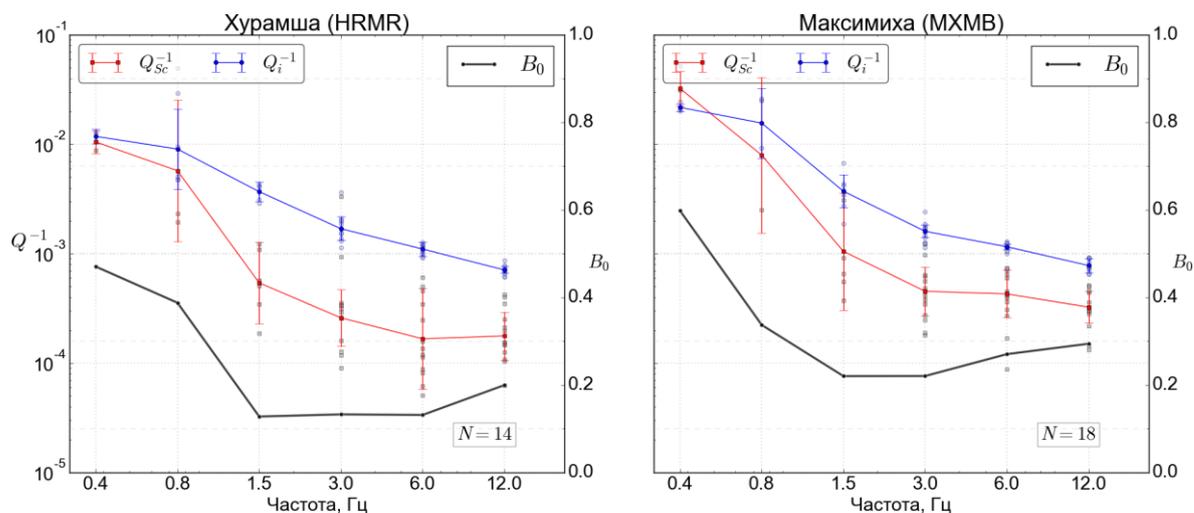


Рисунок 3.20. Величина отдельных компонент затухания для расстояний 150–300 км: рассеяния  $Q_{Sc}^{-1}$  и поглощения  $Q_i^{-1}$ , и величины сейсмического альbedo  $B_0$  (по правой шкале) для станций Хурамша (слева) и Максимиha (справа)

На Рисунке 3.21 показано сопоставление с оценками, полученными для диапазона эпицентральных расстояний до 100 км.

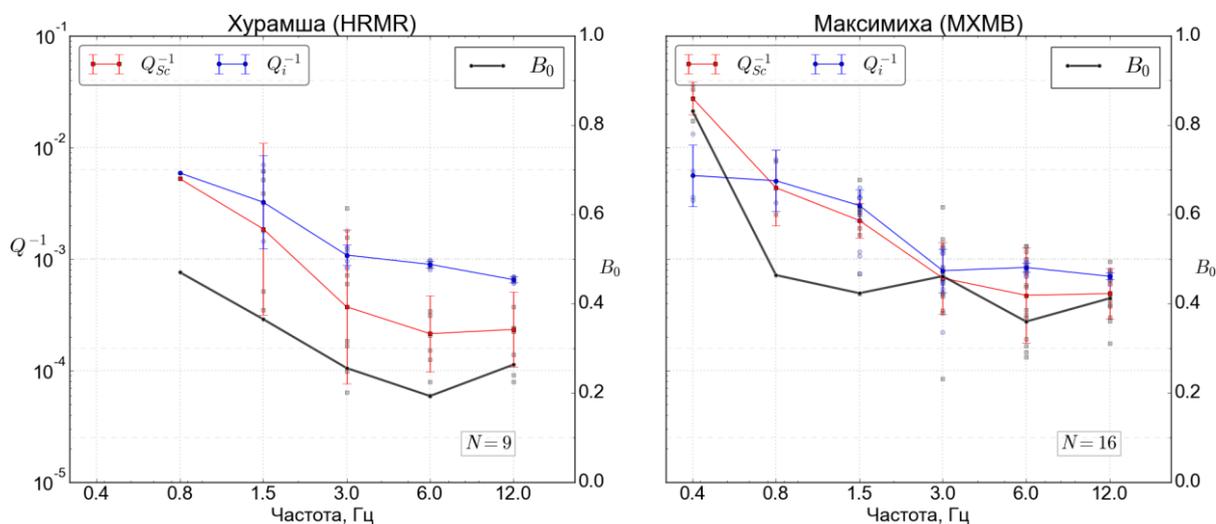


Рисунок 3.21. Величина отдельных компонент затухания для расстояний до 100 км: рассеяния  $Q_{Sc}^{-1}$  и поглощения  $Q_i^{-1}$ , и величины сейсмического альbedo  $B_0$  (по правой шкале) для станций Хурамша (слева) и Максимиha (справа)

Для расстояний 150–300 км по ст. Хурамша рассеяние  $Q_{Sc}^{-1}$  составляло 40–50% для частот до 1 Гц и 15–20% для частот выше 1 Гц. Для слабых

близких землетрясений по ст. Хурамша в частотном диапазоне 0.5 Гц данных не было получено. Однако на частоте 0.75 Гц величина сейсмического альбеда составляет уже около 50%, для высоких частот – 20–30%.

По ст. Максимиха аналогично наблюдается увеличение вклада рассеянной компоненты для близких землетрясений, до 50% в диапазоне коротких периодов на расстояниях до 100 км, по сравнению с 20–30% на расстояниях 150–300 км. Это говорит о возрастании вклада рассеянной компоненты затухания по мере уменьшения расстояния до очага землетрясения, в то время как с увеличением расстояния все большее влияние оказывает поглощение, что согласуется с выводами [Abubakirov, Gusev, 1990].

### **3.6. Сравнение оценок добротности по коде с другими регионами**

#### **3.6.1. Сопоставление затухания в Байкальском рифте и Тянь-Шане, Средняя Азия**

Для проверки и сравнения результатов расчета были использованы данные по Средней Азии (станция Симигандж, международный код SIMI м/н сети IRIS, координаты 38.66 °с.ш., 69.01 °в.д.). Станция расположена в непосредственной близости от Гармской зоны, для которой в работе [Раутиан и др., 1981] приведены оценки добротности для Средней Азии. Данные с частотой дискретизации 40 Гц для землетрясений с магнитудами  $m_b$  от 2.5 до 5 на эпицентральных расстояниях до 450 км от станции за 2016–2019 гг., полученные по протоколу FDSN с сайта IRIS [<https://iris.edu>], находятся в свободном доступе.

Для сравнения результатов использовались аналогичные параметры расчета, частотные диапазоны и длины коды, соответствующие ветви «с» в работе [Раутиан и др., 1981], («литосферная» ветвь коды). Параметр геометрического расхождения в исходной работе был равен 0.5 для частот до 1 Гц, 0.75 или 1 для других частот, был принят равным 0.75. Длина коды – 60 с. Пример расчета, частота 1.25 Гц (полоса 1–1.6 Гц) показан на Рис. 3.22.

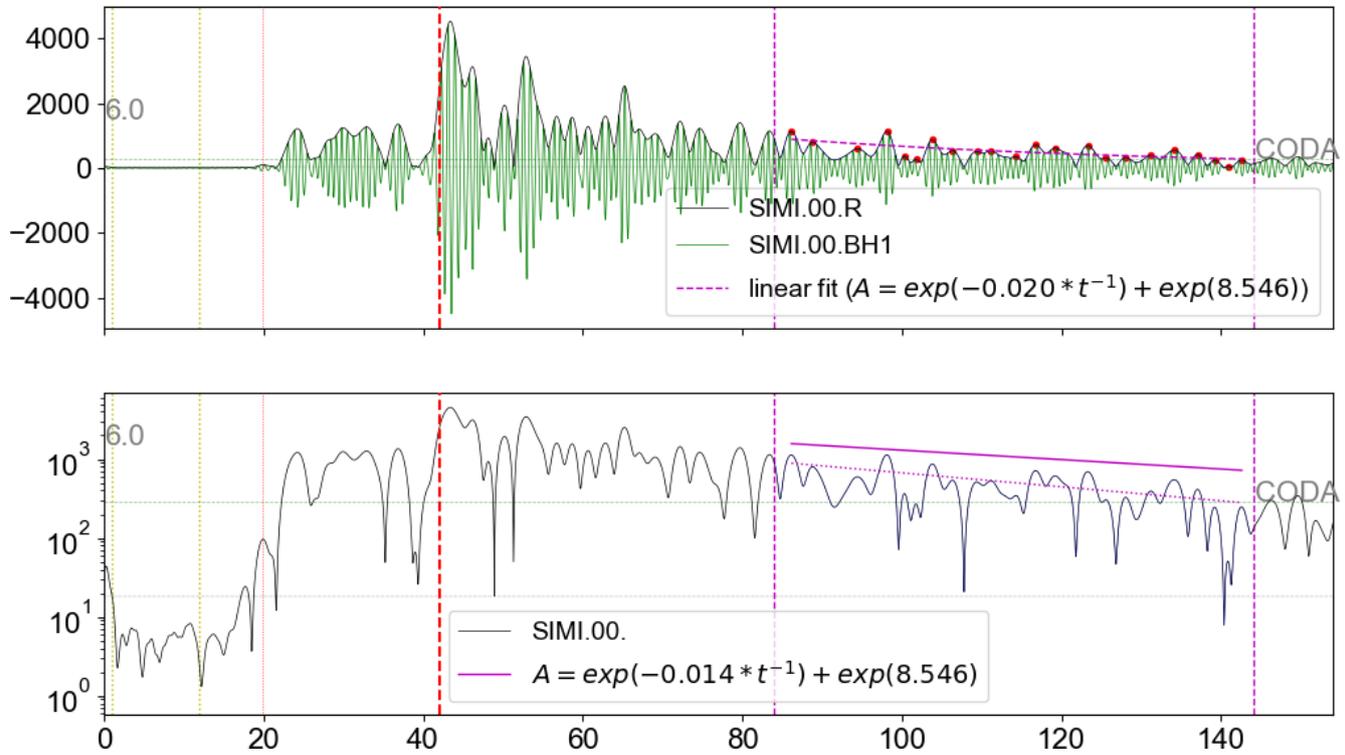


Рисунок 3.22. Пример расчета  $Q_c$  для землетрясения 2019-01-27 13:43:40, магнитуда 4.4, эпицентрального расстояния 118 км

Результаты сопоставления полученных данных с приведенными в работе [Раутиан и др., 1981] значениями  $Q_c$  для ветви коды «с» – средней коде, для частот от 0.14 Гц до 10 Гц и эпицентральных расстояниям (временам пробега) до 450 км, и расчетными, приведены на графике (Рис. 3.23).

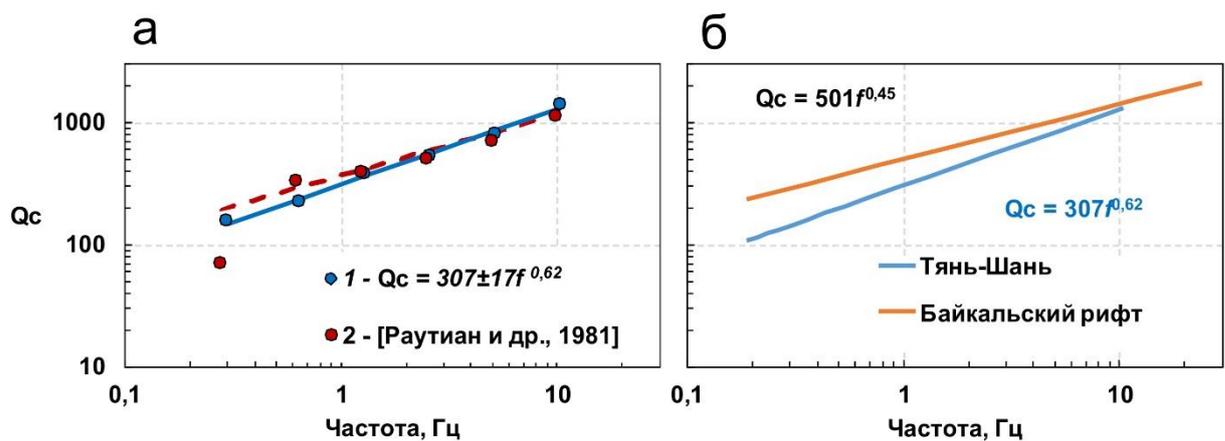


Рисунок 3.23. Сопоставление значений  $Q_c$  для длины окна 120 секунд и их эмпирических зависимостей от частоты: а – для Тянь-Шаня в настоящей работе (1) и по данным [Раутиан, 1981] (2) и; б – эмпирические зависимости для Тянь-Шаня и Байкальского рифта

В целом, для литосферы Средней Азии получено хорошее совпадение полученной нами зависимости  $Q_c(f)=307\pm 17\cdot f^{0.62}$  и зависимости, установленной в работе [Раутиан, 1981]:  $Q_c(f)=370\pm 45\cdot f^{0.5}$  (рис. 3.23, а). Наибольший разброс наблюдается в частотном диапазоне до 1 Гц, для которого ввиду преобладания поверхностных волн увеличение поверхности волнового фронта может отличаться от сферического [Sato, Fehler, 1998].

Сопоставление зависимости добротности от частоты для Тянь-Шаня ( $Q_c(f)=307\pm 17\cdot f^{0.62}$ ) и средней для Байкальского региона ( $Q_c(f)=501\pm 17\cdot f^{0.45}$ ) показывает, что в целом поглощение сейсмических волн в литосфере Тянь-Шаня выше, как и неоднородность среды, характеризующаяся частотным параметром (рис. 3.23, б). Только для станции Талая (ТЛЮ), находящейся в районе Южного Байкала, его величина сопоставима с Тянь-Шанем. Более сильное затухание сейсмических волн в литосфере Тянь-Шаня может объясняться большей раздробленностью и неоднородностью среды.

### **3.6.2. Сопоставление затухания в литосфере БРС и других регионов Мира с различной тектонической активностью**

Согласно [Mak et al., 2004], для тектонически активных регионов мира наблюдаются высокие значения затухания сейсмических волн ( $Q < 200$ ,  $\delta > 0.004$  км<sup>-1</sup>), низкие значения ( $Q > 600$ ,  $\delta < 0.001$  км<sup>-1</sup>) – для стабильных областей и промежуточные значения ( $Q = 200–600$ ,  $\delta = 0.001–0.004$  км<sup>-1</sup>) – для районов с умеренной тектонической активностью. Величина частотного параметра  $n$  также характеризует среду и увеличивается с интенсивностью тектонической активности региона. Его значения варьируют от  $n < 0.5$  для стабильных регионов до  $n = 0.3–0.8$  для областей с умеренной тектоникой и до  $n > 0.8$  для тектонически активных регионов [Mak et al., 2004]. Полученные в настоящей работе зависимости  $Q_c(f)$  для БРС сопоставлялись с аналогичными соотношениями для регионов мира с различным тектоническим режимом и степенью современной сейсмической активности (Рис. 3.24):

1) регионы со стабильной и умеренной тектоникой – юг центральной Аляски ( $Q_c(f)=158f^{0.79}$ ) [Dutta et al, 2004], Новая Англия ( $Q_c(f)=460 f^{0.4}$ ) [Pulli

1984], Северная Иберия ( $Q_C(f)=600 f^{0.45}$ ) [Pujades et al., 1991], Канадский щит ( $Q_C(f)=900 f^{0.35}$ ) [Hasegawa 1985], Северо-Американская платформа ( $Q_C(f)=1000 f^{0.2}$ ) [Singh and Herrmann, 1983], Сибирская платформа ( $Q_C(f)=134 f^{0.48}$ ) [Добрынина и др., 2011];

2) регионы с высокой тектонической активностью – северо-восточная Индия ( $Q_C(f)=52 f^{1.32}$ ) [Hazarika et al., 2009], Дели, Индия ( $Q_C(f)=142 f^{1.04}$ ) [Mohanty et al., 2009], Гималаи ( $Q_C(f)=110 f^{1.02}$ ) [Gupta, Kumar, 2002], Центральный Иран ( $Q_C(f)=101 f^{0.94}$ ) [Ma'hood, Hamzehloo, 2009], Япония ( $Q_C(f)=47 f^{1.06}$ ) [Matsumoto, Hasegawa, 1989], Паркфилд ( $Q_C(f)=79 f^{0.74}$ ) [Hellweg et al., 1995], БРС ( $Q_C(f)=140 f^{0.91}$ ) [Добрынина и др., 2011] и центральная часть БРС ( $Q_C(f)=147 f^{0.83}$ ) [настоящая работа].

Ясно различаются тектонически слабоактивные и стабильные регионы (Северо-Американская платформа, Канадский щит, Северная Иберия, Новая Англия) и регионы с активной тектоникой (Гималаи, Индия, Япония, Иран, Паркфилд, Аляска) (Рис. 3.24). Для стабильных и малоактивных регионов наблюдается слабая зависимость затухания от частоты ( $n=0.2-0.48$ ), в то время как для тектонически активных областей отмечается высокая степень зависимости сейсмической добротности от частоты ( $n=0.7-1.09$ ). Сопоставление параметров затухания, полученных для БРС в настоящей работе ( $Q_C(f)=147 f^{0.83}$ ), и для других регионов мира показало, что соотношение  $Q_C(f)$  для исследуемого региона согласуется с данными для других тектонически активных районов, таких как северо-восток Индии ( $Q_C(f)=52 f^{1.32}$ ) [Hazarika et al., 2009], Гималаи ( $Q_C(f)=110 f^{1.02}$ ) [Gupta and Kumar, 2002] и др. (Рис. 3.24).

Результаты определения параметров затухания, полученные в настоящей работе, свидетельствуют о высокой тектонической активности исследуемого региона, что подтверждается как высокой сейсмической активностью, так и высокими скоростями современных горизонтальных тектонических движений по данным GPS-геодезии [Саньков и др., 2009].

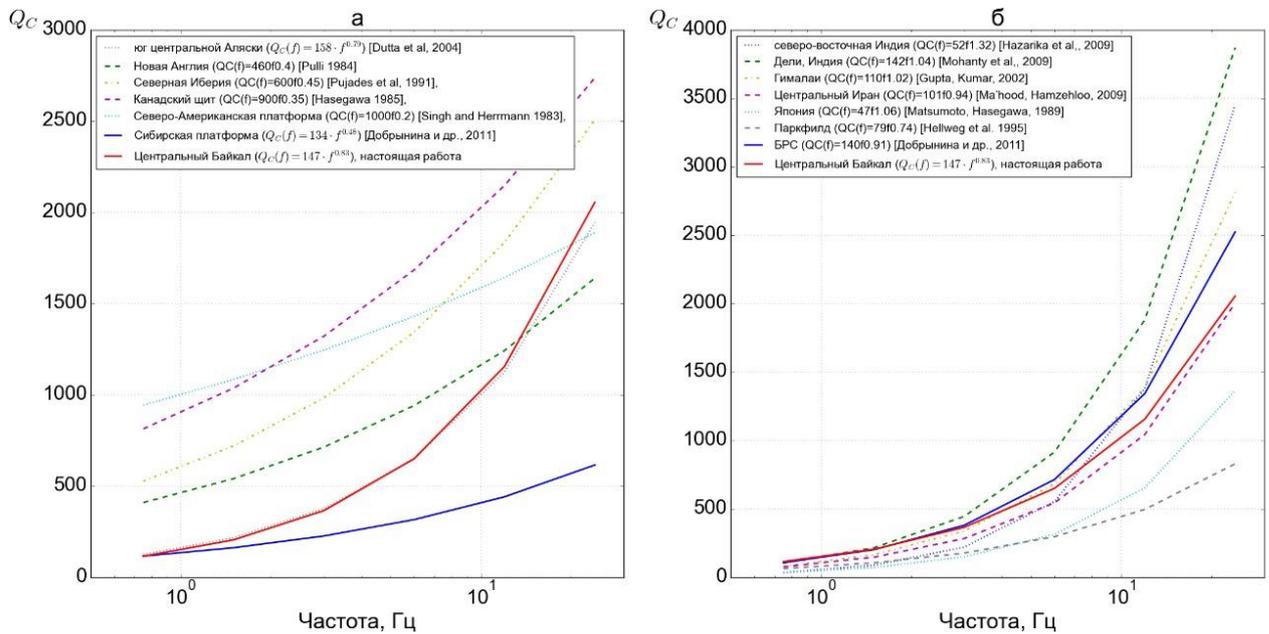


Рисунок 3.24. Сопоставление соотношений  $Q_c(f)$  для разных регионов мира: (а) – регионы со стабильной и умеренной тектоникой, и (б) – с высокой тектонической активностью

#### Основные выводы.

В главе представлены результаты расчетов затухания продольных, поперечных, и кода-волн, по записям локальных и региональных землетрясений, произошедших в центральной части Байкальского рифта, вычислена частотная зависимость величины добротности.

Были приведены оценки вклада рассеяния на неоднородностях среды и внутреннего поглощения в общее затухание сейсмических волн. Получены оценки зависимости добротности от частоты, вариаций ее величин с эпицентральным расстоянием. Оценено изменение вклада отдельных компонент затухания с расстоянием.

## ГЛАВА 4. АНАЛИЗ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ ВАРИАЦИЙ ЗАТУХАНИЯ

Одной из задач работы являлась оценка латеральных вариаций затухания сейсмических волн для Южнобайкальской впадины и ее окружения. Полученные значения добротности по прямым и кода-волнам и рассчитанные соотношения вклада отдельных компонент затухания использовались для построения двумерных карт сейсмической добротности и коэффициента затухания рассматриваемого региона. При этом рассматривались пространственные вариации как в детальном масштабе с использованием записей локальных землетрясений в радиусе 70 км от станции, так и в региональном масштабе по записям региональных землетрясений на эпицентральных расстояниях до 500 км.

Для оценки добротности по кода-волнам (в рамках модели однократного рассеяния) двумерное картирование региона по параметрам затухания выполнялось согласно методу перекрывающихся эллипсов [Mitchell et al., 2008], реализованному в авторской программе. Аналогичный способ построения карт использовался для оценок по прямым волнам (логарифму отношения амплитуд S- и P-волн) и коэффициентов поглощения и рассеяния в рамках теории переноса излучения, но объем среды в этом случае был ограничен малым эллипсом в районе эпицентра, а не эллипсом, в фокусах которого расположен источник и приемник, как в методе [Mitchell et al., 2008].

Чтобы избежать «выбросов» данных (значений с большим отклонением относительно среднего) использовалась медианная фильтрация.

При построении томографических моделей по скоростям сейсмических волн рекомендуется использовать трассы источник–приемник с более широким охватом территории [Koulakov, 2010], однако при использовании локальной сейсмичности это потребовало бы наличия большего количества станций вокруг изучаемого района, чем существует на данный момент. Также из-за недостаточного покрытия трассами источник–приемник на периферийных частях возможны «краевые» эффекты. Для представления контуров и линий равных значений добротности и коэффициента затухания

области с низкой добротностью будут соответствовать выделению красным цветом (высокое затухание), соответственно низкое затухание – синим. Для оценки по записям локальных событий (имеющих меньший масштаб) использовалась регулярная сетка с размерами  $0.075^{\circ} \times 0.075^{\circ}$ , для региональных –  $0.25^{\circ} \times 0.25^{\circ}$ .

Полученные карты сопоставлялись с геолого-геофизическими параметрами среды: энергией и плотностью землетрясений, тепловым потоком, плотностью разломов и геологическим строением района.

#### **4.1 Пространственные вариации затухания по коде локальных землетрясений**

Оценки пространственных вариаций, полученные по записям местных (локальных) землетрясений, можно считать наиболее детальными с точки зрения количества использовавшихся трасс источник–приемник в районе Южнобайкальской впадины (Рис. 4.1). Сейсмостанции в районе центральной части БРС располагаются в основном вблизи впадины озера, что ограничивает возможность применения этих данных, к примеру, для задач сейсморайонирования, что отмечалось еще в работе [Солоненко, Татаренко, 1972]. Таким образом, область исследования ограничена только теми трассами, где есть принимающие станции и наблюдаются землетрясения в радиусе 70 км, поскольку только для них есть возможность оценить затухание. То есть, это непосредственно Байкальская впадина, участок Забайкалья и примыкающая к Южному Байкалу территория (Рис. 4.1).

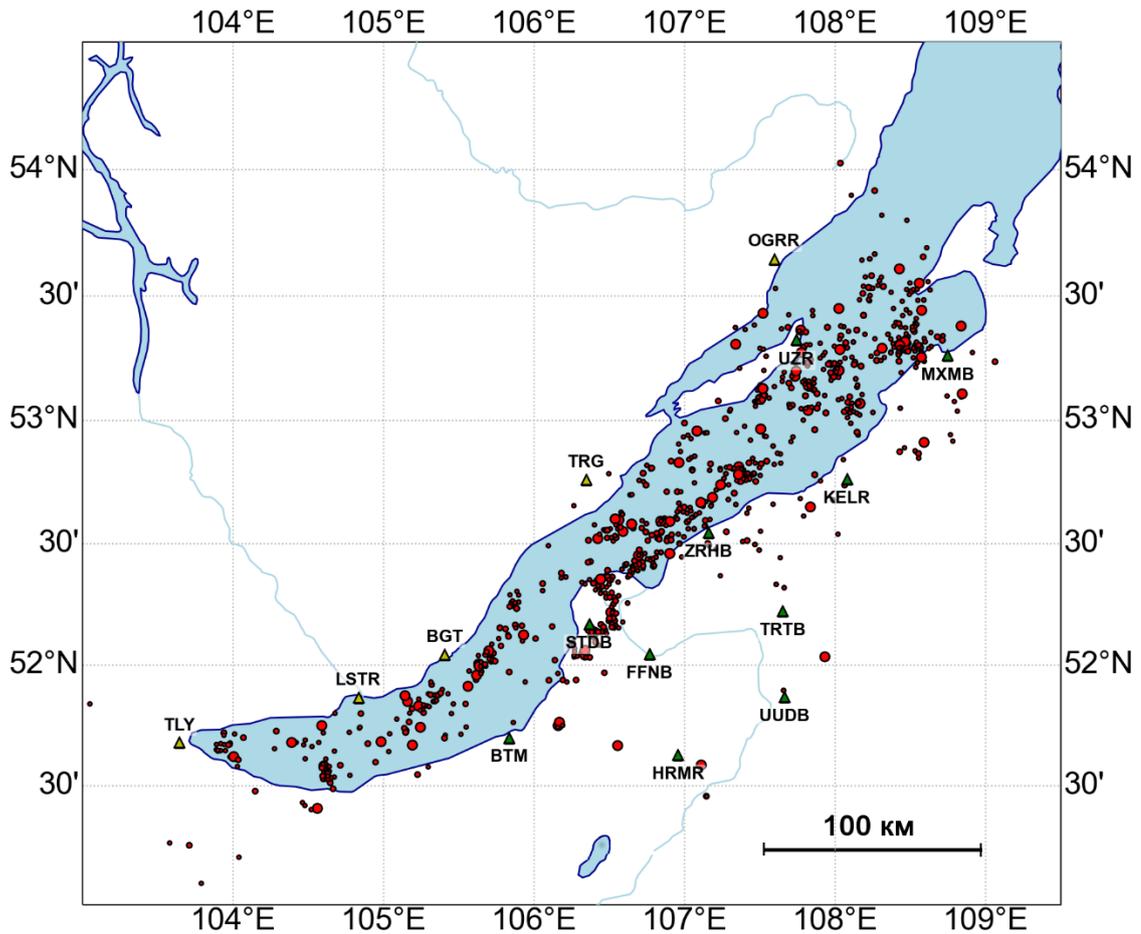


Рисунок 4.1. Трассы источник-приемник для локальных землетрясений

При построении карт пространственных вариаций затухания по записям местных событий, сами принимающие станции, как правило, находятся на пересечении многих эллипсов, и значение добротности непосредственно в районе станции является средним значением, возможно, отличающимся от его величины в других азимутах. Далее приведем результаты и сопоставление оценок затухания по кода-волнам в различных частотных диапазонах, регулярная сетка  $0.075^\circ \times 0.075^\circ$ .

В целом, анализ пространственных вариаций затухания на разных частотах показывает мозаичное распределение параметра сейсмической добротности и коэффициента затухания в пределах рассматриваемого региона, наблюдается чередование областей с высоким и умеренным затуханием. Размеры областей и блоков варьируют в зависимости от используемой длины окна обработки. Наглядно это видно для короткого окна коды (20 с), характеризующего кору в целом, глубины до 40 км (для

эпицентральных расстояний до 70 км), и для участка длительностью 60 с, характеризующего более глубокие слои (глубина формирования эллипсоида согласно подходу [Pulli, 1984] около 75 км), и осредняющего большой объем среды в пределах эллипса большего размера (Рис. 4.2).

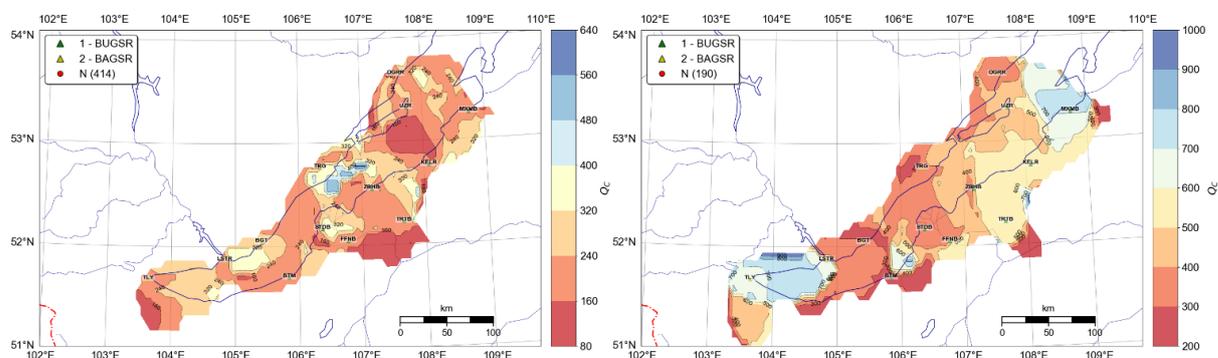


Рисунок 4.2. Сопоставление пространственных вариаций добротности  $Q_C$  на частоте 1.5 Гц и длине окна 20 с (слева), и 60 с (справа), шаг осреднения  $0.075^\circ \times 0.075^\circ$ .

Если для верхней коры получено максимально неоднородное строение, чередование сравнительно больших областей с низкими значениями  $Q_C$  (высоким затуханием) и небольших участков с низким поглощением, то для более глубоких слоев пространственное распределение добротности более однородное.

Отдельно рассматривались результаты по кода-волнам, полученные для низких (до 1.5 Гц) и высоких частот, поскольку считается что они сформированы различными типами волн. В короткопериодном диапазоне это объемные волны обратного рассеяния от глубинных неоднородностей [Аки, Chouet, 1975; Аки, 1980; Копничев, 1978; Раутиан и др., 1981], на частоте около 1 Гц кода формируется в верхней части литосферы с низкой добротностью.

Так, для частоты 0.75 Гц (диапазон 0.5–1 Гц) максимальное затухание кода-волн в верхней части литосферы наблюдается в районе Селенгино-Бугульдейской перемычки и залива Провал, в области к юго-востоку от Листвянки (Ангарский надвиг) и в сравнительно небольших областях северной части Южнобайкальской впадины (Рис. 4.3). Для района Южного Байкала получены значения от умеренного поглощения ( $Q_C=160-240$  в районе

Култукской депрессии) до низкого затухания (высокие значения добротности, 300–400) в отдалении от основных рифтообразующих разломов.

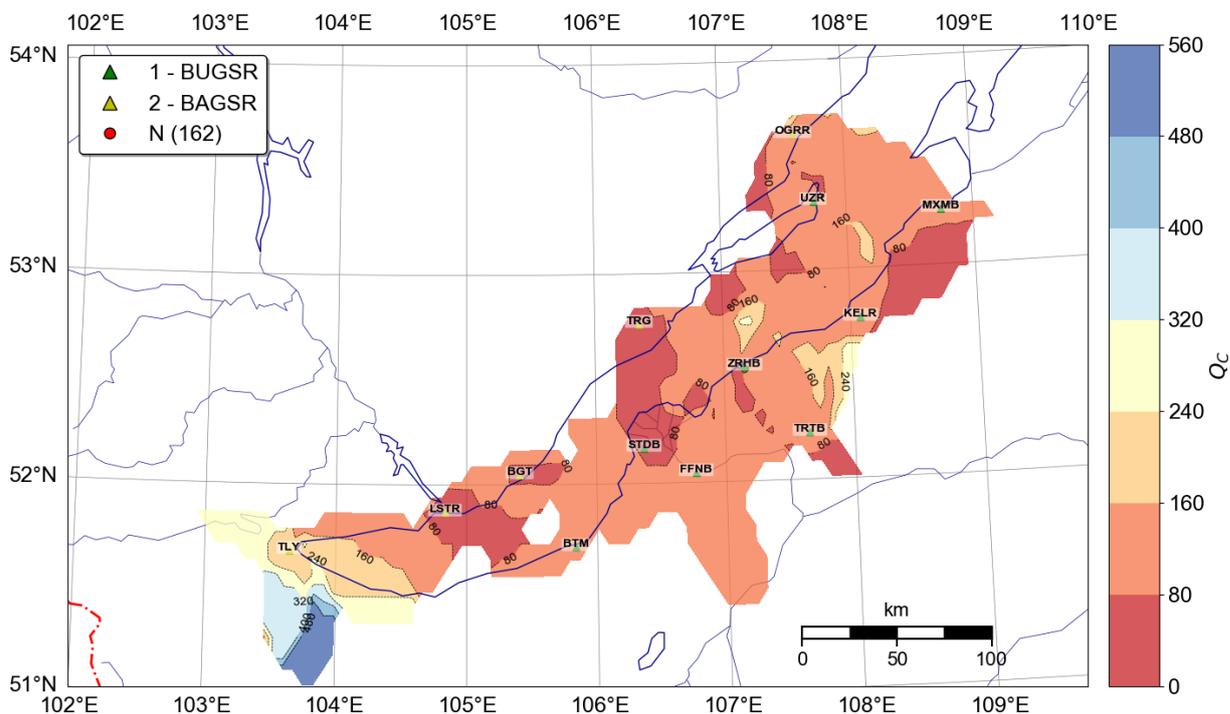


Рисунок 4.3. Пространственные вариации  $Q_c$  на частоте 0.75 Гц (длина окна 20 с), шаг осреднения  $0.075^\circ \times 0.075^\circ$ .

Затухание объемных волн с увеличением частоты и глубины формирования кода-волн варьирует для района Южного Байкала. На частоте 3 Гц наблюдается контраст добротности между южной частью Южнобайкальской впадины и остальной ее частью (Рис. 4.4). В диапазоне частот 4–8 Гц это проявляется тоже достаточно контрастно (Рис. 4.5).

Пространственное положение областей повышенного и пониженного затухания короткопериодных кода-волн в Южнобайкальской впадине может определяться различиями в свойствах земной коры и верхней мантии [Добрынина и др., 2019]. По данным гравиметрии [Мац и др., 2001], плотность верхней коры под южной частью Южнобайкальской впадины существенно ниже, чем под северной. Кроме того, под южной частью Байкальской впадины по данным сейсмотомографии выявлен выступ аномальной мантии [Gao et al., 2003].

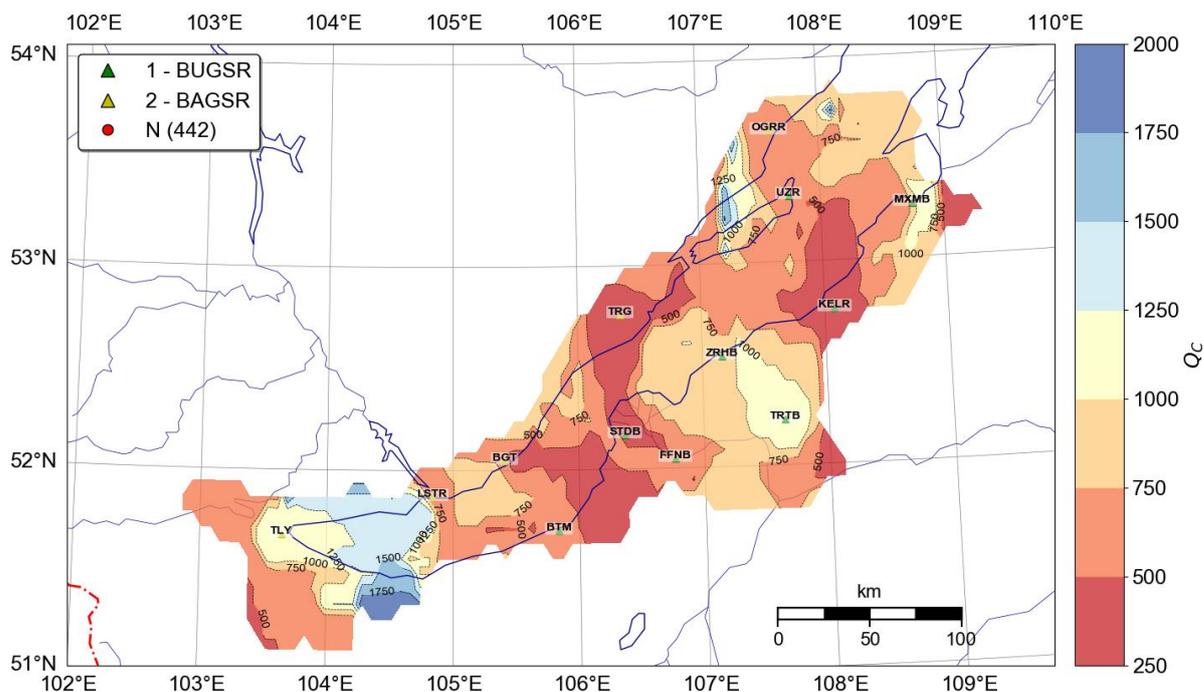


Рисунок 4.4. Пространственные вариации добротности  $Q_c$  на частоте 3 Гц (длина окна 40 с), шаг осреднения  $0.075^\circ \times 0.075^\circ$ .

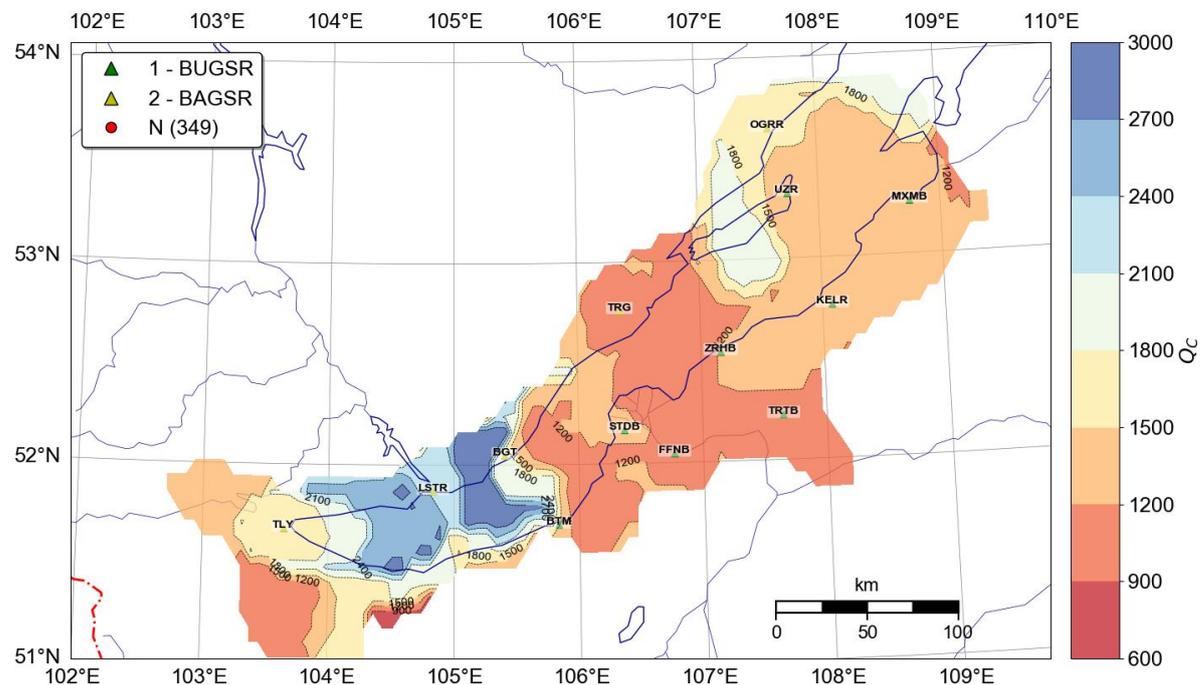


Рисунок 4.5. Пространственные вариации добротности  $Q_c$  на частоте 6 Гц (длина окна 60 с), шаг осреднения  $0.075^\circ \times 0.075^\circ$ .

Заметное влияние на вид латеральных вариаций поглощения оказывает взаимное расположение сейсмостанций и эпицентров землетрясений вдоль

протяженной в направлении ЮЗ–СВ впадины, используемые трассы источник–приемник. Для отдельных зон сейсмического затишья в пределах ЮБ впадины, например, Бугульдейский коридор (область к юго-западу от станции Тырган), невозможно надежно оценить поглощающие свойства. С другой стороны, используемые расстояния между станцией и эпицентром также будут влиять на результат картирования. Если ограничить величину анализируемых эпицентральных расстояний 50 км, на частоте 6 Гц, выделяются области более изометричной формы, но положение областей низкого и высокого затухания остается неизменным.

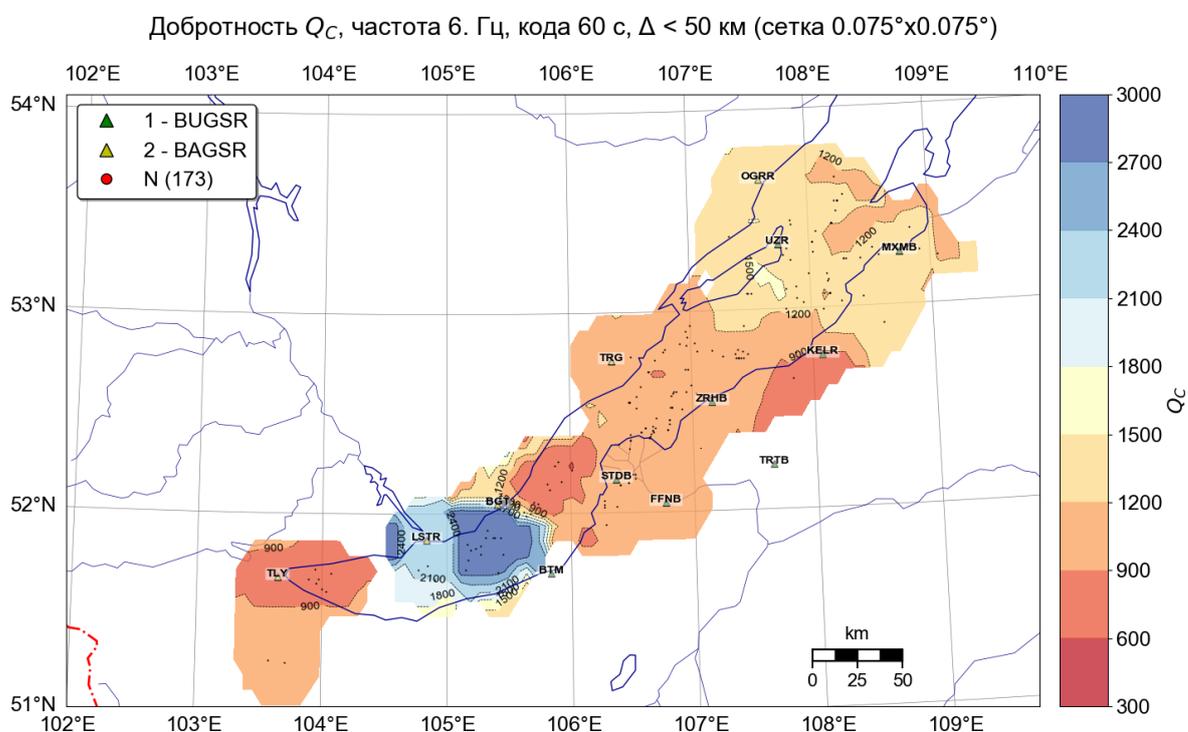


Рисунок 4.6. Пространственные вариации добротности  $Q_c$  на частоте 6 Гц по записям землетрясений на эпицентральных расстояниях до 50 км

## 4.2 Пространственные вариации затухания по записям региональных землетрясений

Результаты, полученные по записям землетрясений, зарегистрированных широкополосными станциями на расстояниях до 500 км позволяют исследовать вариации затухания в более низкочастотном диапазоне и расширить район изучения, хотя и с потерей детальности. Для этого набора данных были получены оценки затухания в диапазоне периодов от 8 сек (0.125

Гц), однако количество сильных землетрясений и их пространственное распределение неравномерно.

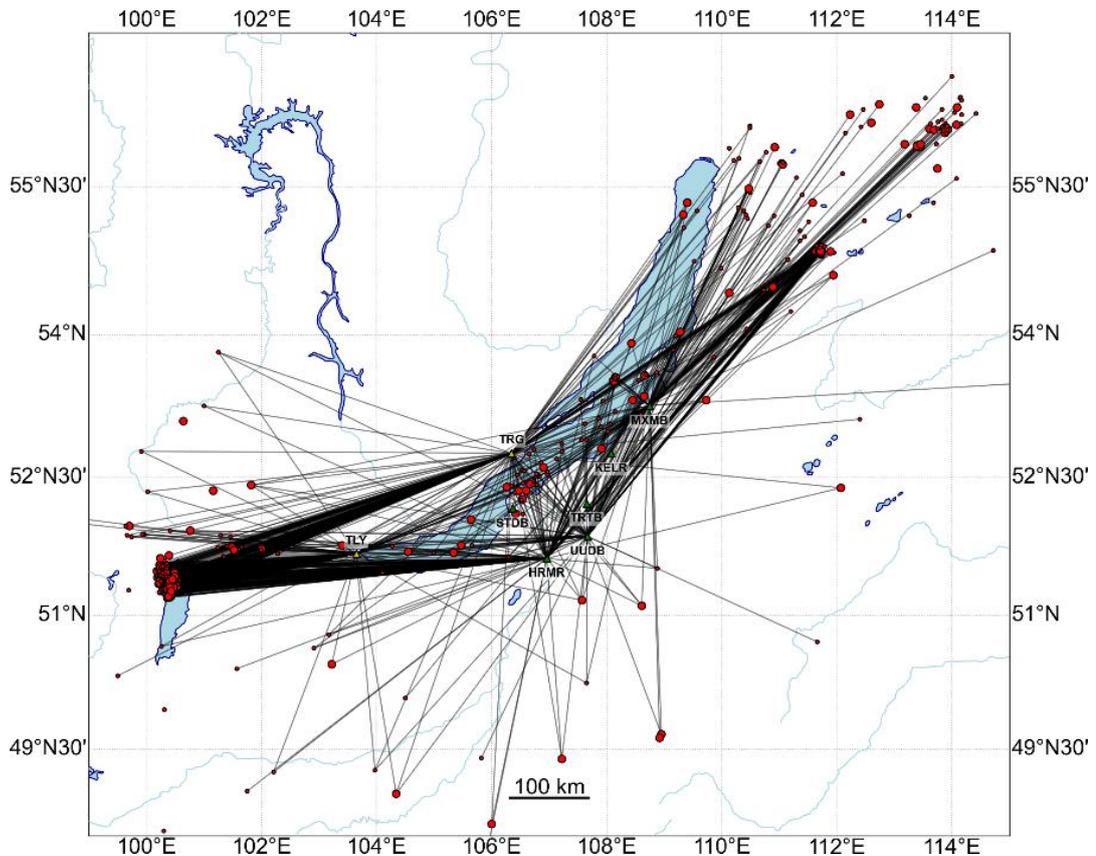


Рисунок 4.7. Трассы источник-приемник для обработанных записей региональных землетрясений за 2006–2021 гг. на расстояниях до 500 км

По записям региональных землетрясений выделяется область низкого затухания сейсмических волн в южной части Байкальской впадины, как и по записям местных землетрясений. Достаточно контрастно особенности затухания в литосфере южной оконечности впадины проявляются в частотном диапазоне 4–8 Гц (Рис. 4.8). В работе [Ten Brink, Taylor, 2002] предполагается, что нижняя часть коры под Байкалом является остатком первоначальной коры Сибирской платформы или континентальных дуг в пределах Саяно-Байкальского складчатого пояса.

Добротность  $Q_C$ , частота 6 Гц, кода 30 с,  $\Delta$  70-500 км (сетка  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$ )

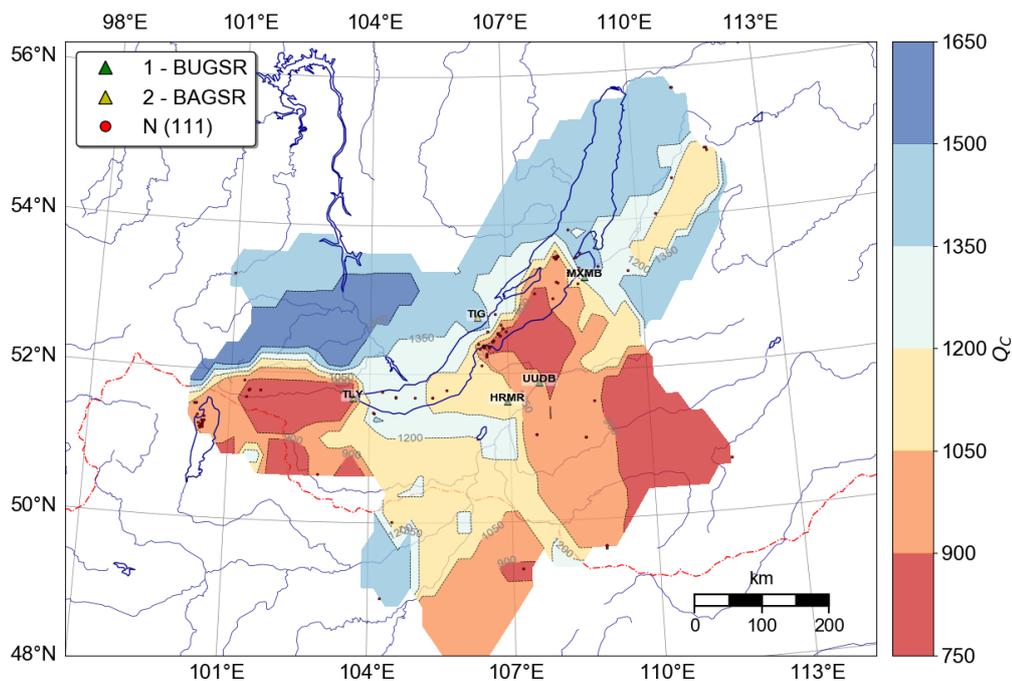


Рисунок 4.8. Латеральные вариации добротности  $Q_C$  на частоте 6 Гц (длина окна 30 с) по записям региональных землетрясений, сетка  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$

### 4.3. Пространственные вариации затухания амплитуд прямых волн

Пространственный анализ вариаций поглощения проводился по логарифму отношения максимальных амплитуд  $S_n$  и  $P_n$  для землетрясений, зарегистрированных на региональных расстояниях. Аналогичный подход использовался в работе [Копничев, Соколова, 2014] по записям байкальских землетрясений, зарегистрированных на расстояниях 400–1300 км (станция Улан-Батор, ULN) на частоте около 1.25 Гц.

Из-за недостаточного количества сильных землетрясений и, как следствие, оценок амплитуд на низких частотах, для диапазона частот до 0.25 Гц представительных данных не было получено. Как показал анализ, только для землетрясений с магнитудами 4.0–4.5 были получены оценки с хорошим соотношением сигнал–шум в достаточно узком частотном диапазоне – 0.25–0.5 Гц. Далее, для сравнения приведем результат для частот 0.75 и 1.5 Гц (Рис. 4.9) и для частот выше 4 Гц (Рис. 4.10).

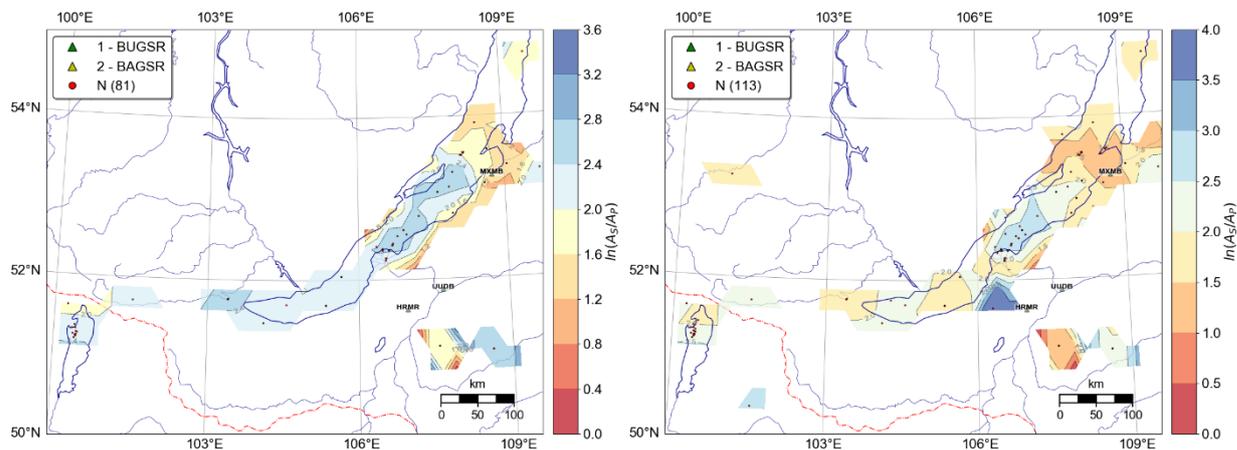


Рисунок 4.9. Вариации отношения амплитуд  $S$ - и  $P$ -волн,  $\log(A_S/A_P)$ , для частоты 0.75 Гц (слева), и 1.5 Гц (справа), по записям региональных землетрясений, шаг осреднения  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$

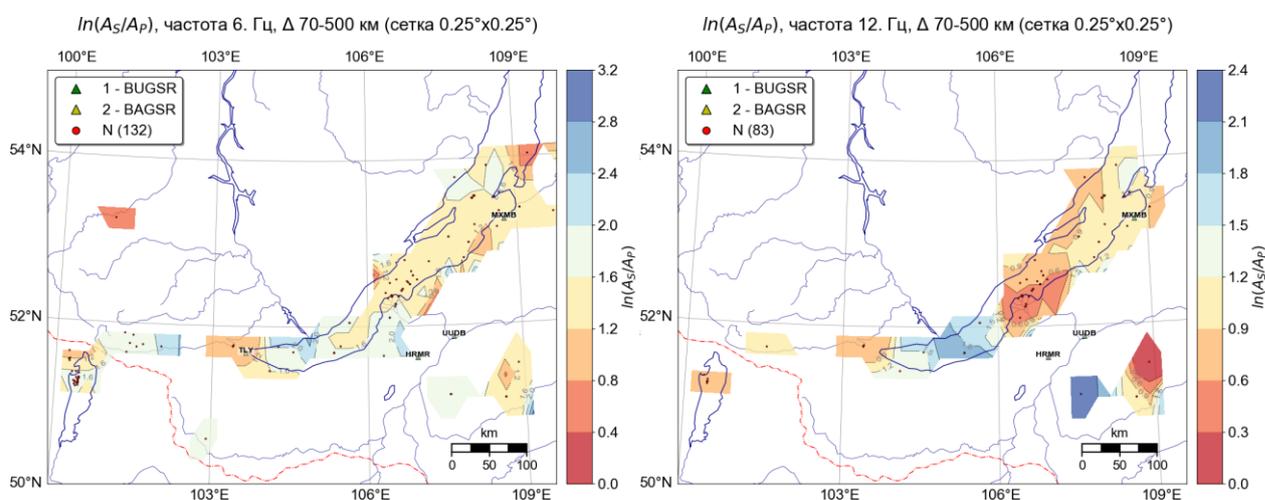


Рисунок 4.10. Вариации отношения амплитуд  $S$ - и  $P$ -волн,  $\log(A_S/A_P)$ , для частоты 6 Гц (слева), и 12 Гц (справа), по записям региональных землетрясений, шаг осреднения  $0.25^\circ \times 0.25^\circ$

В целом, можно подтвердить полученный в работе [Копничев, Соколова, 2014] вывод о низком поглощении  $S$ -волн в литосфере региона на частотах до 2 Гц. Однако, для высоких частот выделяются участки умеренного и сильного спада амплитуд поперечных волн по отношению к продольным волнам (величина  $\log(A_S/A_P)$  до 0.3–0.6, Рис. 4.10), что может связываться с флюидизацией участков земной коры и верхней мантии [Добрынина и др., 2019].

#### 4.4. Оценка вклада рассеяния и поглощения в общее затухание и сопоставление с геолого-геофизическими данными

Помимо анализа пространственных вариаций добротности, было проведено также картирование по абсолютной величине коэффициентов поглощения ( $b$ ) и рассеяния ( $g_0$ ), а также по величине сейсмического альбедо  $B_0$ , показывающего вклад рассеяния в общее затухание [Wu, 1985]:

$$B_0 = \frac{Q_{Sc}^{-1}}{Q_T^{-1}}, \text{ где } Q_T^{-1} = Q_{Sc}^{-1} + Q_i^{-1}. \quad (33)$$

На Рис. 4.11 и 4.12 приведены пространственные вариации коэффициентов поглощения и рассеяния, рассчитанного сейсмического альбедо  $B_0$  и общего затухание  $Q_T^{-1}$  для записей локальных землетрясений в полосе частот 2–4 Гц. На Рис. 4.13 приведена карта сейсмического альбедо на частоте 1.5 Гц.

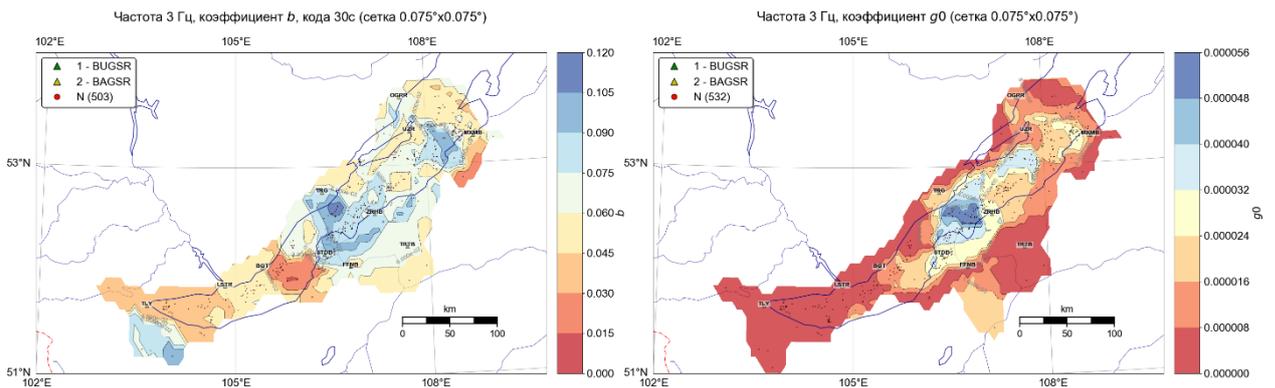


Рисунок 4.11. Коэффициент поглощения ( $b$ ) и рассеяния ( $g_0$ ) на частоте 3 Гц, шаг сетки  $0.075^\circ \times 0.075^\circ$

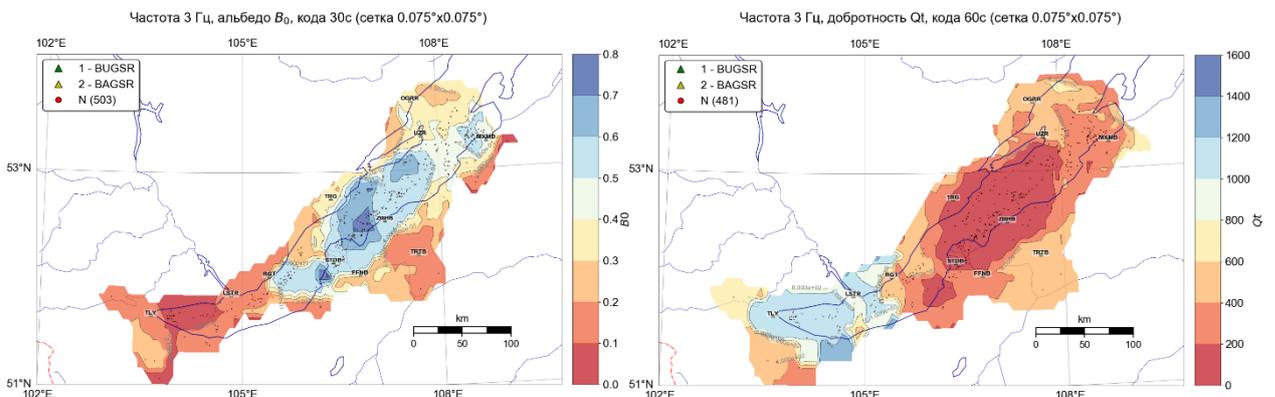


Рисунок 4.12. Величина сейсмического альбедо ( $B_0$ ) и общей добротности ( $Q_T$ ) на частоте 3 Гц, шаг сетки  $0.075^\circ \times 0.075^\circ$

Будем рассматривать отдельно результаты для южной части ЮБ впадины и центрального Байкала. Для южной части впадины было получено высокое значение добротности (более 300) и минимальное рассеяние на частоте 3 Гц. Величина сейсмического альбедо менее 0.2 показывает, что малая часть затухания вызвано рассеянием на неоднородностях среды, т.е. основной вклад в затухание сейсмических волн дает поглощение.

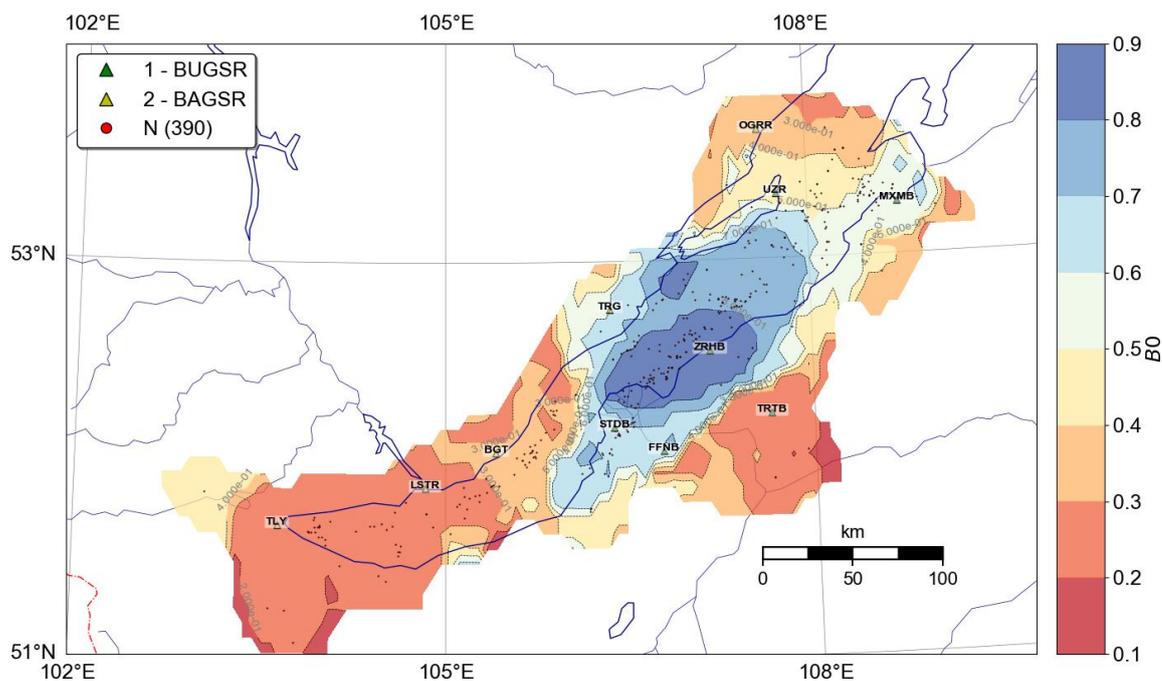


Рисунок 4.13. Величина сейсмического альбедо ( $B$ ) на частоте 3 Гц, шаг сетки  $0.075^\circ \times 0.075^\circ$

В отличие от южной части, на центральном Байкале в среднем 30–50%, а для отдельных блоков – и до 70% затухания на частоте 3 Гц и до 90% на 1.5 Гц вызвано рассеянием. Поглощение здесь выше, чем в южной оконечности впадины. Небольшие участки высокого рассеяния сейсмических волн наблюдаются в районе южной оконечности о. Ольхон и в Баргузинском заливе.

Проводилось также сопоставление пространственного распределения характеристик затухания с картами кумулятивной сейсмической энергии, плотности эпицентров землетрясений [Радзиминович и др., 2018], поверхностной плотности разломов [Лунина и др., 2010] и теплового потока

[Лысак, 2002; Голубев, 2007]. Сейсмическая энергия оценивалась путем пересчета из энергетического класса для землетрясений с  $K \geq 8.5$ , произошедших в центральной части БРС и в пределах окружающих ее территорий за период 1952–2019 гг.

В целом, сравнение пространственных вариаций показывает хорошую общую сходимость аномалий: области с высокой сейсмической активностью характеризуются высокой плотностью разломов и высокими значениями теплового потока (Рис. 4.14, а, б).

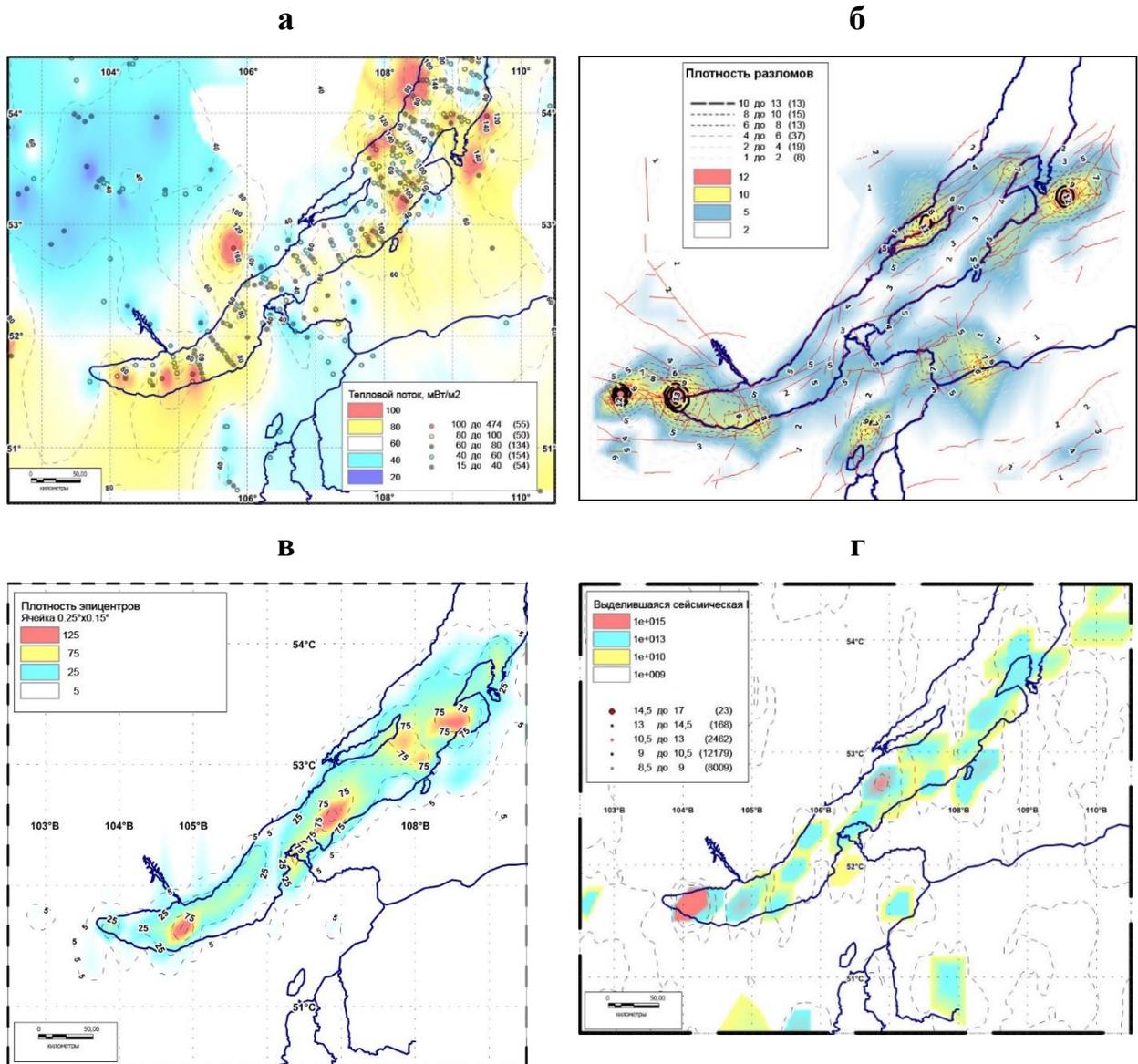


Рисунок 4.14. (а) – Тепловой поток [Лысак, 2002; Голубев, 2007]; (б) – поверхностная плотность разломов по [Лунина и др., 2010]; (в) – плотность эпицентров землетрясений [Радзиминович и др., 2018]; (г) – суммарная выделившаяся сейсмическая энергия за 1952–2019 гг.

Области интенсивного рассеяния (высокого значения сейсмического альбедо) и повышенного затухания сейсмических волн совпадают с областями максимальных выделений сейсмической энергии и плотности эпицентров.

Согласно [Radziminovich et al., 2019], меньшее значение угла наклона графика повторяемости землетрясений характерно для южной части ЮБ впадины, находящейся в режиме транстенсии, к то время как высокое значение угла наклона получено для района к северо-востоку от дельты Селенги, которая характеризуется более неоднородным строением земной коры.

В целом, полученные данные подтверждают вывод о том, что области низкого затухания наблюдаются в районах с интенсивным разломообразованием и высокой сейсмичностью [Kumar et al., 2005; Banerjee, Kumar, 2017; Добрынина и др., 2019]. Ранее вывод о возможной связи очагов сильных землетрясений с областями аномального поглощения в литосфере был сделан также в работе [Копничев, 1992].

Основные выводы.

В Главе были проанализированы пространственные вариации добротности, коэффициентов поглощения и рассеяния, величины сейсмического альбедо и общего затухания, полученные путем анализа более 2000 волновых форм землетрясений, зарегистрированных локальной сетью наблюдений в центральной части Байкальской рифтовой системы.

Полученные результаты показывает довольно сильный контраст в свойствах литосферы между южной и центральной частью Южнобайкальской впадины, разделенных Селенгино-Бугульдейской перемычкой. В свою очередь, этот район, включающий Селенгинскую депрессию и залив Провал, имеет свои характерные особенности.

Результаты демонстрируют тесную взаимосвязь между структурными неоднородностями и процессами затухания и демонстрируют эффективность данного метода, который можно использовать в качестве инструмента визуализации, дополняющего традиционные методы.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе исследовалось затухание сейсмических волн тектонических землетрясений, локализованных в районе Южнобайкальской впадины и прилегающих к ней территориях. Оценивалось изменение амплитуд сейсмической коды и прямых волн во временной области с помощью различных методов и моделей формирования кода-волн. В зависимости от заданных параметров, эти модели удовлетворительно согласовываются с экспериментальными наблюдениями по записям землетрясений. Количественная оценка затухания, полученная по этим моделям, позволяет получить дополнительную информацию о строении и свойствах среды распространения сейсмических волн.

В результате проведенных исследований можно сделать следующие основные выводы:

1) Латеральные вариации затухания сейсмических волн коррелируют с геологическими и геофизическими характеристиками среды, при этом, затухание зависит в первую очередь от сейсмической активности и степени неоднородности среды. Найденные зависимости добротности от частоты и расстояния, учитывающие региональные особенности, позволяют количественно характеризовать среду распространения сейсмических волн.

2) Изменение параметров поглощения в различных регионах зависит от действующего тектонического режима и отличаются в районах с различной геодинамической ситуацией.

3) Анализ латеральных вариаций добротности показывает, что положение областей повышенного и пониженного затухания в Южнобайкальской впадине определяется различиями в свойствах земной коры и верхов мантии. Для южной части впадины в целом было получено более слабое поглощение, что подтверждается, например, макросейсмическими проявлениями и сильных землетрясениях. Кроме того, величина затухания вследствие рассеяния на неоднородностях среды здесь меньше по сравнению с Центральным Байкалом. Сопоставление

пространственных вариаций затухания с сейсмичностью и другими геолого-геофизическими характеристиками среды показало совпадение областей высокого затухания сейсмических волн с районами с высокой сейсмической активностью, высокой плотностью разломов и высокими значениями теплового потока. Области интенсивного рассеяния совпадают с областями максимальных выделений сейсмической энергии и плотности эпицентров.

Результаты данной работы по уточнению поглощающих свойств на территории центрального Байкала позволят более корректно решать задачу перехода от стационарного спектра к очаговому и получать значительно более точные оценки выделившейся энергии в очаге землетрясения, а также могут использоваться при построении и актуализации карт сейсмического районирования различной детальности.

## ЛИТЕРАТУРА

1. Абубакиров И. Р., Гусев А. А., Гусева Е. М. Отражение процесса подготовки Кроноцкого землетрясения 05.12.1997 во временных вариациях скорости спада огибающих кода-волн слабых землетрясений //Кроноцкое землетрясение на Камчатке. – 1997. – Т. 5. – С. 112-120.
2. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология. М., Мир, 1983, 880 с.
3. Ананьин Л. В., Мордвинова, В. В., Гоць, М. Ф., Канао, М., Суворов, В. Д., Татьков, Г. И., Тубанов, Ц. А. Скоростное строение коры и верхней мантии Байкальской рифтовой зоны по долговременным наблюдениям широкополосных сейсмостанций //Доклады Академии наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение" Российская академия наук", 2009. – Т. 428. – №. 2. – С. 211-214.
4. Ананьин Л. В., Мордвинова В. В. Строение земной коры и верхов мантии вдоль Байкальской рифтовой системы по телесеismicким данным //Доклады АН. – 2012. – Т. 444. – №. 4. – С. 440-443.
5. Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР. М.: Наука, 1974. 245 с.
6. Аптикаев Ф. Ф. Сейсмические колебания при землетрясениях и взрывах. – Наука, 1969.
7. Аптикаева О.И. Поле поглощения очаговой области Алтайского землетрясения 2003 г. по огибающим коды афтершоков // Вопросы инженерной сейсмологии. 2014. №4. С. 57-67.
8. Аптикаева О. И. Детальная структура поля поглощения S-волн и морфология огибающих коды афтершоков в очаговых зонах сильных землетрясений Кавказа и Восточной Анатолии //Опасные природные и техногенные процессы в горных регионах: модели, системы, технологии. – 2019. – С. 203-210.
9. Арефьев С.С. Эпицентральные сейсмологические исследования. М.: Академкнига, 2003. 375 с.

10. Арефьев С.С., Быкова В.В., Гилева Н.А., Масальский О.К., Матвеев И.В., Матвеева Н.В., Мельникова В.И., Чечельницкий В.В. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. // Вопросы инженерной сейсмологии. 2008. Т. 35. № 4. С. 5–15.
11. Беседина А. Н., Остапчук А. А., Варыпаев А. В. Анализ параметров низкочастотного сейсмического фона как основа мониторинга изменений напряженно-деформированного состояния блочной среды. – 2018.
12. Букина К. И., Виллемсон Л. Х., Ковачев С. А., Соловьев С. Л. Амплитудные кривые объемных волн байкальских землетрясений по наблюдениям автономных донных сейсмографов // Физика Земли. – 1983. – № 3. – С. 82-87.
13. Бухаров А. А., Фиалков В. А. Байкал в цифрах (краткий справочник) // Иркутск: Изд-во ИП «Макаров СЕ. – 2001.
14. Винник Л. П., Орешин С. И., Цыдыпова Л. Р., Мордвинова В. В., Кобелев М. М., Хритова М. А., Тубанов Ц. А. Кора и мантия Байкальской рифтовой зоны по данным приемных функций продольных и поперечных волн // Геодинамика и тектонофизика. – 2017. – Т. 8. – №4.
15. Гайский В. Н., Данциг Л. Г., Дергачев А. А. Детальные сейсмологические исследования в Баргузинском районе Байкальской рифтовой зоны // Континентальный рифтогенез. М.: Сов. радио. – 1977. – С. 65-69.
16. Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, №5. С.629–636.
17. Гилева Н.А., Кобелева Е.А., Радзиминович Я.Б., Мельникова В.И., Чечельницкий В.В. Быстринское землетрясение 21.09. 2020 г.(Mw= 5.5) в южном Прибайкалье: предварительные результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // Вопросы инженерной сейсмологии. – 2020. – Т. 47. – №. 4. – С. 55-71.

18. Голенецкий С.И. Структура эпицентрального поля землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Физика Земли. 1976. № 1. С. 85–94.
19. Голенецкий С.И. Землетрясения юга Сибирской платформы по инструментальным сейсмологическим наблюдениям // Вулканология и сейсмология, 2001, № 6, с. 68—77.
20. Гусев А. А., Гусева Е. М. Оценка затухания поперечных волн в среде вблизи ст. «Петропавловск», Камчатка, по спаду спектра // Физика Земли. – 2016. – №. 4. – С. 35-35.
21. Дергач П. А., Дучков А. А., Юшин В. И. Использование геофонов в локальных сетях сейсмологического мониторинга // Интерэкспо Гео-Сибирь. – 2019. – Т. 2. – №. 3. – С. 140-146.
22. Дергачев А. А., Данциг Л. Г. Результаты определения поглощения сейсмических волн в Прибайкалье // Развитие сейсмических методов исследований земной коры и верхней мантии в Сибири: Сб. науч. тр. – Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1981. – С. 3-10.
23. Дергачев А. А. Методика и результаты определения поглощения сейсмических волн в центральной части Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. – 1982. – Т. 23. – №. 6. – С. 94-101.
24. Добрынина А. А., Чечельницкий В. В., Саньков В. А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. – 2011. – Т. 52. – №. 5. – С. 712-724.
25. Добрынина А. А., Саньков В. А., Чечельницкий В. В. Новые данные о затухании сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Доклады академии наук, 2016. Т. 468, № 1. С. 88-92.
26. Добрынина А.А., Саньков В.А., Девершер Ж., Чечельницкий В.В. Факторы, влияющие на затухание сейсмических волн в литосфере в зонах континентального рифтогенеза // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 1. С. 107–133.

27. Добрынина А. А., Саньков В. А., Герман В. И., Тощакова С. А., Предеин П. А., Чечельницкий В. В., Тубанов Ц. А. Временные вариации затухания сейсмических волн в очаговых областях сильных землетрясений юга Восточной Сибири // Актуальные проблемы науки Прибайкалья. Иркутск, 2015. С. 114-120.
28. Добрынина А. А., Предеин П. А., Саньков В. А., Тубанов Ц. А., Санжиева Д.П.Д., Горбунова Е. А. Пространственные вариации затухания сейсмических волн в Южнобайкальской впадине и прилегающих областях (Байкальский рифт) //Геодинамика и тектонофизика. – 2019. – Т. 10. – №. 1. – С. 147-166.
29. Дреннов А. Ф., Джурик В. И., Серебренников С. П., Брыжак Е. В., Дреннова Н. Н. Основные параметры спектров ускорений при землетрясениях с  $M > 5$  для Байкальской рифтовой зоны //Геология и геофизика. – 2015. – Т. 56. – №. 5. – С. 984-994.
30. Егоркин А. В., Павленкова Н. И. Изучение структуры мантии на территории СССР по длинным сейсмическим профилям //Геология и геофизика. – 1981. – №. 4. – С. 86-94.
31. Еманов А. Ф. и др. Исследование динамических особенностей сезонных изменений волновых полей при вибросейсмическом мониторинге среды //Геология и геофизика. – 1999. – Т. 40. – №. 3. – С. 474-486.
32. Жадин В. В., Дергачев А. А. Измерение добротности земной коры по записям микроземлетрясений (на примере Западной Тувы и Байкальской рифтовой зоны) //Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1973. – Т. 2. – С. 17-22.
33. Жао Д., Пираино Ф., Лиу Л. Структура и динамика мантии под Восточной Россией и прилегающими регионами //Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – №. 9. – С. 1188-1203.
34. Зорин Ю. И., Кожевников В. М., Мордвинова В. В., Турутанов Е. Х., Попов А. М., Лысак С. В., Дорофеева Р. П. Глубинное строение и термический режим литосферы Центральной Азии [Текст] / Ю. И. Зорин и др. // Литосфера Центральной Азии. – Новосибирск: Наука, СИФ РАН, 1996. – С. 107 – 114.

35. Иванов Ф.И., Потапов В.А. Введение в инженерную сейсмологию (нелинейные приближения). Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 1994, 97 с.
36. Каазик П.Б., Копничев Ю.Ф. Аномальные огибающие коды  $L_g$  и их интерпретация на основе горизонтально неоднородной по поглощению модели среды // Вулканология и сейсмология. 1986. № 5. С.64-74.
37. Канарейкин Б.А., Сальников А.С., Кравченко Е.А., Титаренко В.В. Строение переходной зоны кора-мантия Байкальской рифтовой зоны по опорным и региональным сейсмическим профилям ГСЗ // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Вып. 15. – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2017. С. 114–116.
38. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-2016. М-б: 1:8000000. М.: Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта РАН. 4 листа. 2016.
39. Копничев Ю. Ф. Сейсмические кода-волны. М., 1978.
40. Копничев Ю. Ф. Новые данные о строении верхней мантии Байкальской рифтовой системы / Ю. Ф. Копничев // ДАН. – 1992. – Т. 325. – № 5. – С. 944 – 949.
41. Копничев Ю.Ф., Соколова И.Н. Картирование поля поглощения поперечных волн в земной коре и верхах мантии Алтая // Вестник НЯЦ РК. 2010. № 1. С. 93-98.
42. Копничев Ю. Ф., Соколова И. Н. Неоднородности поля поглощения короткопериодных S-волн в районе Байкальской рифтовой зоны и их связь с сейсмичностью // Вулканология и сейсмология. – 2014. – № 5. С. 52-59.
43. Кочетков В. М., Боровик Н. С., Солоненко А. В., Мишарина Л. А. Детальные сейсмологические исследования в Северо-Муйском районе // Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность / Ред. С.Л. Соловьев. Новосибирск: Наука, 1985. С. 123-180.
44. Крылов С. В, Мандельбаум М. М., Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Петрик Г. В., Селезнев В. С. Недр Байкала (по сейсмическим данным). – 1981.

45. Левин Б. В., Сасорова Е. В., Борисов С. А., Борисов А. С. Оценка параметров слабых землетрясений и их сигналов // Вулканология и сейсмология. – 2010. – №. 3. – С. 60-70.
46. Лемзиков В. К. Поглощение и рассеяние поперечных сейсмических волн в литосфере Камчатки // Вулканология и сейсмология. – 2007. – №. 3. – С. 50-63.
47. Лемзиков В. К., Лемзиков М. В. Особенности затухания сейсмических волн в вулканических средах Камчатки // Материалы конференции посвященной дню вулканолога. – 2009. – С. 30-31.
48. Логачев Н. А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физическая мезомеханика. – 1999. – Т. 2. – №. 1-2.
49. Логачев Н. А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. – М., 2003. – Т. 44, № 5. – С. 391–406.
50. Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П. Новая электронная карта активных разломов юга Восточной Сибири // ДАН. 2010. Т. 433, № 5. С. 662-667.
51. Мац В. Д. Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история [Текст] / В. Д. Мац и др. // Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 252 с.
52. Мельникова В. И., Гилева Н. А., Радзиминович Я. Б., Середкина А. И. Култукское землетрясение 27 августа 2008 г. с  $M_w=6.3$ ,  $I_0=8-9$  (Южный Байкал) // Землетрясения Северной Евразии. – 2008. – Т. 2014. – С. 386.
53. Мордвинова В. В., Артемьев А. А. Трехмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по обменным волнам // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – №. 6. – С. 887-904.
54. Мордвинова В. В., Кобелев М. М., Треусов А. В., Хритова М. А., Трынкова Д. С., Кобелева Е. А., Лухнева О. Ф. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа–Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесеismicким данным // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7, № 1. С. 85–103.

55. Мороз Ю. Ф., Мороз Т. А. Глубинный геоэлектрический разрез Байкальского рифта // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. – 2012. – №. 2. – С. 114-126.
56. Николаев А. В. Сейсмика неоднородных и мутных сред. М., 1972.
57. Павленко О. В. Характеристики поглощения сейсмических волн в коре и верхней мантии Северного Кавказа // Физика Земли. – 2008. – №. 6. – С. 52-60.
58. Павленко О. В. Различия региональных характеристик излучения и распространения сейсмических волн на Камчатке и Северном Кавказе // Доклады Академии Наук. – Федеральное государственное бюджетное учреждение "Российская академия наук", 2011. – Т. 438. – №. 5. – С. 687-693.
59. Павленко О. В. Об актуализированных картах общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97\* и картах ОСР-2012 // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. – 2012. – №. 5. – С. 16-22.
60. Павленко О. В., Тубанов Ц. А. Характеристики излучения и распространения сейсмических волн в Байкальской рифтовой зоне, оцененные посредством моделирования акселерограмм зарегистрированных землетрясений // Физика Земли. – 2017. – №. 1. – С. 20-33.
61. Павленко О. В. Характеристики поглощения сейсмических волн в восточной части Северного Кавказа, оцененные по записям сейсмостанции "Махачкала" // Физика Земли. – 2020. – №. 5. – С. 36-45.
62. Потапов В. А., Чечельницкий В. В., Иванов Ф. И. Характеристика рассеяния сейсмических волн близких землетрясений в Прибайкалье // Геофизические исследования в Восточной Сибири на рубеже XXI века. – 1996. – С. 172-176.
63. Предеин П. А., Тубанов Ц. А. Оценка затухания сейсмических волн по огибающей коды в литосфере регионов с разным геодинамическим режимом на примере Тянь-Шаня и Байкальского рифта // Геодинамика и тектонофизика. – 2022.

64. Радзиминович Н.А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // Физика Земли. 2010. № 3. С. 37–51.
65. Радзиминович Н. А., Тубанов Ц. А., Мирошниченко А. И. Эпицентральные зоны Южного и Центрального Байкала //Геодинамика и минерагения Северной и Центральной Азии. – 2018. – С. 301-305.
66. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений. Строение земной коры и методика обработки сейсмических наблюдений // Методы детального изучения сейсмичности. – М.: Акад. наук СССР, 1960. – С. 30-74. – (Труды ИФЗ АН СССР; №9 (176)).
67. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С., Земцова А.Г., Проскурин А.П. Экспериментальные исследования сейсмической коды. М.: Наука, 1981. 142 с.
68. Ризниченко Ю. В. О расхождении и поглощении сейсмических волн // Тр. Геофиз. ин-та АН СССР. 1956. № 35 (162). С. 9–41.
69. Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии: Избр. труды. М., Наука, 1985, 408 с.
70. Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А., Ашурков С.В., Бызов Л.М., Дембелов М.Г., Кале Э., Девершер Ж. Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. 2014. № 6. С. 70–79.
71. Соловьев В. М., Чечельницкий В. В., Сальников А. С., Селезнев В. С., Лисейкин А. В., Галева Н. А. Особенности скоростного строения верхней мантии Забайкалья на участке Монголо-Охотского орогенного пояса // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8(4). С. 1065–1082
72. Солоненко В. П., Тресков А. А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 года. – Иркутское кн. изд-во, 1960.
73. Солоненко А. В., Татаренко М.А. Затухание сейсмических волн в Прибайкалье и энергетическая классификация землетрясений //Вопросы сейсмичности Сибири. Новосибирск. 1972.

74. Солоненко А.В. Энергетическая классификация землетрясений Прибайкалья // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1974, с. 174—179.
75. Солоненко А. В. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы. – Наука. СО, 1977. 303 с.
76. Солоненко А. В. Зависимость отношения максимальных амплитуд в S- и P- волнах от эпицентрального расстояния в Байкальской сейсмической зоне / А. В. Солоненко // Геология и геофизика. – 1988. – №4. – С. 135- 142.
77. Суворов В. Д., Мишенькина З. Р., Мельник Е. А. Сейсмические верхнемантийные корни структур фундамента Сибирской платформы по профилю Рифт //Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – №. 8. – С. 1134-1150.
78. Татьков Г. И., Тубанов Ц. А., Урбан Н. А. Сейсмичность Среднего Байкала по данным локальной сети геофизических наблюдений //Взаимосвязь между тектоникой, сейсмичностью, магмообразованием и извержениями вулканов в вулканических дугах. – 2004. – С. 307-309.
79. Татьков Г. И. Геофизический мониторинг напряженно-деформированного состояния природных и технических систем: дис. – Иркутск: автореф. дис... д-ра геол.-мин. наук, 2009.
80. Тубанов Ц. А., Санжиева Д. П.-Д., Кобелева Е. А., Предеин П. А., Цыдыпова Л. Р. Кударинское землетрясение 09.12.2020 г. (Mw = 5.5) на озере Байкал: результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений// Вопросы инженерной сейсмологии. Т. 48, №4, с.32-47.
81. Чернов Ю.К. Сильные движения грунта и количественная оценка сейсмической опасности территорий. Ташкент: ФАН, 1989. 296 с.
82. Шумилов Ю. С., Купцов А. В. Исследование сейсмоакустических сигналов камчатских землетрясений //Солнечно-земные связи и электромагнитные предвестники землетрясений. – 1998. – С. 29-31.
83. Эртелева О. О., Аптикаев Ф. Ф., Сомала С. Н., Кайал Д. Р., Рагхучаран М. Ч. Закономерности затухания ускорений в Западных Гималаях //Вопросы инженерной сейсмологии. – 2019. – Т. 46. – №. 2. – С. 74-86.

84. Abubakirov I. R., Gusev A. A. Estimation of scattering properties of lithosphere of Kamchatka based on Monte-Carlo simulation of record envelope of a near earthquake //Physics of the earth and Planetary Interiors. – 1990. – T. 64. – №. 1. – C. 52-67.
85. Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects //Journal of geophysical research. – 1975. – T. 80. – №. 23. – C. 3322-3342.
86. Aki K. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1980. – T. 85. – №. B11. – C. 6496-6504.
87. Atkinson G. M., Boore D. M. Earthquake ground-motion prediction equations for eastern North America //Bulletin of the seismological society of America. – 2006. – T. 96. – №. 6. – C. 2181-2205.
88. Atkinson G. M., Boore D. M. The attenuation of Fourier amplitudes for rock sites in eastern North America //Bulletin of the Seismological Society of America. – 2014. – T. 104. – №. 1. – C. 513-528.
89. Banerjee S., Kumar A. Determination of seismic wave attenuation for the Garhwal Himalayas, India //Geosci. Res. – 2017. – T. 2. – №. 2. – C. 105-126.
90. Beyreuther M., Barsch R., Krischer L., Megies T., Behr Y., Wassermann J. ObsPy: A Python toolbox for seismology //Seismological Research Letters. – 2010. – T. 81. – №. 3. – C. 530-533.
91. Boore D. M. Simulation of ground motion using the stochastic method //Pure and applied geophysics. – 2003. – T. 160. – №. 3. – C. 635-676
92. Bora N., Biswas R., Dobrynina A. A. Regional variation of coda Q in Kopili fault zone of northeast India and its implications //Tectonophysics. – 2018. – T. 722. – C. 235-248.
93. Bormann P. New manual of seismological observatory practice (NMSOP-2), IASPEI, GFZ German Research Centre for Geosciences, Potsdam. – 2012.
94. Bormann P., Engdahl B., Kind R. Seismic wave propagation and earth models //New manual of seismological observatory practice 2 (NMSOP2). – Deutsches GeoForschungsZentrum GFZ, 2012. – C. 1-105.

95. Cherepanova Y., Artemieva I.M., Thybo H., Chermak Z. Crustal structure of the Siberian craton and the West Siberian basin: An appraisal of existing seismic data // *Tectonophysics*. 2013. № 609. P. 154–183.
96. Eulenfeld T., Wegler U. Measurement of intrinsic and scattering attenuation of shear waves in two sedimentary basins and comparison to crystalline sites in Germany // *Geophysical Journal International*. – 2016. – T. 205. – №. 2. – C. 744-757.
97. Frankel A., McGarr A., Bicknell J., Mori J., Seeber L., Cranswick E. Attenuation of high-frequency shear waves in the crust: Measurements from New York state, South Africa, and southern California // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1990. – T. 95. – №. B11. – C. 17441-17457.
98. Gao L.S., Biswas N.N., Lee L.C., Aki K. Effects of multiple scattering on coda waves in three-dimensional medium // *pure and applied geophysics*. – 1983. – T. 121. – №. 1. – C. 3-15.
99. Gao S. Asymmetric upwarp of the asthenosphere beneath the Baikal rift zone, Siberia [Текст] / S. Gao, P. M. Davis, H. Liu et al. // *J Geoph. Res.* – 1994. – V.99. – P. 15319 – 15330.
100. Gret A. Time-lapse monitoring of rock properties with coda wave interferometry / A. Gret, R. Snieder, J. Scales // *Journal of geophysical research*, VOL. 111, B03305, doi:10.1029/2004JB003354, 2006.
101. Gusev A. A. Vertical profile of turbidity and coda Q // *Geophysical Journal International*. – 1995. – T. 123. – №. 3. – C. 665-672.
102. Fehler M. Numerical basis of the separation of scattering and intrinsic absorption from full seismogram envelope. A monte-carlo simulation of multiple isotropic scattering // *Papers in meteorology and Geophysics*. – 1991. – T. 42. – №. 2. – C. 65-91.
103. Fehler M., Hoshihara M., Sato H., Obara K. Separation of scattering and intrinsic attenuation for the Kanto-Tokai region, Japan, using measurements of S-wave energy versus hypocentral distance // *Geophysical Journal International*. – 1992. – T. 108. – №. 3. – C. 787-800.

104. Hatzidimitriou P. M. S-wave attenuation in the crust in northern Greece //Bulletin of the Seismological Society of America. – 1995. – T. 85. – №. 5. – C. 1381-1387.
105. Havskov J., Ottemoller L. SEISAN earthquake analysis software //Seismological Research Letters. – 1999. – T. 70. – №. 5. – C. 532-534.
106. Havskov J., Ottemoller L. Routine data processing in earthquake seismology: with sample data, exercises and software. – Springer Science & Business Media, 2010.
107. Havskov J., Sørensen M. B., Vales D., Özyazıcıoğlu M., Sánchez G., Li B. Coda Q in different tectonic areas, influence of processing parameters //Bulletin of the Seismological Society of America. – 2016. – T. 106. – №. 3. – C. 956-970.
108. Hutchinson D. R., Golmshtok A. J., Zonenshain L. P., Moore T. C., Scholz C. A., Klitgord K. D. Depositional and tectonic framework of the rift basins of Lake Baikal from multichannel seismic data //Geology. – 1992. – T. 20. – №. 7. – C. 589-592.
109. Kennett B. L. N., Engdahl E. R., Buland R. Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes //Geophysical Journal International. – 1995. – T. 122. – №. 1. – C. 108-124.
110. Kramer, S. L., 1996, Geotechnical Earthquake Engineering, Prentice-Hall, New Jersey.
111. Kramer S. L., Stewart J. P. Geotechnical aspects of seismic hazards (Chapter 4) //2004. – 2004. – C. 4-1.
112. Koulakov I., Bindi D., Parolai S., Grosser H., Milkereit C. Distribution of seismic velocities and attenuation in the crust beneath the North Anatolian Fault (Turkey) from local earthquake tomography //Bulletin of the Seismological Society of America. – 2010. – T. 100. – №. 1. – C. 207-224.
113. Kumar N., Parvez I. A., Virk H. S. Estimation of coda wave attenuation for NW Himalayan region using local earthquakes //Physics of the earth and planetary interiors. – 2005. – T. 151. – №. 3-4. – C. 243-258.

114. Lee M. W., Agena W. F., Hutchinson D. R. Amplitude blanking in seismic profiles from Lake Baikal // *Marine and petroleum geology*. – 1996. – T. 13. – №. 5. – C. 549-563.
115. Leyton F., Koper K. D. Using PKiKP coda to determine inner core structure: 2. Determination of QC // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2007. – T. 112. – №. B5.
116. Liner C. *Elements of Seismic Dispersion: A Somewhat Practical Guide to Frequency-Dependent Phenomena: Distinguished Instructor Series* / C. Liner. – Society of Exploration Geophysicists, 2012. – 184 P.
117. Mitchell B. J. Regional variation and frequency dependence of  $Q\beta$  in the crust of the United States // *Bulletin of the Seismological Society of America*. – 1981. – T. 71. – №. 5. – C. 1531-1538.
118. Mitchell B. J. et al. Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to crustal evolution // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 1997. – T. 102. – №. B10. – C. 22767-22779.
119. Mitchell B. J., Cong L., Ekström G. A continent-wide map of 1-Hz Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to lithospheric evolution // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. – 2008. – T. 113. – №. B4.
120. Nielsen C. A., Thybo H. J., Jensen M. M., Ross A., Suvorov V. D., Emanov A.F., Gazcynski E. Rifting processes in the centre of Siberia revealed by BEST (Baikal Explosion Seismic Transects) // *American Geophysical Union (AGU)*. – 2003. – C. S21F-0400.
121. Pavlenkova G. A., Pavlenkova N. I. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // *Tectonophysics*. – 2006. – T. 416. – №. 1-4. – C. 33-52.
122. Predein P. A., Dobrynina A. A., Tubanov T. A., German E. I. CodaNorm: A software package for the body-wave attenuation calculation by the coda-normalization method // *SoftwareX*. – 2017. – T. 6. – C. 30-35.
123. Pulli, J. J. Attenuation of coda waves in New England / J. J. Pulli // *Bull. Sesim. Soc. Amer.*, 1984. V. 74. P. 1149–1166.

124. Radziminovich N. A., Miroshnichenko A. I., Zuev F. L. Magnitude of completeness, b-value, and spatial correlation dimension of earthquakes in the South Baikal Basin, Baikal Rift System //Tectonophysics. – 2019. – T. 759. – C. 44-57.
125. Rautian T. G., Khalturin V. I. The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum //Bulletin of the Seismological Society of America. – 1978. – T. 68. – №. 4. – C. 923-948.
126. Saito T., Sato H., Ohtake M. Envelope broadening of spherically outgoing waves in three-dimensional random media having power law spectra //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2002. – T. 107. – №. B5. – C. ESE 3-1-ESE 3-15.
127. Sato H., Fehler M. Energy propagation including scattering effects single isotropic scattering approximation //Journal of Physics of the Earth. – 1977. – T. 25. – №. 1. – C. 27-41.
128. Sato H. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth / Berlin: Springer, 1998. 308 p.
129. Sato H., Fehler M. C. Attenuation of high-frequency seismic waves //Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth. – Springer, Berlin, Heidelberg, 2009. – C. 109-148.
130. Sato H., Fehler M. C., Maeda T. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth. – Berlin : Springer, 2012. – T. 496.
131. Sens-Schönfelder C., Wegler U. Radiative transfer theory for estimation of the seismic moment //Geophysical Journal International. – 2006. – T. 167. – №. 3. – C. 1363-1372.
132. Scheimer J., Landers T. E. Short period coda of a local event at LASA, Seismic Discrimination //Semiannual Tech. Sum. – 1974. – T. 42.
133. Sherman, S.I., 1992. Faults and tectonic stresses of the Baikal Rift zone. Tectonophysics 208, 297–307
134. Solomon S. C., Nafi Toksöz M. Lateral variation of attenuation of P and S waves beneath the United States //Bulletin of the Seismological Society of America. – 1970. – T. 60. – №. 3. – C. 819-838.

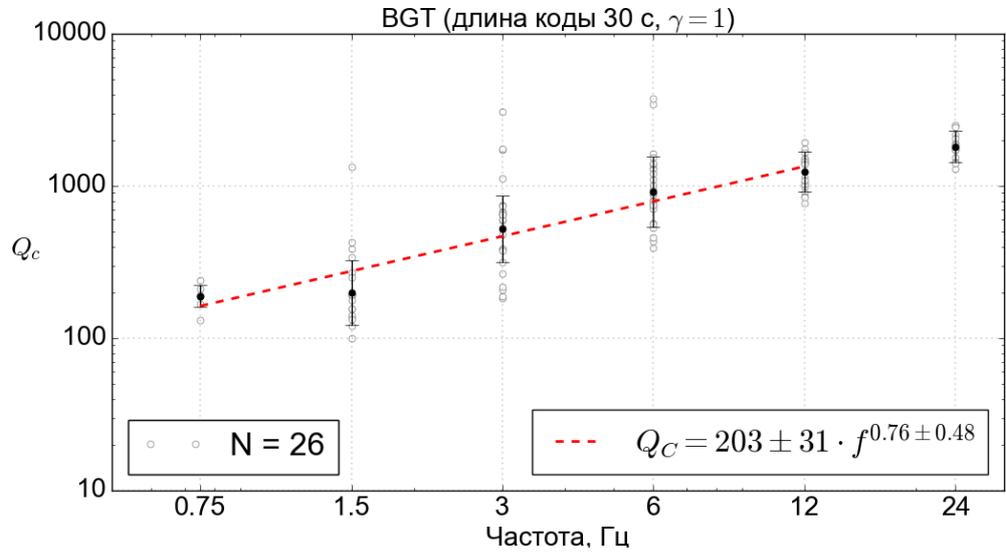
135. Ten Brink U. S., Taylor M. H. Crustal structure of central Lake Baikal: Insights into intracontinental rifting //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 2002. – T. 107. – №. B7. – C. ETG 2-1-ETG 2-15.
136. Tuvè T., Bianco F., Ibáñez J., Patanè D., Del Pezzo E., Bottari A. Attenuation study in the Straits of Messina area (southern Italy) //Tectonophysics. – 2006. – T. 421. – №. 3-4. – C. 173-185.
137. Thybo H., Nielsen C. A., Perchuc E., Jensen M., Ross A., Gazcynski E., Tatkov G.I. Baikal explosion seismic transects (BEST) //Geophysical Research Abstracts. – 2004. – T. 6. – C. A-05574.
138. Venkataraman A., Rivera L., Kanamori H. Radiated energy from the 16 October 1999 Hector Mine earthquake: regional and teleseismic estimates //Bulletin of the Seismological Society of America. – 2002. – T. 92. – №. 4. – C. 1256-1265.
139. Wennerberg L. Multiple-scattering interpretations of coda-Q measurements //Bulletin of the Seismological Society of America. – 1993. – T. 83. – №. 1. – C. 279-290.
140. Zeng Y., Su F., Aki K. Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium: 1. Theory //Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1991. – T. 96. – №. B1. – C. 607-619.
141. Herrmann R. B., Kijko A. Short-period Lg magnitudes: instrument, attenuation, and source effects //Bulletin of the Seismological Society of America. – 1983. – T. 73. – №. 6A. – C. 1835-1850.
142. Yoshimoto K., Sato H., Ohtake M. Frequency-dependent attenuation of P and S waves in the Kanto area, Japan, based on the coda-normalization method //Geophysical Journal International. – 1993. – T. 114. – №. 1. – C. 165-174.
143. Wu Q., Chapman M., Beale J., Shamsalsadati S. Near-source geometrical spreading in the central Virginia seismic zone determined from the aftershocks of the 2011 Mineral, Virginia, earthquake //Bulletin of the Seismological Society of America. – 2016. – T. 106. – №. 3. – C. 943-955.

# ПРИЛОЖЕНИЯ

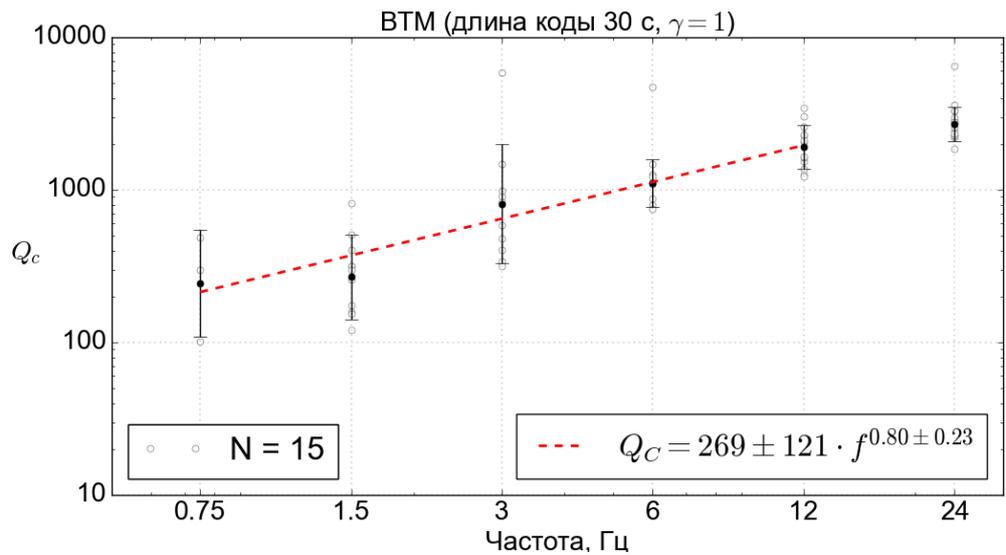
## Приложение 1. Добротность по коде ( $Q_C$ ) локальных землетрясений

Длина коды 20 с

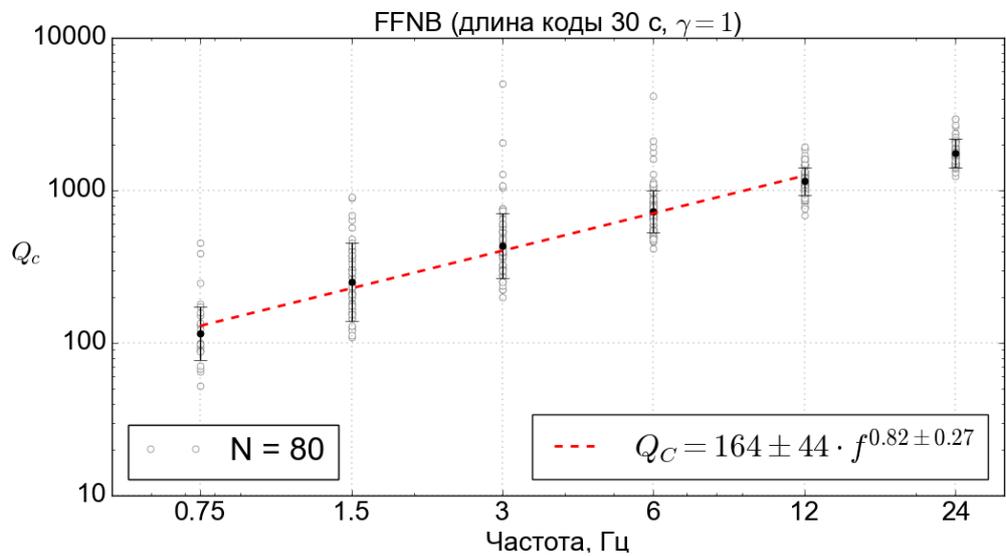
BGT



BTM

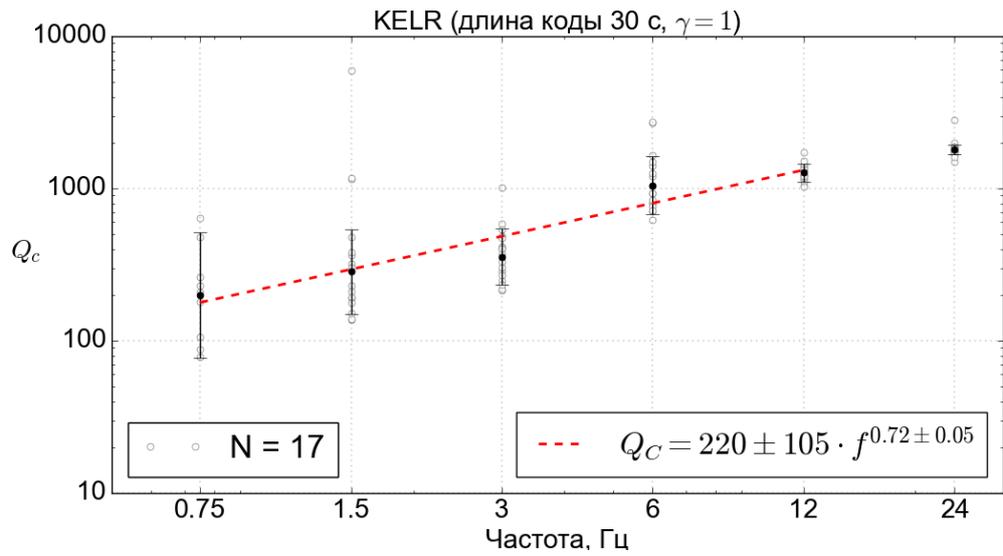


FFNB

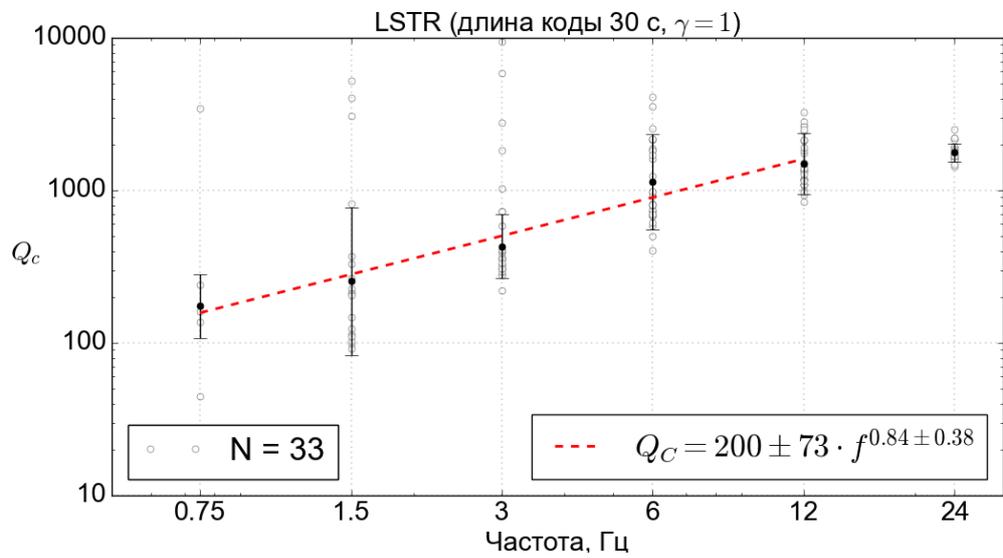


Длина коды 20 с

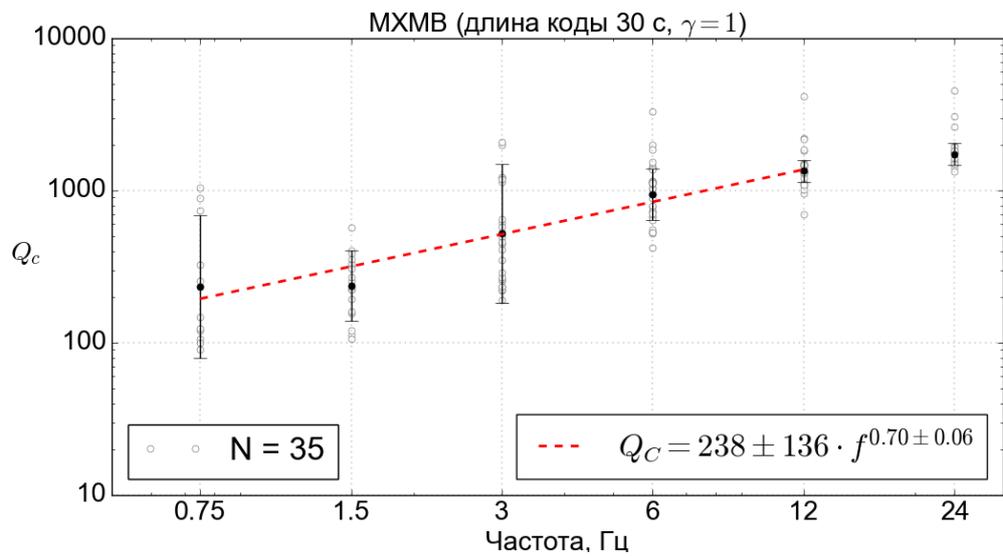
KELR



LSTR

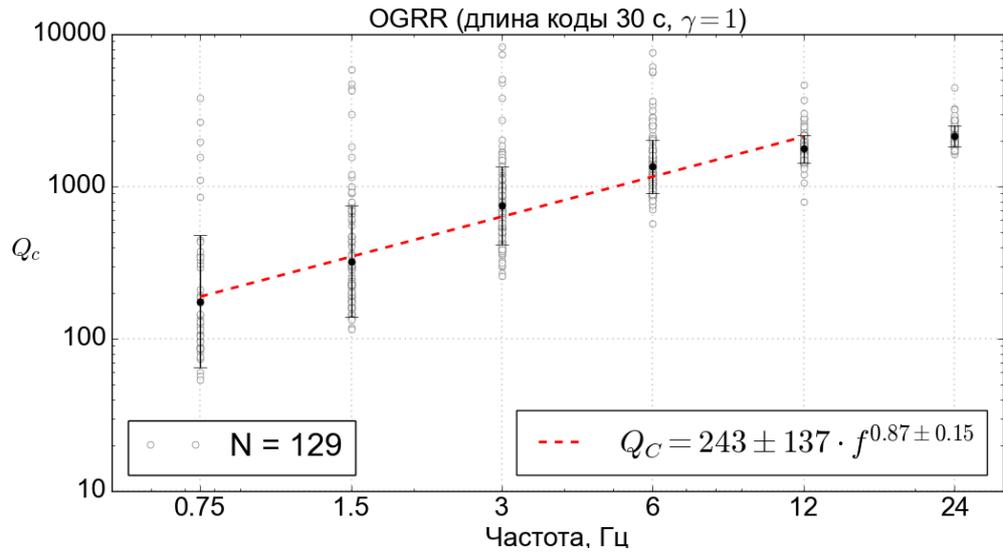


MXMB

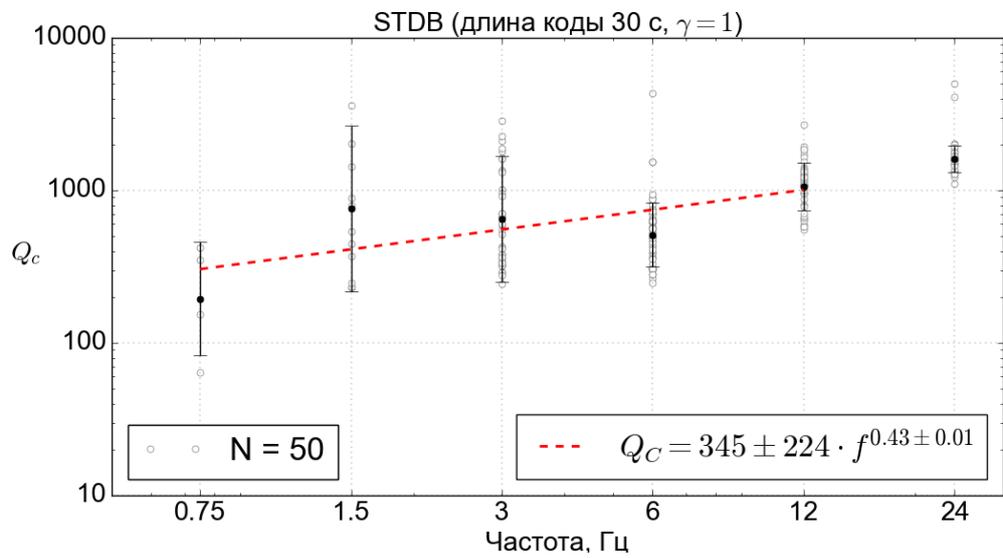


Длина коды 20 с

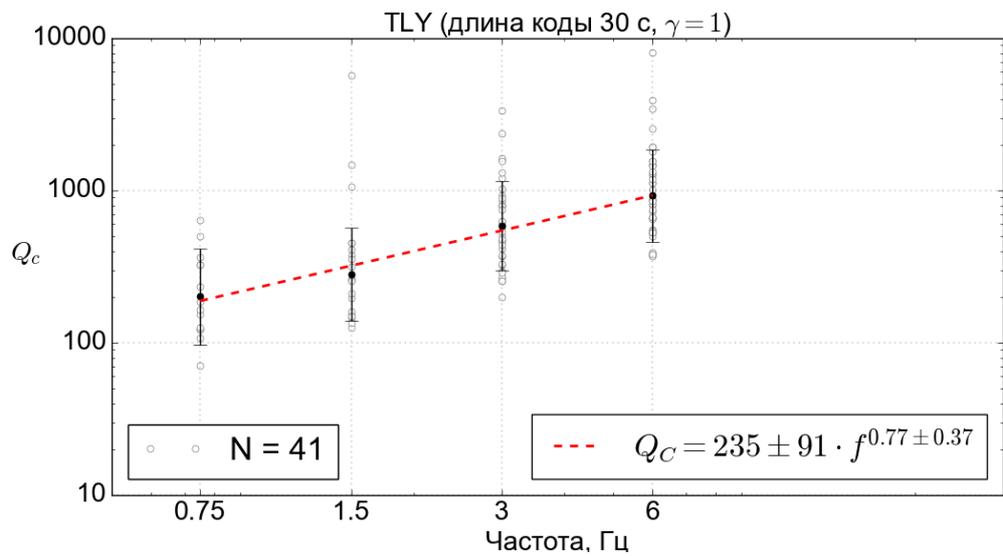
OGRR



STDB

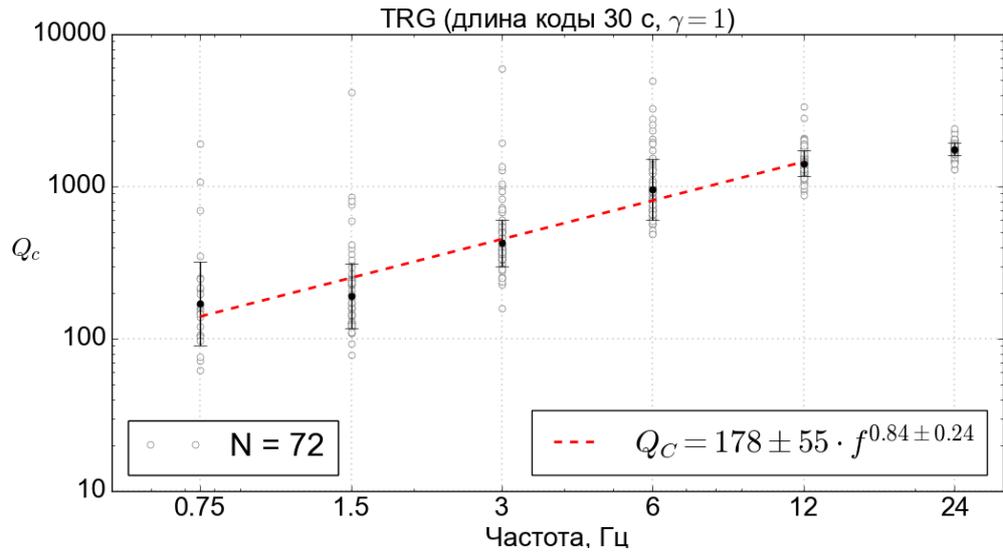


TLY

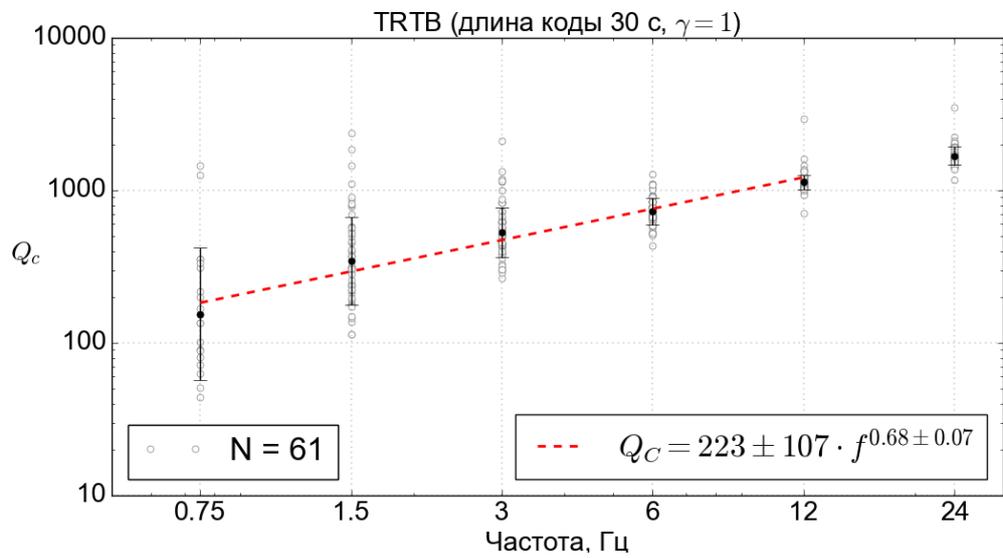


# Длина коды 20 с

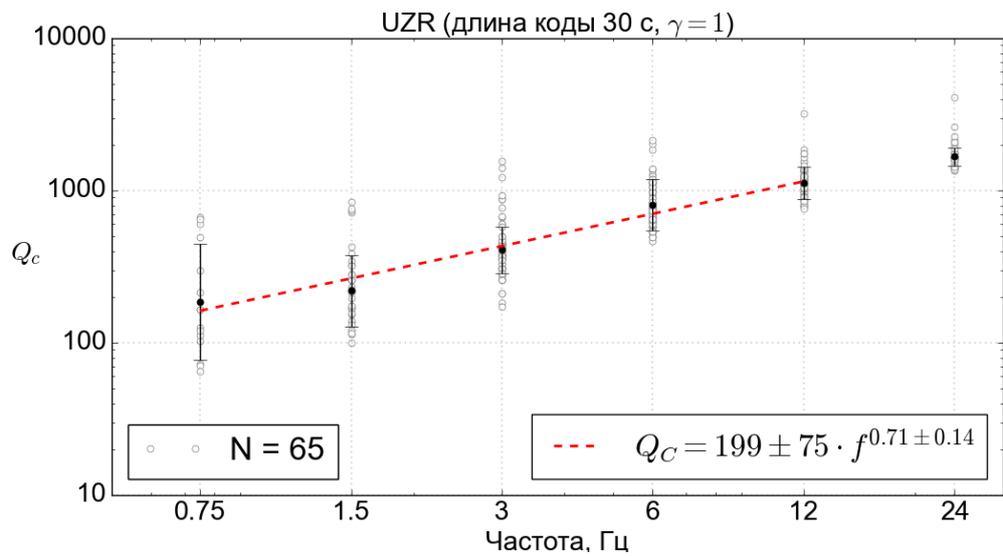
TRG



TRTB

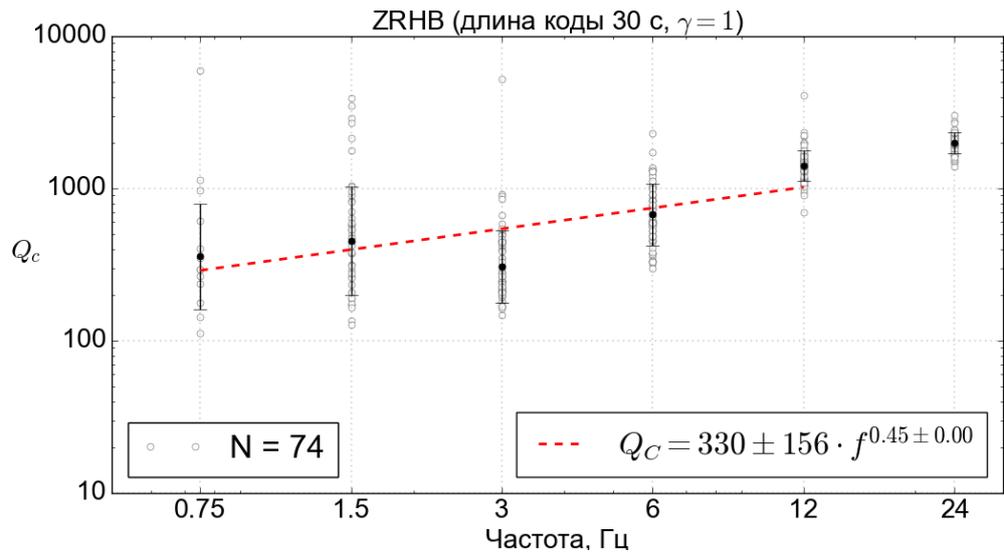


UZR



# Длина коды 20 с

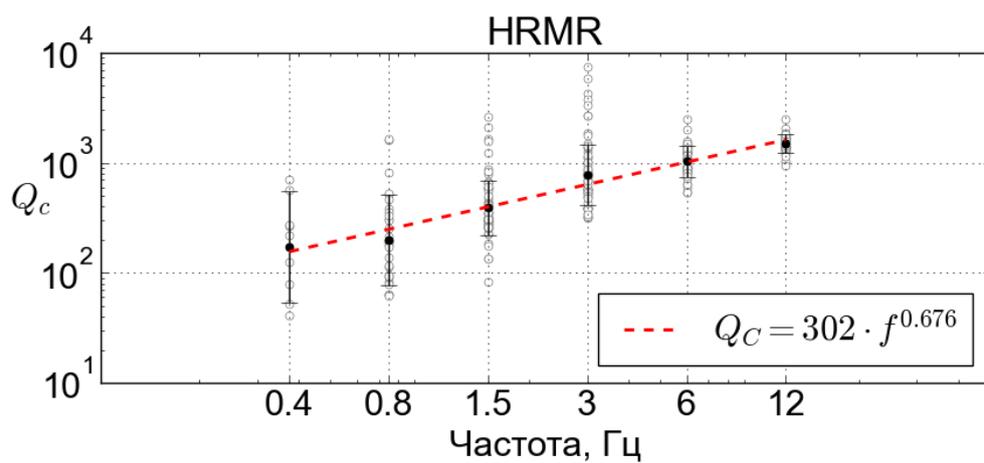
ZRNB



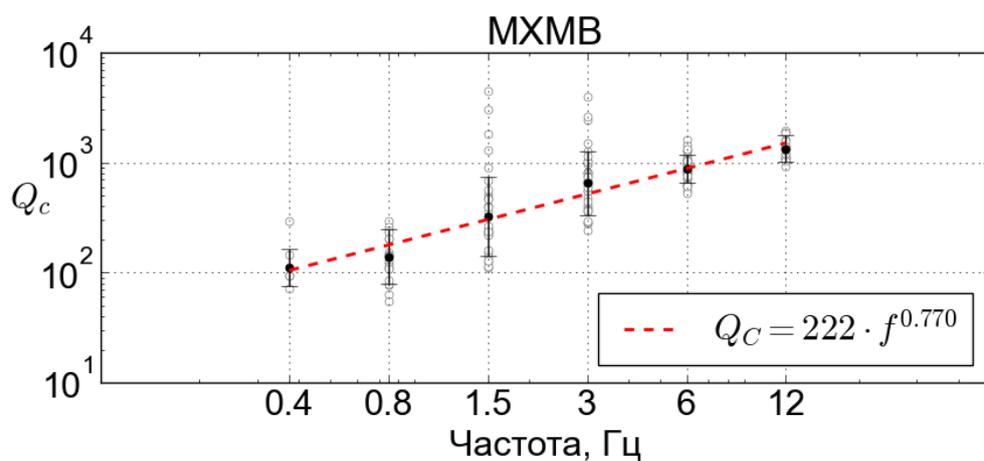
Приложение 2. Добротность по коде ( $Q_C$ ) региональных землетрясений

Длина коды 30 с

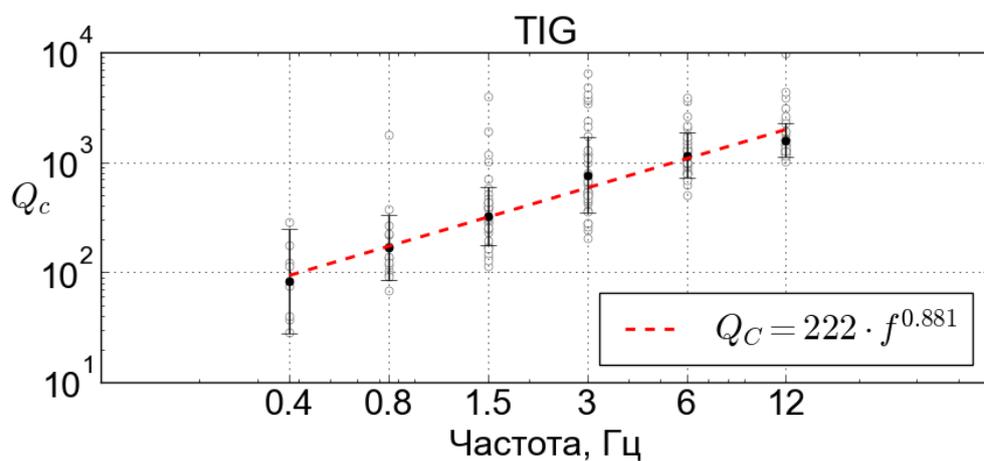
HRMR



MXMB

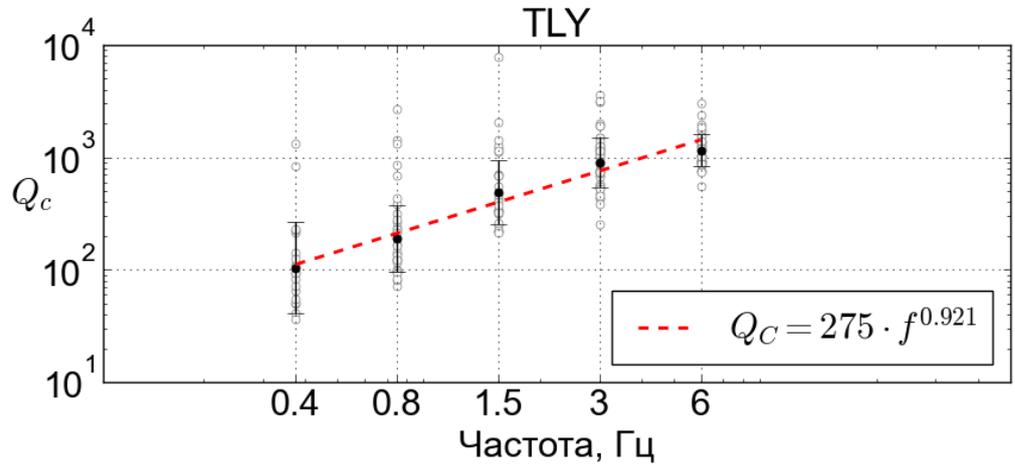


TRG

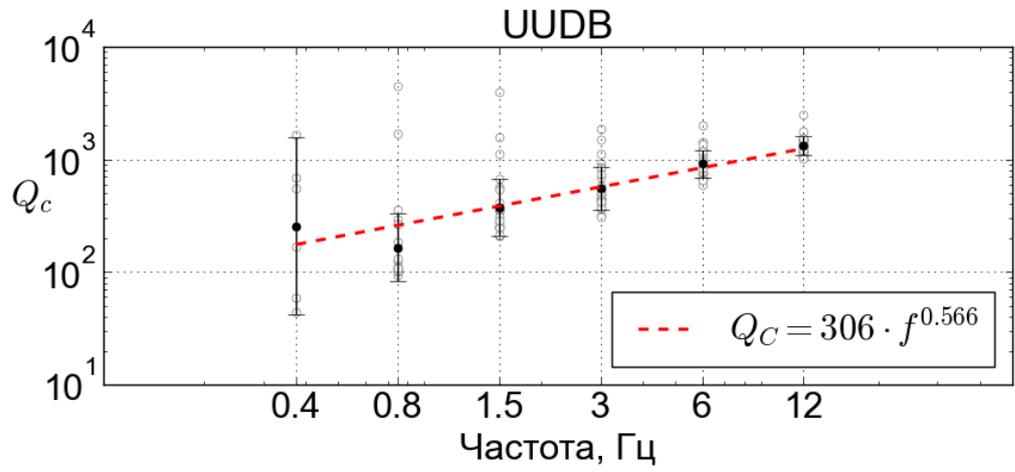


Длина коды 30 с

TLY



UUDB

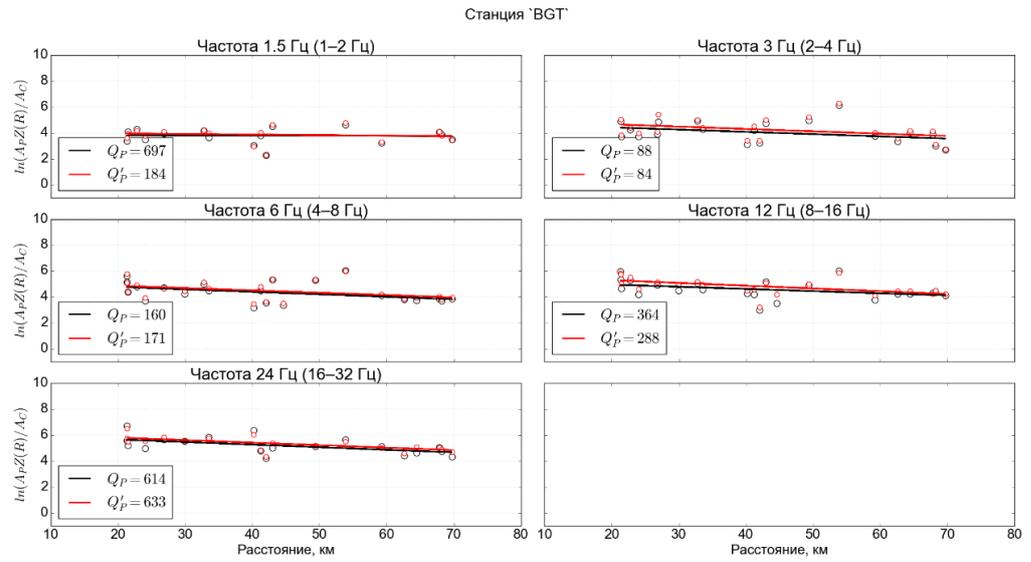


Приложение 3. Метод нормализации коды, локальные землетрясения ( $Q_P$ )

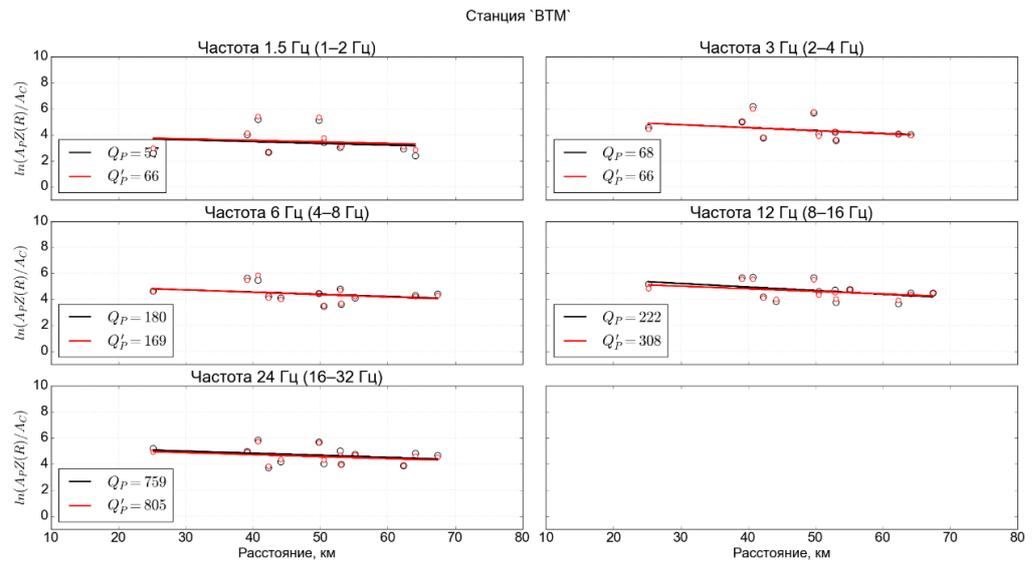
Станция

Зависимость  $\log\left(\frac{A_P(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

BGT



BTM

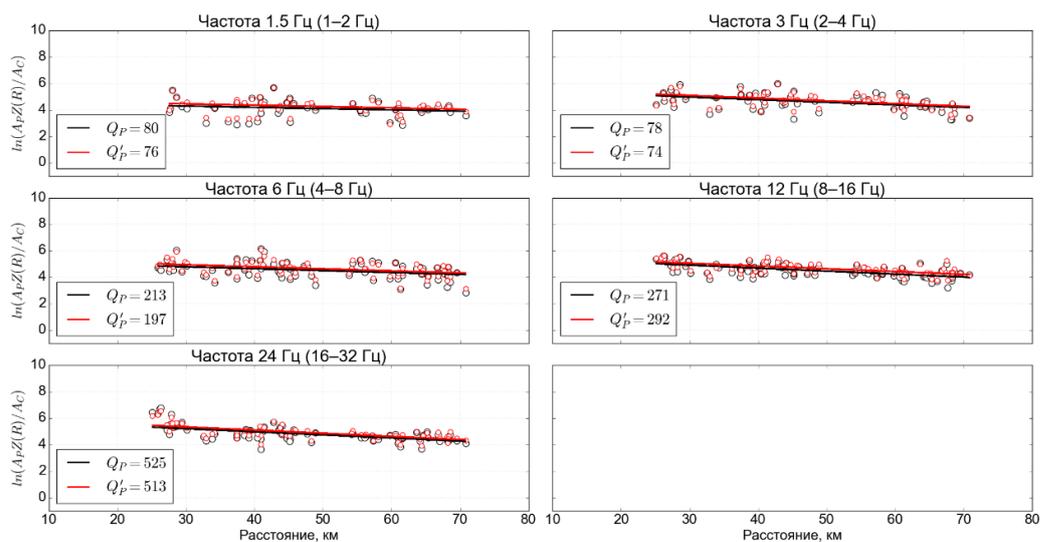


# Станция

# Зависимость $\log\left(\frac{A_P(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

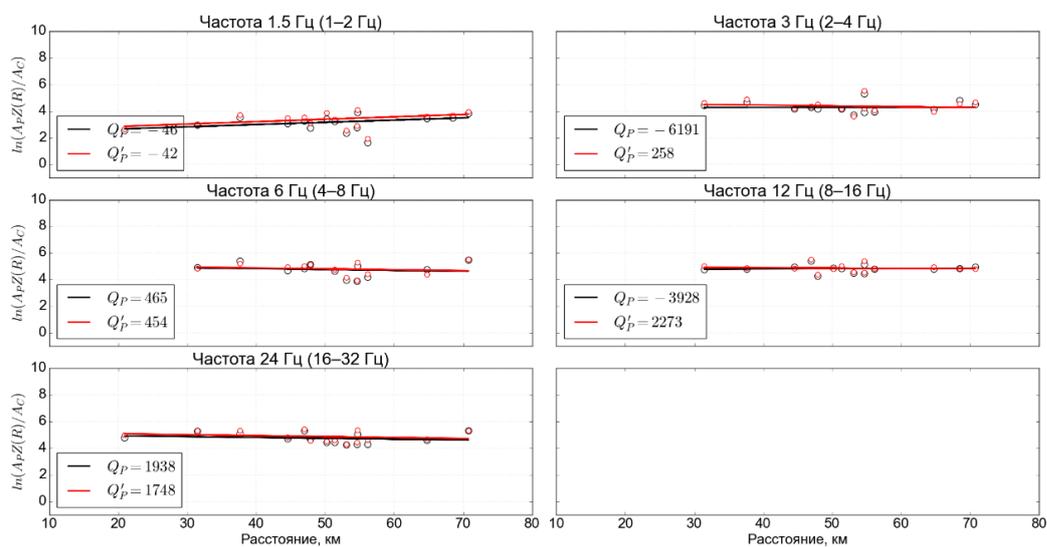
## FFNB

Станция 'FFNB'



## KELR

Станция 'KELR'

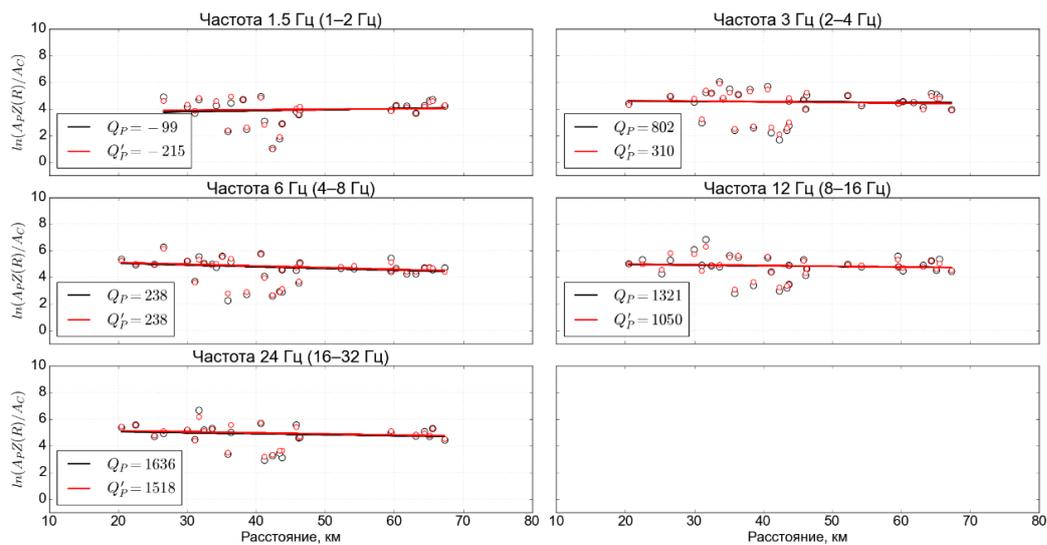


# Станция

# Зависимость $\log\left(\frac{A_P(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

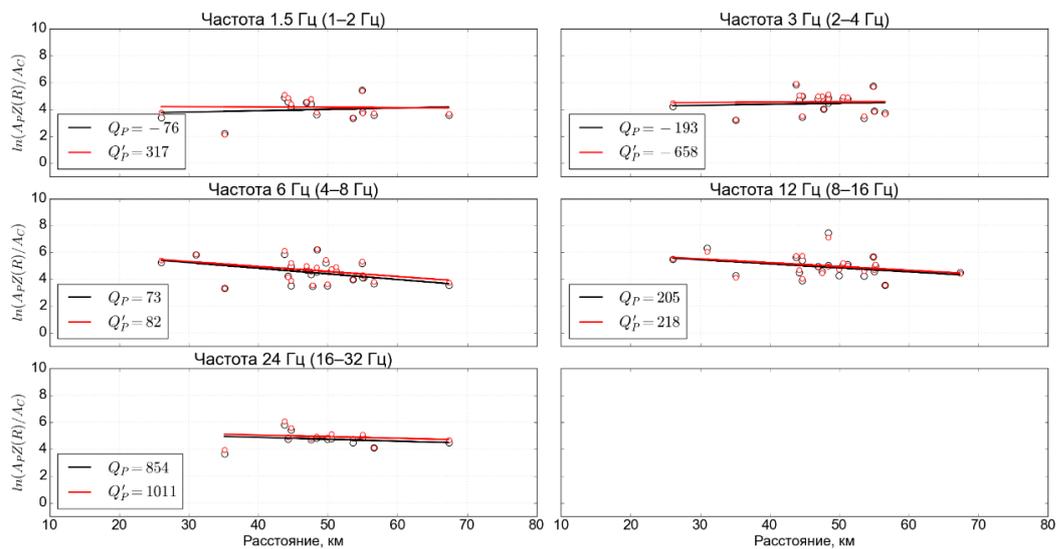
## LSTR

Станция 'LSTR'



## MXMB

Станция 'MXMB'

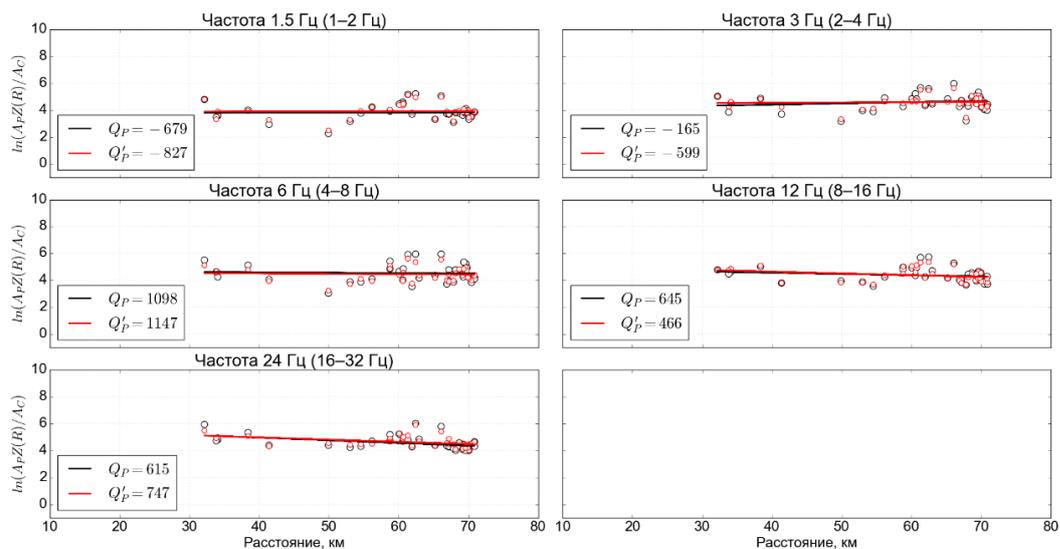


# Станция

# Зависимость $\log\left(\frac{A_P(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

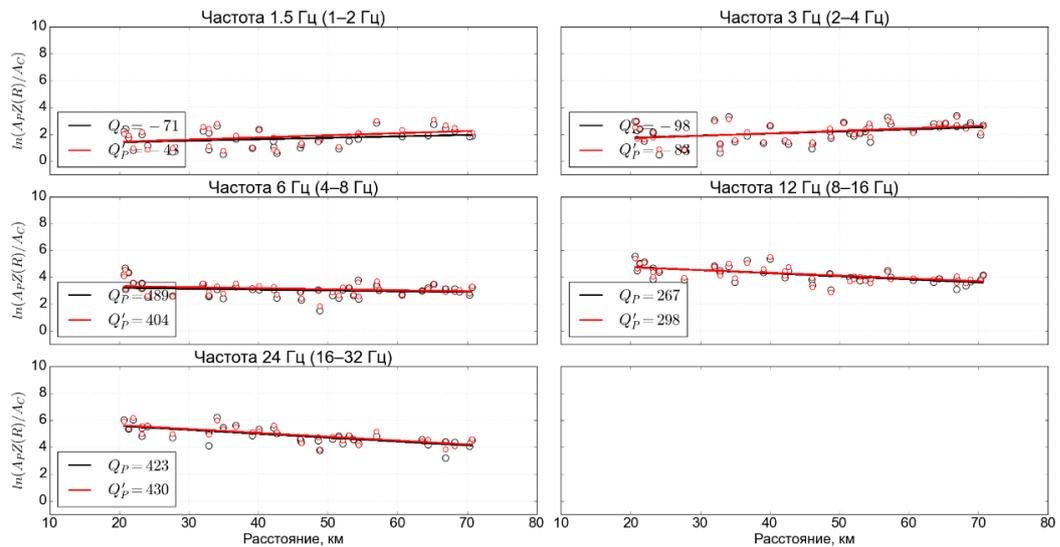
## OGRR

Станция 'OGRR'



## STDB

Станция 'STDB'

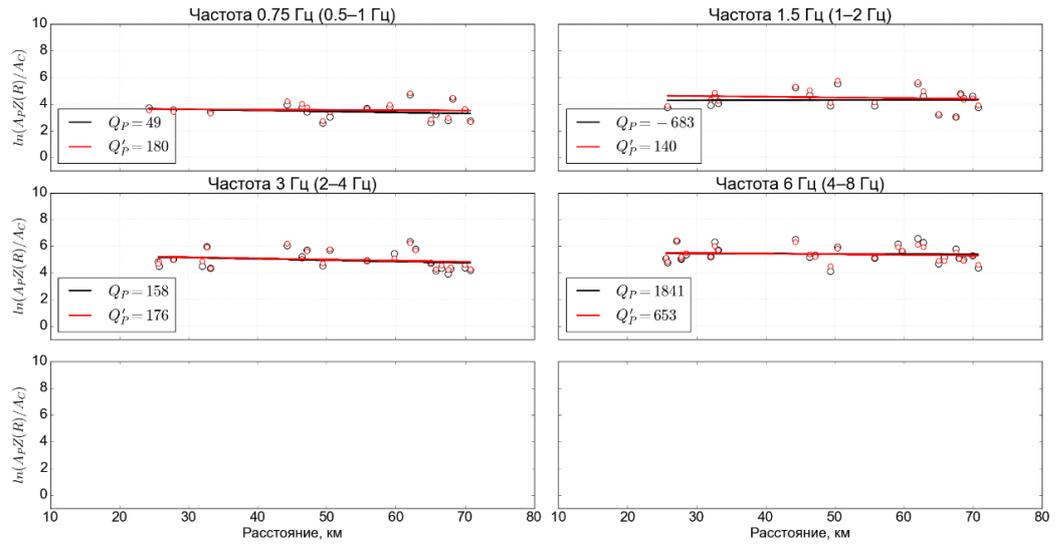


# Станция

# Зависимость $\log\left(\frac{A_P(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

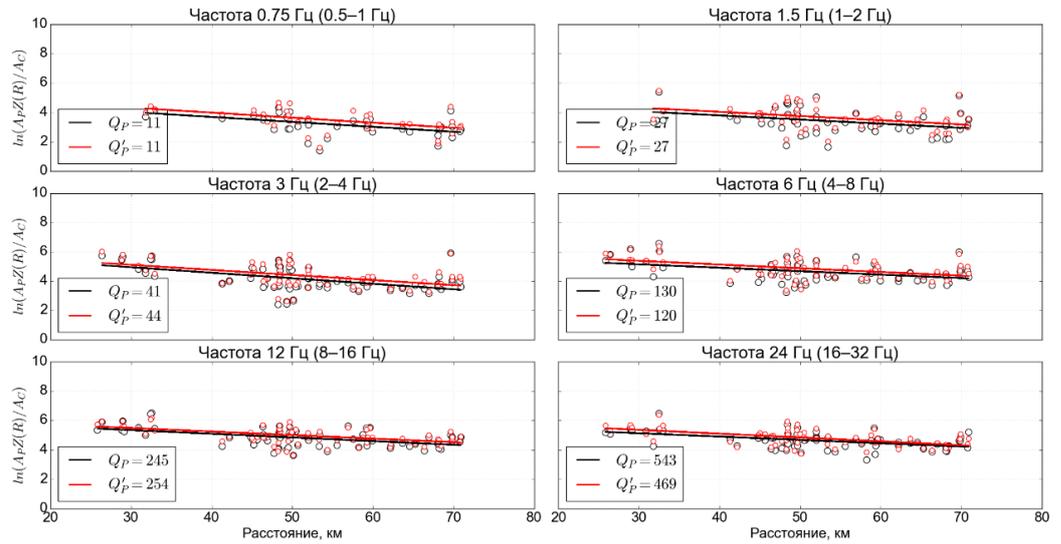
ТЛУ

Станция 'ТЛУ'



TRG

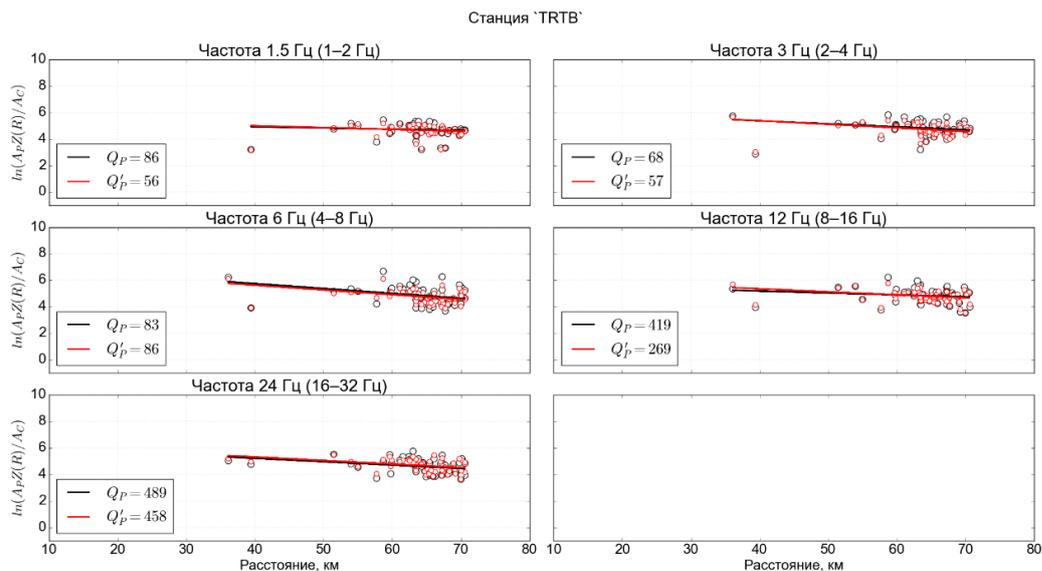
Станция 'TRG'



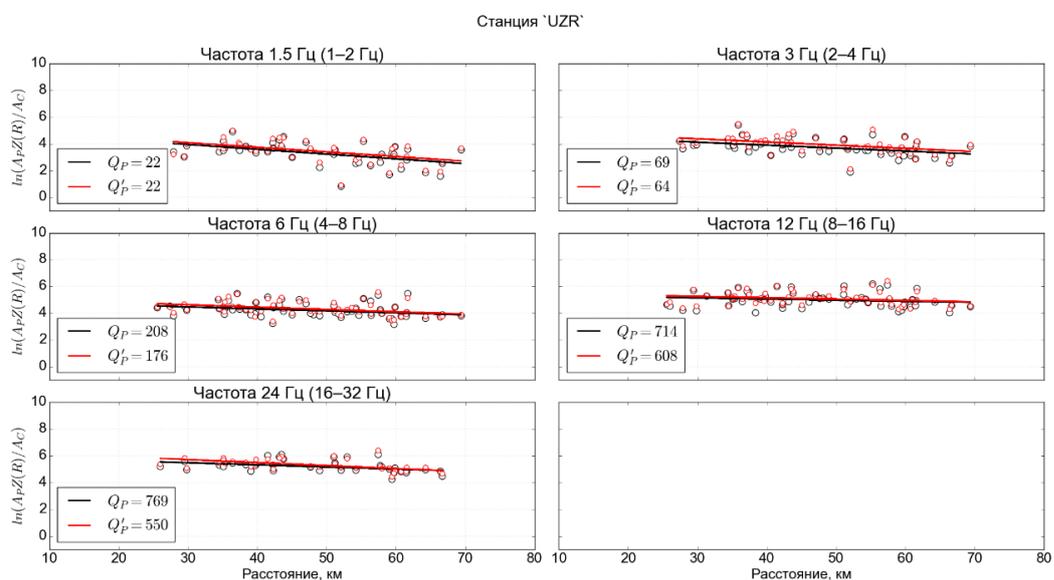
# Станция

# Зависимость $\log\left(\frac{A_P(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

## TRTB



## UZR

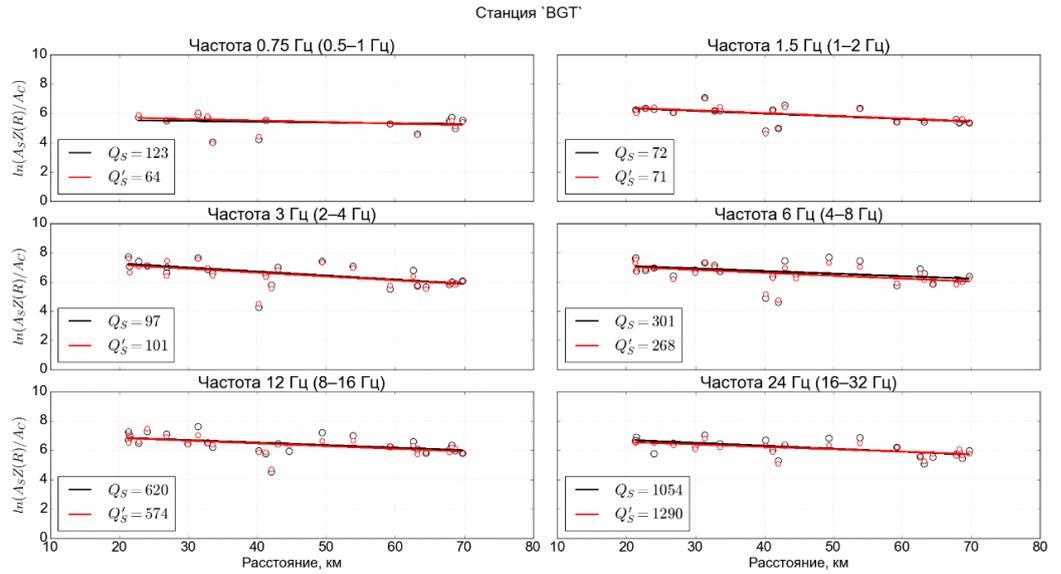


Приложение 4. Метод нормализации коды, локальные землетрясения ( $Q_s$ )

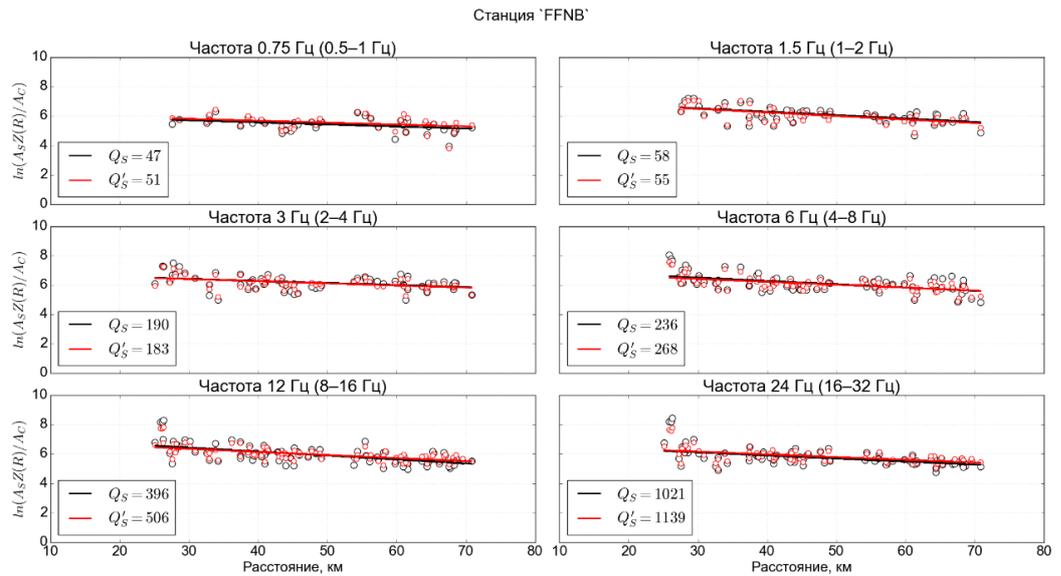
Станция

Зависимость  $\log\left(\frac{A_S(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

BGT



ВТМ

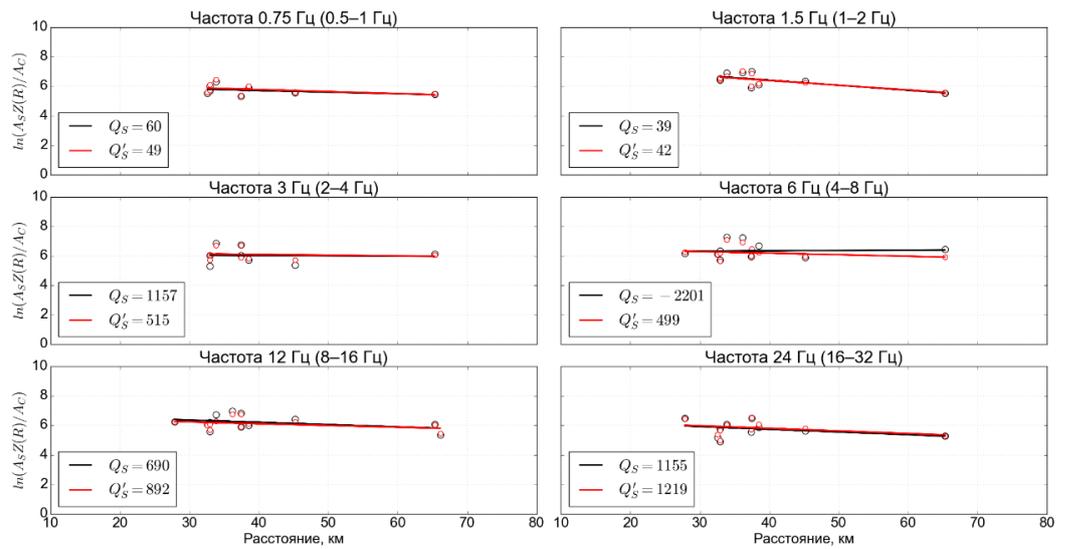


# Станция

# Зависимость $\log\left(\frac{A_S(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

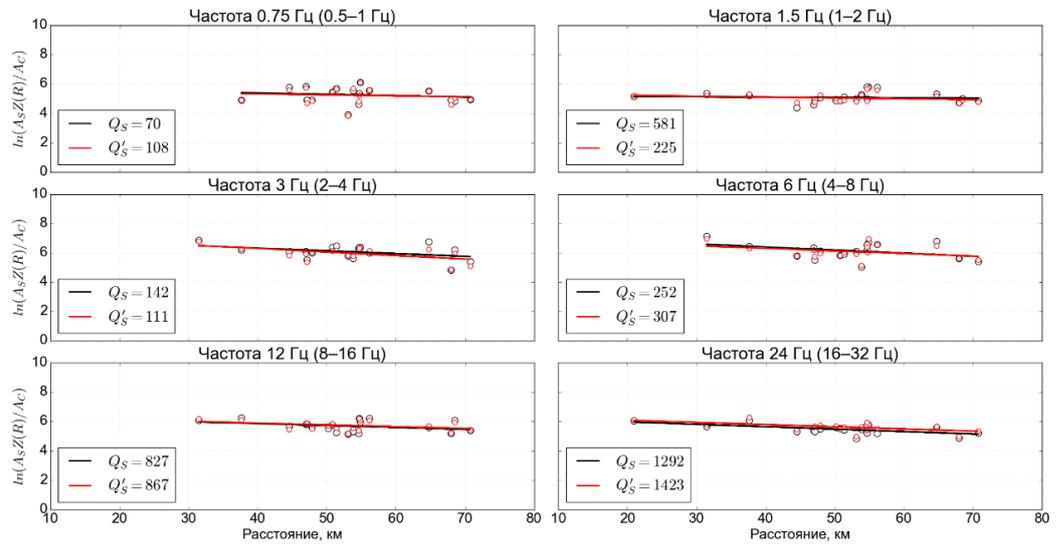
## FFNB

Станция 'FFNB'



## KELR

Станция 'KELR'

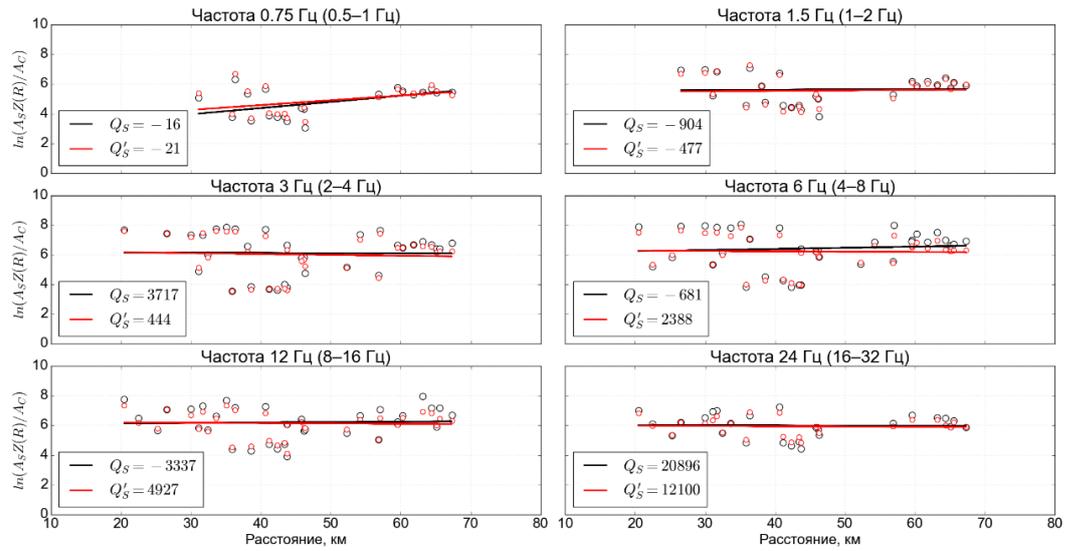


# Станция

# Зависимость $\log\left(\frac{A_S(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

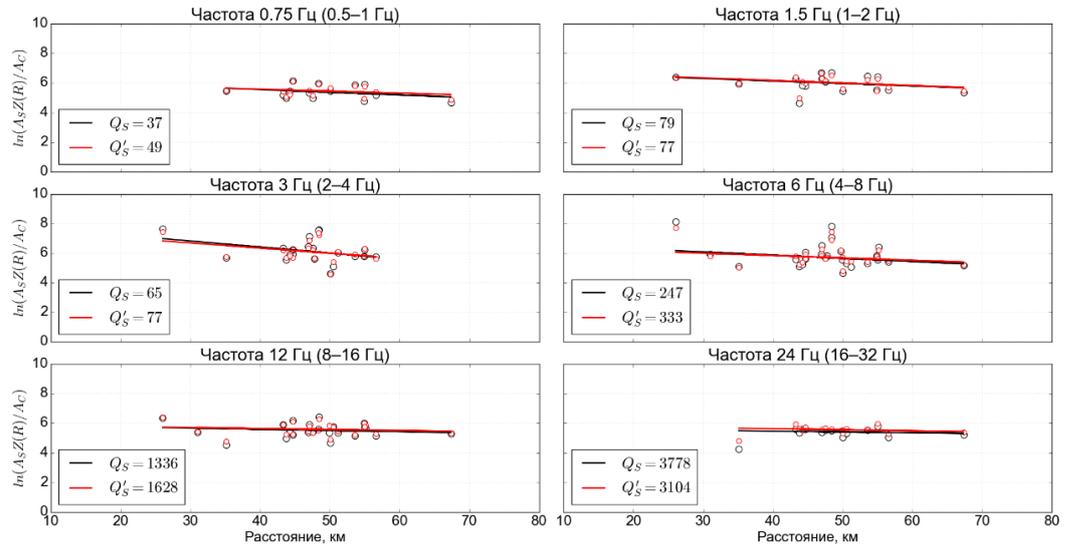
## LSTR

Станция 'LSTR'



## MXMB

Станция 'MXMB'

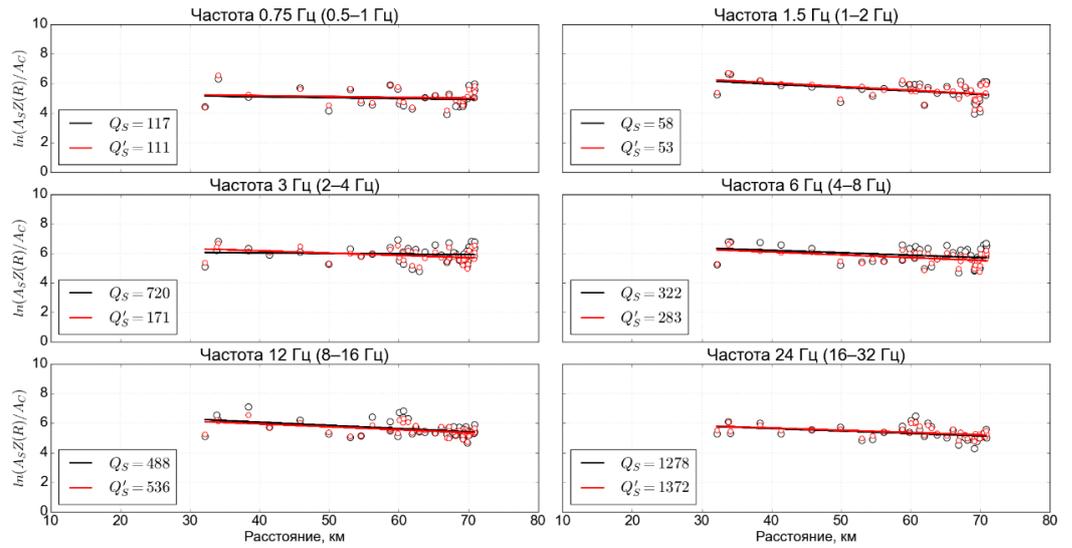


# Станция

# Зависимость $\log\left(\frac{A_S(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

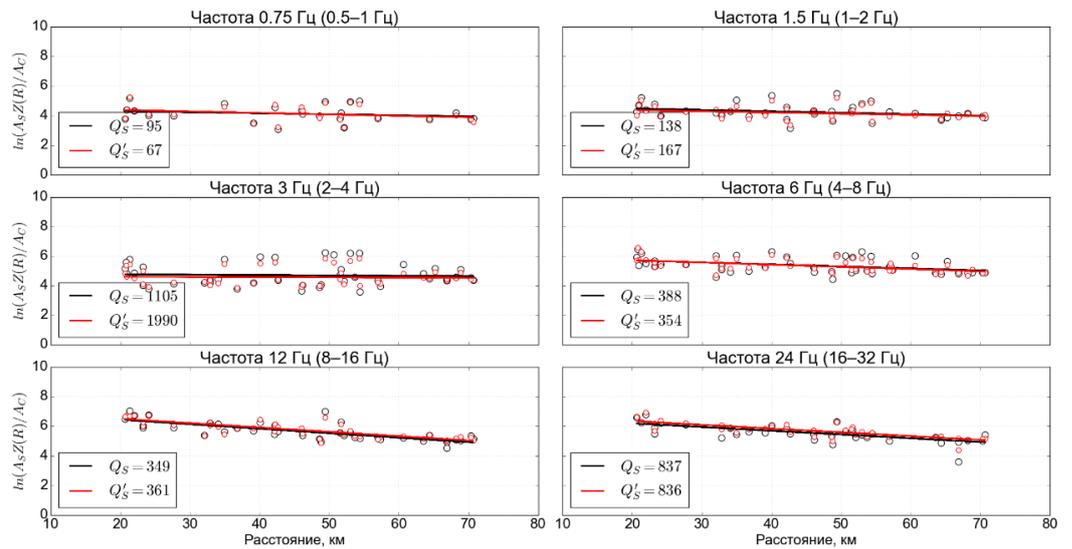
## OGRR

Станция 'OGRR'



## STDB

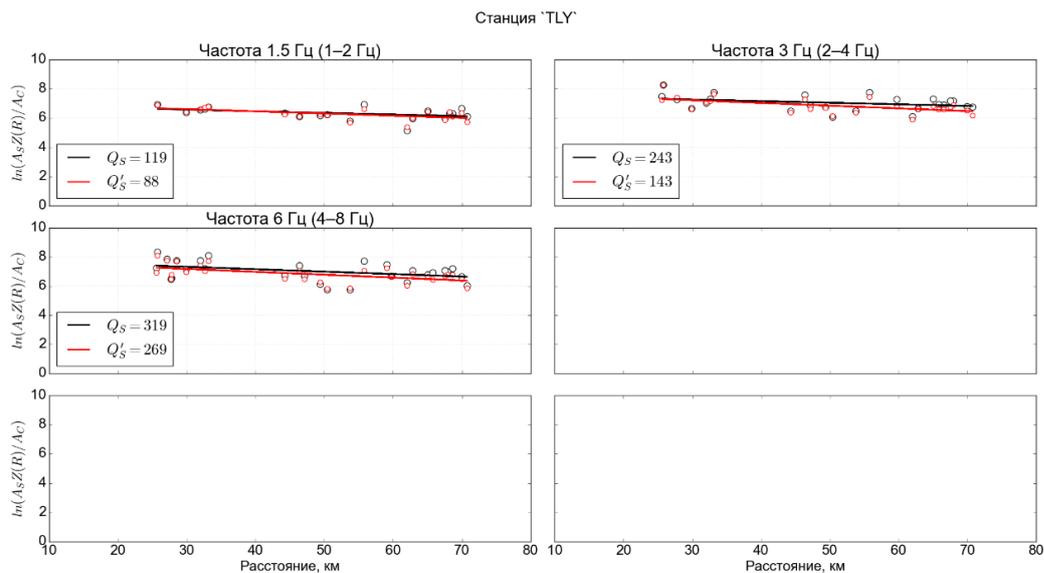
Станция 'STDB'



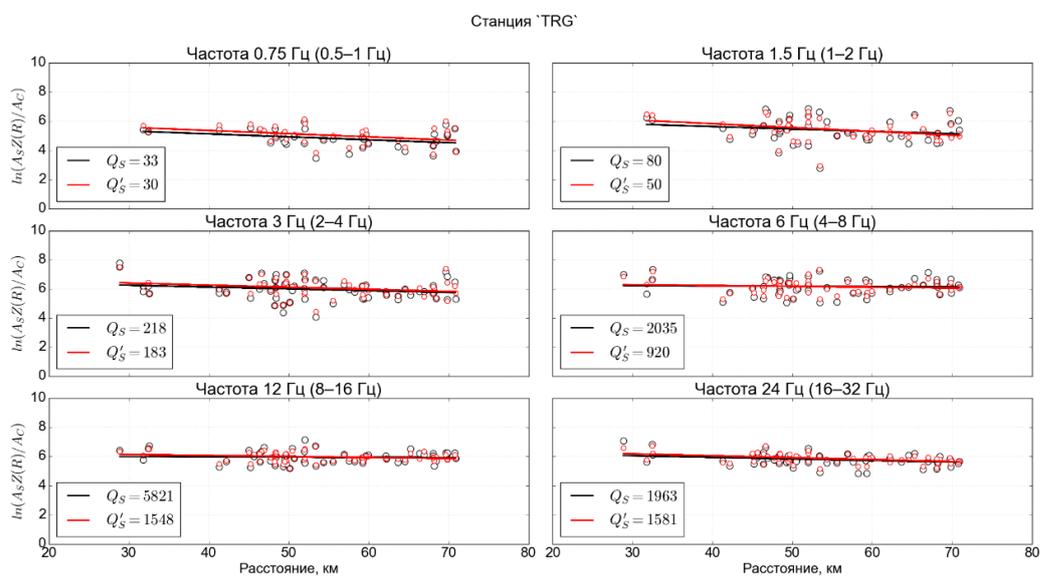
# Станция

# Зависимость $\log\left(\frac{A_S(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

## TLY



## TRG

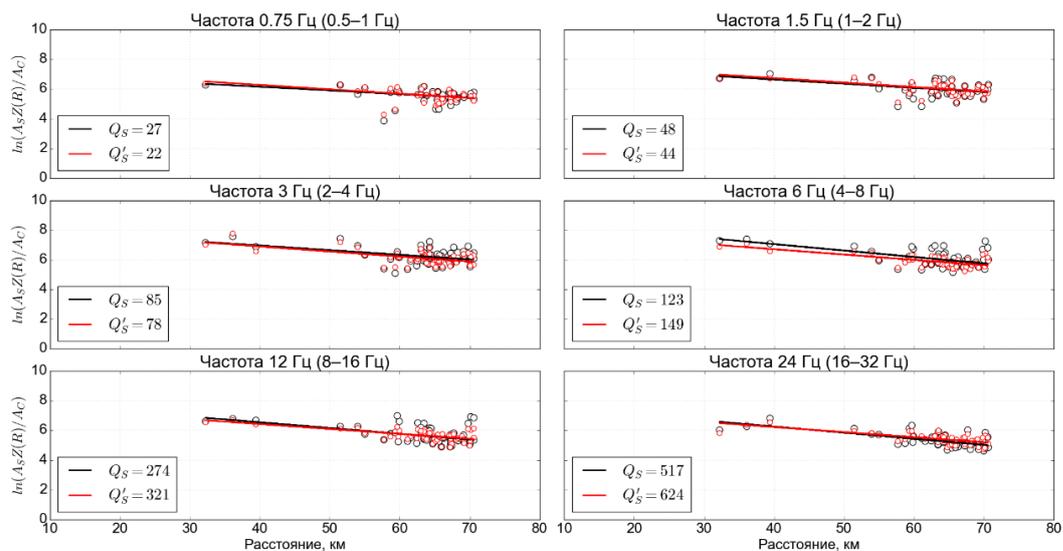


# Станция

# Зависимость $\log\left(\frac{A_S(f) \cdot r^\alpha}{A_C(f)}\right)$

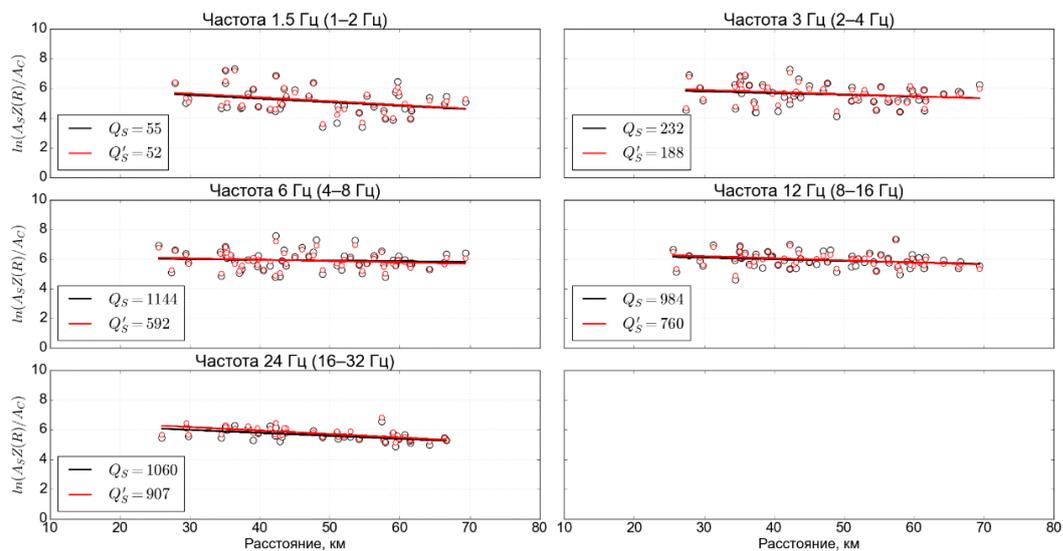
## TRTB

Станция 'TRTB'



## UZR

Станция 'UZR'



Приложение 5. Метод нормализации коды, региональные землетрясения ( $Q_S$ )

HRMR

