

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

На правах рукописи

Король Светлана Александровна

**ВАРИАЦИИ АМПЛИТУДНО-ЧАСТОТНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК
МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ В ЗЕМНОЙ КОРЕ
БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА В СВЯЗИ С ПРИРОДНЫМИ И
ТЕХНОГЕННЫМИ ФАКТОРАМИ**

Диссертация на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Специальность 1.6.9 – «Геофизика»

Научный руководитель:
кандидат физико-математических наук
Добрынина Анна Александровна

ИРКУТСК 2025

Оглавление

ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА 1. ПРИРОДА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ	11
1.1. Природные микросейсмические шумы	16
1.2. Техногенные микросейсмические шумы	23
1.3. Исследование микросейсм в Байкальском регионе	25
ГЛАВА 2. РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ	29
2.1. Тектоника, глубинное строение и сейсмичность Байкальского региона	29
2.2. Сеть сейсмических станций БРС	37
2.3. Определение амплитудно-частотных характеристик верхней части разреза	42
ГЛАВА 3. СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ	47
3.1. Данные и методика	47
3.2. Результаты	49
ГЛАВА 4. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА УРОВЕНЬ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ	58
4.1. Методика и данные	60
4.2. Результаты	65
4.3. Низкочастотные вариации микросейсмических шумов перед сильным землетрясением	69
4.4. Связь микросейсмических аномалий с деформациями горных пород	79
ГЛАВА 5. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПРОХОЖДЕНИЯ СЕЛЕЙ И ПАВОДКОВ НА УРОВЕНЬ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ	88
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	104
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	107
ПРИЛОЖЕНИЕ	123

ВВЕДЕНИЕ

Объектом исследования данной работы является поле микросейсмических шумов Байкальской рифтовой системы и его вариации в зависимости от эндогенных и экзогенных факторов.

Актуальность проблемы. Микросейсмические шумы – это важное природное явление, которое влияет на записи сейсмических событий (взрывов, землетрясений и пр.) и несет информацию о состоянии недр Земли, ее строении, а также о процессах подготовки сильных землетрясений. Микросейсмический шум (или микросейсмы) регистрируется в любой точке Земного шара и складывается из природных и техногенных шумов. В целом, по происхождению микросейсмы можно разделить на экзогенные (связанные с внешними источниками: приливные эффекты, ветер, деятельность человека) и эндогенные (обусловленные внутренними источниками: смещением блоков горных пород, процессами образования трещин в геологической среде, изменением структур за счет тектонических сил и деформирующих воздействий). В зависимости от положения и условий частотный состав и амплитуды микросейсмических шумов в разных точках могут очень сильно различаться, что делает их индикатором текущего состояния среды в конкретном месте.

Байкальский регион и окружающие его территории отличаются многообразием природных и техногенных факторов, влияющих на амплитудно-частотный состав микросейсмических шумов: здесь развита островная мерзлота, присутствуют резкие колебания зимних и летних температур, большое промерзание верхнего слоя в холодные периоды, а также крупные водоемы, включая оз. Байкал, долины крупных рек и пр. Также в регионе очень большая техногенная нагрузка: железнодорожные и автомобильные магистрали, искусственные водоемы (Иркутское и Братское водохранилища) и др.

В 1998–2003 гг. в Байкальском и Бурятском филиалах ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН» реализовался переход на цифровую регистрацию. Сейсмические станции были оборудованы короткопериодными приборами, которые предназначались для регистрации близких, местных и региональных землетрясений. Благодаря цифровой регистрирующей аппаратуре, которой оснащены сейсмостанции региона, стало возможным провести детальный анализ микросейсмических шумов в регионе, изучить амплитудно-частотный состав микросейсмических шумов и его временные вариации в связи с изменениями экзогенных и эндогенных условий.

Цель работы: выявить закономерностей вариаций микросейсмических шумов Байкальского региона в зависимости от эндогенных и экзогенных факторов.

Задача исследования заключается в определении амплитудно-частотных характеристик микросейсмических шумов для Байкальской рифтовой системы, установлении зависимости их вариаций от различных эндогенных и экзогенных проявлений.

Этапы выполнения:

1. Определение фоновых амплитудно-частотных характеристик микросейсмических шумов региона, их возможных сезонных вариаций.
2. Оценка влияния подготовки сильных и умеренных близких землетрясений на микросейсмический фон.
3. Оценка влияния прохождения паводков и селевых потоков на микросейсмический фон.

Фактический материал и методы исследований: в работе использовались цифровые записи землетрясений, селевых потоков, паводков и микросейсм, которые были получены сетью сейсмических станций БФ РАН и локальной сетью БуФ РАН.

В работе использовался ряд методов: метод спектральных отношений Накамуры [Nakamura, 1980], методы спектрального и спектрально-временного анализа.

Защищаемые положения:

1. Амплитудно-частотные характеристики микросейсмических шумов не являются стационарными и зависят от локальных условий в месте измерения. Сезонные вариации амплитудно-частотного состава микросейсмических колебаний связаны с промерзанием и оттаиванием грунтов. Суточные вариации микросейсмического поля могут быть связаны с волноприбойной деятельностью крупных водоемов и антропогенными факторами. Зоны близких крупных активных разломов проявляются в микросейсмических полях в виде узких локальных пиков в частотном диапазоне 5–15 Гц.

2. В ближней зоне (эпицентральные расстояния до 130 км) выявлены три типа эффектов в микросейсмических полях в диапазоне частот от 0,01 до 54 Гц, предшествующих близким землетрясениям и имеющих различную природу: тремороподобные смещения вблизи сейсмоактивных зон, отражающие срыв «зацепа» на плоскости разлома или короткие малоамплитудные проскальзывания крыльев разлома; повышение амплитуд и смена поляризации колебаний за несколько суток перед землетрясением, вызванные процессами перестройки среды и активизации медленных движений в зоне влияния основного разлома перед готовящимся событием; и понижение уровня колебаний за несколько часов до основного толчка, связанное с консолидацией среды в области готовящегося землетрясения.

3. Период селевой и паводковой активности сопровождается резким увеличением уровня микросейсмического фона. При прохождении селя наблюдается резкое изменение поляризационных свойств микросейсм, а также появление в спектре двух составляющих – высокочастотной (22–48

Гц), связанной с движением твердой фракции селевого потока, и низкочастотной (0.35–0.45 Гц), связанной с перемещением водных масс.

Научная новизна. Впервые выполнен детальный анализ микросейсмических шумов Байкальского рифта на основе непрерывных цифровых сейсмических записей и их временных вариаций. Методом спектральных отношений Ю. Накамуры рассчитаны амплитудно-частотные характеристики среды под сейсмическими станциями региональной сети и их сезонные вариации. Проанализированы сейсмические записи, полученные во время прохождения селевых потоков и паводков на горных реках. Детально изучены вариации микросейсмического фона перед сильными и умеренными близкими землетрясениями в широком диапазоне частот.

Личный вклад автора. Автором подобран материал и проведены расчеты фонового режима и временных вариаций микросейсмических колебаний на стационарных станциях БФ и БуФ РАН, ИЗК СО РАН. Проведены сопоставления с сейсмическим режимом, а также с различными геофизическими полями.

Практическое применение. Вариации амплитудно-частотного состава и ориентации колебаний частиц в микросейсмических волнах перед сильными землетрясениями могут использоваться в качестве краткосрочного предвестника землетрясений. Вариации микросейсмического фона и ориентации колебаний во время прохождения селевых потоков и паводков могут быть использованы для создания системы срочного оповещения о чрезвычайной ситуации в горных селеопасных районах БРС. Полученные сезонные кривые Н/В-отношений могут использоваться для внесения корректировок в спектр при обработки очаговых параметров землетрясений.

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

1. Король С.А., Добрынина А.А. Вариации микросейсмических шумов в байкальском рифте в зависимости от сезона // В сборнике: Орогенез:

от методов исследования до геодинамических реконструкций. Материалы Байкальского молодежного научного семинара «Современные проблемы в вопросах геологии, петрологии и геофизики». Избранные труды. 2022. С. 20-22.

2. Dobrynina A.A., Rybchenko A.A., Kichigina N.V., Korol S.A., Sankov A.V., Chechelnitsky V.V. Seismic effects of debris flows and floods on Kyngarga river according to short-period seismic data // В книге: Ресурсы, окружающая среда и региональное устойчивое развитие в Северо-Восточной Азии: Тезисы докладов V Международной научной конференции (Иркутск, 23–26 августа 2022 г.). – Иркутск: Изд-во Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2022. С. 94

3. Добрынина А.А., Саньков В.А., Борняков С.А., Король С.А., Саньков А.В. Аномалии микросейсмических шумов перед Кударинским землетрясением 9 декабря 2020 г. с $Mw=5.6$ // В сборнике: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса от океана к континенту. Материалы научной конференции. Институт земной коры СО РАН: Иркутск, 2022. С. 83-84. 4. Добрынина А.А., Рыбченко А.А., Кичигина Н.В., Саньков В.А., Король С.А., Саньков А.В., Чечельницкий В.В. Сейсмический мониторинг прохождения селей и паводков на примере р. Кынгарга (Тункинская долина) // Материалы конференции «Ляпуновские чтения» (г. Иркутск, 5 – 9 декабря 2022 г.). – Иркутск: ИДСТУ СО РАН, 2022. С. 41-42

5. Добрынина А.А., Саньков В.А., Борняков С.А., Король С.А., Саньков А.В. Вариации микросейсмических шумов перед Кударинским землетрясением 09 декабря 2020 г. с $Mw=5,6$ // Материалы Всероссийской научной конференции с международным участием «Геотермальная вулканология, гидрогеология, геология нефти и газа» (Geothermal Volcanology Workshop 2022), 29 августа – 3 сентября 2022 г. – Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2022. С. 45-48

6. Добрынина А.А., Король С.А., Саньков В.А., Саньков А.В. Сезонные вариации Н/В-отношений в Байкальском рифте // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. VIII Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием. 26 сентября – 2 октября 2021 г. Тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский: Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, 2021. С. 35-36

7. Саньков В.А., Добрынина А.А., Саньков А.В., Король С.А. Вариации микросейсмических шумов в Байкальской рифтовой системе перед землетрясениями // Проблемы комплексного геофизического мониторинга сейсмоактивных регионов. VIII Всероссийская научно-техническая конференция с международным участием. 26 сентября – 2 октября 2021 г. Тезисы докладов. Петропавловск-Камчатский: Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, 2021. С. 54-55

8. Король С.А., Саньков А.В., Добрынина А.А. Вариации микросейсмических шумов в Байкальском рифте // Строение литосфера и геодинамика: Материалы XXIX Всероссийской молодежной конференции (г. Иркутск, 11–16 мая 2021 г.). – Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2021. С. 139-141

9. Король С. А., Саньков А. В., Добрынина А. А. Связь микросейсмических шумов с землетрясениями // Разломообразование в литосфере и сопутствующие процессы: тектонофизический анализ: тезисы докладов Всероссийского совещания, посвященного памяти профессора С. И. Шермана. Иркутск, 26–30 апреля 2021 г. / ФГБУН ИЗК СО РАН; ФГБОУ ВО «ИГУ»; отв. ред. К. Ж. Семинский. – Иркутск: Издательство ИГУ, 2021. – С. 193-194.

10. Король С.А., Добрынина А.А. Вариации микросейсмических шумов в Байкальском рифте // В сборнике: Вестник Иркутского университета. Научные работы. Иркутск, 2022. С. 206-207.

Публикации. По теме диссертации самостоятельно и в соавторстве опубликовано 13 работ, из них 3 статьи в рецензируемых журналах из списка ВАК (Геодинамика и тектонофизика, Доклады академии наук).

Объем и структура работы. Диссертация состоит из 5 глав, введения и заключения. Общий объем работы составляет 146 страницу, включает 4 таблиц, 36 рисунка, список библиографии из 123 наименований.

Благодарности. Работа выполнена в рамках гранта № 075-15-2024-533 Министерства науки и высшего образования РФ на выполнение крупного научного проекта по приоритетным направлениям научно-технологического развития (проект «Фундаментальные исследования Байкальской природной территории на основе системы взаимосвязанных базовых методов, моделей, нейронных сетей и цифровой платформы экологического мониторинга окружающей среды»).

Глава 1. ПРИРОДА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

Микросейсмический шум (постоянные колебания земной поверхности малой амплитуды) регистрируется в каждой точке земной поверхности в любой момент времени и возникает вследствие различных эндогенных и экзогенных воздействий, локализованных на поверхности или в приповерхностных слоях земной коры. К основным источникам сейсмических шумов относятся антропогенная деятельность, ветер, океанские волны, приливы и отливы, процессы трещинообразования и деформаций горных пород и т.д. [Longuet-Higgins, 1950; Hasselmann, 1963; Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Kedar et al., 2008; Arduin et al., 2011 и мн. др.]. Амплитуда колебаний сейсмического шума, как правило, варьируется от 0.1 до 10 мкм/с и состоит преимущественно из поверхностных волн Лява и Рэлея, доля объемных P- и S-волн относительно невелика.

1.1. Источники микросейсмического шума

Впервые микросейсмические колебания земной поверхности были обнаружены итальянским астрономом Джузеппе Бертелли в 1875 г. Он обратил внимание на непрерывные слабые колебания маятника и предположил, что эти колебания вызваны слабыми сейсмическими толчками, Бертелли назвал их микросейсмами. В начале XX века Эмиль Вихерт сделал вывод о том, что микросейсмические колебания на сейсмостанциях могут возникать от ударов морских волн о берега. В 1913 г. академик Б.Б. Голицын провел детальное изучение микросейсмических колебаний на сейсмостанциях России – в Иркутске, Пулково, Тифлисе, Ташкенте и Баку. На основе этих наблюдений Б.Б. Голицын выдвинул предположение о связи микросейсмических колебаний, помимо влияния метеорологических факторов, с особенностями строения Земли и её поверхности [Голицын, 1960].

Последующие работы сформировали общие представления о механизмах возбуждения микросейсмических шумов и их природе

[Бончковский, 1946; Саваренский, Кирнос, 1949; Longuet-Higgins, 1950; Wilson, 1953; Hasselmann, 1963; Винник, Пручкина, 1964; Рыкунов, 1967; Винник, 1968; Николаев, 1973; Монахов, 1977; Ершов, 1977; Гордеев, Чебров, 1979; Табулович, 1986 и мн. др.]: микросейсмические шумы, регистрируемые в земной коре, являются результатом нелинейного взаимодействия геосфер (атмосфера, гидросфера и литосфера) и имеют различное происхождение – искусственное (антропогенный фактор) и природное (эндогенные и экзогенные процессы). Сейсмические шумы регистрируются в широком диапазоне частот – от < 1 до 1000 Гц. При этом, в англоязычной научной литературе низкочастотный шум (< 1 Гц) обычно называют микросейсмами (microseisms), высокочастотный (> 1 Гц) – микротреморами (microtremors), общее название сейсмических шумов – ambient seismic noise. В русскоязычной литературе название микросейсмы традиционно закрепилось за микросейсмами океанического происхождения, их принято делить на два вида: (1) микросейсмы первого рода с частотами колебаний 0.05–0.1 Гц (периоды 10–20 секунд); (2) микросейсмы второго рода с частотами колебаний 0.1–0.3 Гц (3–10 секунд). В настоящей работе во избежание путаницы с терминологией микросейсмические колебания любого рода будут называться микросейсмическими шумами.

Микросейсмический шум, который возбуждается в земной коре, имеет множество источников, как внешних, так и внутренних:

1) Взаимодействие атмосферы и гидросфера с Землей: это основной источник низкочастотного микросейсмического шума (микросейсмы). Считается установленным фактом тесная причинно-следственная связь генерации этого шума с атмосферными и гидросферными процессами, в частности с волнением на океанах и морях. Колебания давления воды на дно океана, вызванные волнами, преобразуются в сейсмические волны, которые распространяются на большие расстояния вглубь континентов.

2) Экзогенные процессы: к ним относятся такие явления, как смерчи, шквалы, грозы, торнадо, сход лавин, обвалы, оползни, сели и паводки и др.

3) Эндогенные процессы: к ним относятся внутренние процессы в Земле. Микросейсмический шум отражает процессы трещинообразования и деформаций в горных породах (сейсмическая эмиссия). Эта эндогенная составляющая может быть самостоятельным информационным геофизическим полем, несущим информацию о процессах, предшествующих сильным землетрясениям.

4) Техногенные (антропогенные) источники, обусловленные деятельностью человека. Обычно проявляется на высоких частотах (> 1 Гц). Его источниками являются транспорт, промышленные предприятия, строительные работы и др. Этот тип шума часто имеет четкую суточную периодичность, связанную с ритмами человеческой активности (интенсивность снижается ночью). Техногенные шумы сосредоточены вблизи поверхностных источников и быстро затухают с расстоянием, что позволяет отличать их от других типов шума.

Основными источниками океанических микросейсм являются процессы в атмосфере и гидросфере, прежде всего взаимодействие океанических волн. Первичные (короткопериодные) микросейсмы генерируются непосредственно океанскими волнами в прибрежных зонах, на континентальном или островном шельфе, где происходит обрушение волн. Эти колебания имеют тот же период, что и океанские волны (обычно от 1 до 10 секунд) и возникают из-за прямого давления воды на дно в мелких прибрежных водах. Вторичные (длиннопериодные, штормовые) микросейсмы являются более интенсивными и имеют периоды примерно в два раза короче, чем у первичных микросейсм (обычно от 5 до 20 секунд и более). Согласно теории Лонгет-Хиггинса [Longuet-Higgins, 1950], они генерируются в открытом океане в результате взаимодействия двух систем стоячих волн с одинаковой частотой, но движущихся в противоположных

направлениях (например, при отражении от береговой линии или при встрече двух штормовых фронтов). Это взаимодействие создает переменное давление на дно, которое эффективно возбуждает сейсмические волны, распространяющиеся затем вглубь земной коры.

Микросеймы, однажды возникнув, распространяются как упругие волны через земную кору и мантию, и имеют ряд характерных особенностей. Они состоят как из объемных (P и S), так и из поверхностных волн (в основном волн Рэлея). Поверхностные волны доминируют и могут распространяться на огромные расстояния от источников в океанах в глубь континентов с небольшим затуханием. Микросеймы являются почти постоянным фоновым явлением, хотя их интенсивность меняется в зависимости от погодных условий (штормов в океане) и сезона (например, зимой в северных широтах интенсивность может быть выше).

Длиннопериодные микросеймы (7–10 с) распространяются на большие расстояния: например, на расстоянии 6000 км максимальная амплитуда 28 колебаний с периодом 10 с может достигать 2.5 мкм, в то время как максимальная амплитуда колебаний с периодом 3 с может составлять всего 3 нм. Мощность источников возбуждения штормового микросейсмического поля на океанах может быть порядка 10^{10} – 10^{12} Дж/с, а энергия, переданная земной коре, 10^{13} – 10^{16} Дж при длительности процесса от нескольких часов до нескольких суток. Если микросейсмическая буря длится несколько часов, то энергия, переданная упругими колебаниями, будет варьироваться в пределах 10^8 – 10^{17} Дж [Рыкунов, 1967; Винник, 1968; Бат, 1980]. Оценка энергии слабых землетрясений и мощности и энергии микросейсмических колебаний показала, что данные величины имеют одинаковый порядок. В максимальной фазе шторма на океанах мощность микросейсм, может достигать 10^{10} – 10^{11} Дж/с, на малых водоёмах, например, оз. Байкал – 10^7 – 10^9 Дж/с. Если брать в расчёт длительность активных процессов, то их энергия для малых водоёмов будет примерно 10^8 – 10^{11} Дж, а

для океанов – $10^{11}\text{--}10^{13}$ Дж. Эта энергия соизмерима с энергией землетрясений классов К=8–13, равной $10^8\text{--}10^{13}$ Дж (здесь К – энергетический класс землетрясения, определяемый как поток энергии сейсмических волн Е (в Джоулях) через сферу радиусом 10 км, $E=10^K$) [Табулевич и др., 2000; Табулевич, 1989].

Экзогенные источники микросейсмического шума очень разнообразны. В частности, сейсмическими станциями фиксируются такие экзогенные процессы, как смерчи, шквалы, грозы, торнадо, сход лавин, обвалы, оползни, сели и паводки [Ярошевич и др., 2016; Чечельницкий и др., 2018; Burjánek et al., 2010; Guillemot et al., 2021; Del Gaudio et al., 2021; Dietze et al., 2022; Chmiel et al., 2022; Селезнев и др., 2024 и другие].

К метеорологическим помехам относят микросейсмический шум, который связан с изменениями температуры и атмосферного давления верхних слоев земной коры, а также ветровой шум. В зависимости от региональных условий для этих помех характерен не только суточный ход, но и сезонные вариации [Гордеева и др., 1991]. С увеличением ветра амплитуда шума, если сравнивать со спокойными периодами, может вырасти в 5–10 раз. При изучении шума на поверхности Земли в частотном диапазоне от 2 до 250 Гц, было выявлено, что максимальная отметка в спектре ветрового шума отмечается в диапазоне 30–60 Гц. Уровень ветрового шума уменьшался, когда датчики поместили на глубину равную всего нескольким метрам. Лучший способ избежать ветровых шумов, это установить датчиков в скважинах, регистрация на глубине 40–60 м позволяет снизить уровень ветровых помех. При скважинном способе наблюдения в диапазоне частот 1–10 Гц было замечено, что темп убывания интенсивности сейсмических шумов замедляется, начиная с глубины 500 м, что можно интерпретировано как изменение состава поверхностных и объемных волн с глубиной.

В последние годы с развитием цифровой сейсморегистрирующей аппаратуры и методов обработки все больше внимания уделяется

мониторингу микросейсмических шумов в регионах с проявлениями опасных экзогенных процессов – лавины, горные обвалы, селевые потоки и паводки [van Herwijnen, Schweizer, 2011; Mainsant et al., 2012; Hussain et al., 2019; Le Breton et al., 2021; Лисейкин и др., 2023 и др.].

В работе [van Herwijnen, Schweizer, 2011] использовалась система геофонов и фото-фиксации для мониторинга схода лавин на востоке Швейцарских Альп. По результатам анализа записей около 380 лавин установлено, что сейсмические датчики уверенно фиксируют начало схода лавин на площади около 2 тыс. км², что в совокупности с метеорологическими данными может послужить хорошей основой для создания системы для прогнозирования лавиноопасной ситуации в регионе.

При анализе сейсмических шумов в зонах неустойчивых склонов установлен эффект понижения скоростей сейсмических волн перед сходом оползня и в его процессе [Le Breton et al., 2021], для ряда регионов этот эффект наблюдался за несколько дней до схода оползня [Mainsant et al., 2012]. В работе [Burjánek et al., 2010] методом спектральных отношений амплитуд микросейсмических колебаний установлено повышение уровня колебаний и появление поляризации колебаний с центральной частотой 5 Гц с ориентацией на источник – зону оползня. Подобные результаты также получены в работе [Hussain et al., 2019] при исследовании вариаций микросейсмических колебаний методом спектральных отношений – в зоне оползня во время прохождения дождей наблюдается появление поляризованного пика излучения в частотном диапазоне выше 2 Гц. Наблюдаемые изменения в скоростях сейсмических волн и характеристиках микросейсмического шума связываются авторами с изменением свойств грунта при выпадении обильных жидких атмосферных осадков (водонасыщенность, консистенция и пр.).

При изучении сейсмических эффектов паводка в работе [Dietze et al., 2022] показано увеличение уровня микросейсмического шума в 300 раз

относительно спокойного фона с максимумом в частотном диапазоне 2–15 Гц, а также изменение поляризации шума. В работе [Chmiel et al., 2022] показано, что при прохождении паводков на расстояниях до 15 км наблюдается повышение уровня микросейсмического фона в частотном диапазоне 1–20 Гц более чем в 100 раз с поляризацией в направлении источника возмущений.

Микросейсмические колебания эндогенного происхождения несут в себе информацию обо всем многообразии деформационных процессов, происходящих в земной коре на различных энергетических уровнях, – от перемещений тектонических плит и связанных с ними катастрофических землетрясений до микроземлетрясений и лунно-солнечных приливных деформационных процессов (сейсмическая эмиссия). Еще в 80-е годы академиком М.А. Садовским было высказано предположение, что реальные горные породы обладают выраженными нелинейными упругими свойствами, постоянно излучают микросейсмические колебания (сейсмическая эмиссия), претерпевают временные изменения в связи с изменениями напряженного состояния. Идея состоит в том, что каждый отдельный рассеиватель (геологическая неоднородность) в среде переизлучает микросейсмические колебания. Это вторичное излучение имеет упорядоченную пространственную структуру, которая тесно связана со строением среды [Садовский, Николаев, 1982].

Эта составляющая микросейсмических шумов в последние годы с развитием цифровой непрерывной регистрации активно используется при изучении процессов подготовки землетрясений [Saltykov, 2017; Sobolev, 2004, 2011; Sobolev, Ponomarev, 2003; Sobolev et al., 2008; Lyubushin, 2011]. Примером удачного прогноза сейсмического события по микросейсмам (с выделением долгосрочных предвестников) является прогноз катастрофического землетрясения Тохоку (Япония) 11 марта 2011 г. с магнитудой M=9 [Lyubushin, 2011; Sololev et al., 2008].

Камчатским филиалом Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба РАН» с 1997 г. ведется непрерывная регистрация и изучение высокочастотных сейсмических шумов – сейсмического излучения с амплитудой 10^{-9} – 10^{-12} м в частотном диапазоне первых десятков Гц, представляющего собой суперпозицию сигналов экзогенного и эндогенного происхождения (сейсмической эмиссии). Исследования проводятся с целью изучения возможности контроля напряженного состояния среды и подготовки сильных землетрясений по изменению параметров высокочастотного микросейсмического шума, его подверженности внешним воздействиям и установления его связи с длиннопериодными деформационными процессами на основе работ Л.Н. Рыкунова с соавторами [Рыкунов и др., 1980]. В результате к настоящему времени разработана прогностическая методика, основанная на изменении характера отклика микросейсмических шумов на приливное воздействие перед сильными землетрясениями [Saltykov, 2017].

Техногенная составляющая микросейсмических шумов по типу излучаемых колебаний представляет собой либо гармонические (квазигармонические) или случайные сигналы, представленные в виде узких спектральных пиков достаточно стабильного набора частот [Иванова, 1964; Яковлев, Алешин, 1994; Спивак, 1994; Капустян, 2004; Французова, Иванова, 2009а, б; Французова, Данилов, 2008; Французова и др., 2006; Юдахин и др., 2010]. Источниками таких сигналов служат вибрации агрегаторов ГЭС (частоты излучения 2.08, 2.78, 3.13, 4.3, 6.7 Гц), линии ЛЭП (частота 50 Гц), мощные производственные машины и др., при этом, микросейсмические шумы, имеющие промышленное происхождение являются одними из наиболее интенсивных – их уровень достигает 50 мкм [Сероглазов, 1988; Капустян, Юдахин, 2007; Яковлев, Алешин, 1994; Лисейкин, Селезнев, 2021].

Воздушный и наземный транспорт, вызывают колебания амплитудой до 1 мкм и выше. Наблюдения в метро показали, что уже на глубинах 20 м

сигнал становится слабее в 2–8 раз по сравнению с сейсмическим сигналом на поверхности на таком же расстоянии от источника. Наиболее сильные сейсмические волны создают тяжёлые транспортные средства, такие как автобусы и грузовики при движении по неровностям дорожного покрытия и железнодорожный транспорт. Преобладающий диапазон частот сейсмических и акустических шумов грузового поезда охватывает область частот 4–10 Гц, а для сейсмических шумов пассажирских поездов и электропоездов характерны частоты в полосе 5–44 Гц.

К другим техногенным источникам гармонических колебаний, совершенно имым по природе генерации сейсмического сигнала в среде, можно отнести возбуждение собственных частот колебаний зданий и сооружений [Юдахин, Капустян, 2004; Юдахин и др., 2007].

В основном, техногенный микросейсмический шум имеет ярко выраженный суточный ход, а иногда проявляется и недельный ход. Модель недельного и суточного хода соответствует ритму человеческой активности: минимальный уровень такого шума наблюдается в выходные дни и в ночное время.

Помимо различных типов транспорта и промышленных предприятий, так же заметным источником сейсмических воздействий являются массовые мероприятия с большим скоплением людей – футбольные матчи, музыкальные концерты и фестивали и т.д. Существуют примеры исследований сейсмической активности при проведении таких мероприятий.

Микросейсмический шум от разных источников отражает в себе характеристики места, на котором он был зарегистрирован – это сведения о резонансных частотах колебаний грунтов и их динамических свойствах [Nakamura, 1989; Fernandez, Brandt, 2000; Noguchi, Nishida, 2002; Bonnefoy-Claudet et al., 2006; Еманов и др., 2008]. Регистрация микросейсм может быть полезной при оценке сейсмостойкости построенных зданий и сооружений – они показывают характерные периоды сотрясений всего комплекса, а именно

фундамента, грунтов и самого здания [Еманов и др., 2002]. Зная интервал периодов наиболее опасных колебаний от землетрясений, и сравнивая его с уже известными собственными микроколебаниями сооружения, можно вовремя принять меры к улучшению сейсмостойкости здания. Так как микросейсмические колебания, в основном, представлены поверхностными волнами, обладающими свойством дисперсии, а дисперсионная кривая связана с изменениями скорости сдвиговой волны с глубиной, то микросейсмический шум является одним из удобных инструментов для определения скоростной структуры земной коры, особенно в ее приповерхностной части [Aki, 1957; Matsushima, Okada, 1990; Okada, 2003; Milana et al., 1996; Chouet et al., 1998; Matshushima et al., 1990; Curtis et al., 2006; Shapiro et al., 2005; Sens-Schonfelder, Wegler, 2006; Konno, Ohmachi, 1998; Горбатиков и др., 2009; Tokimatsu et al., 1996; He et al., 2025 и мн. др.]

1.2. Микросейсмические шумы в Байкальском регионе

Изучение сейсмических шумов в Байкальском регионе началось с работ В.Н. Табулевич по изучению штормовых и озерных микросейсм и их возможной связи с сейсмической активностью [Табулевич и др., 2000; Табулевич, 1989 и др.]. В своих работах В.Н. Табулевич [Потапов, Табулевич и др., 1997] показали, что озеро Байкал является источником собственных микросейсмических колебаний, которые отличаются от глобальных (морских/океанических) микросейсм. В работе [Табулевич, 1986] изучалось влияние штормов на сейсмичность акватории озера Байкал, в частности, роль ветровых нагрузок и колебаний водной толщи в генерации сейсмических волн. Для этого анализировались данные сейсмических записей и метеорологических наблюдений, что позволило установить корреляцию между сильными ветрами (штормами) и сейсмической активностью – при отсутствии штормов количество землетрясений с энергетическим классом К=8–14 в месяц в 2.5 раза больше, чем в штормовую погоду. Аналогичные

результаты были получены для береговой зоны (на расстояниях 0–10 км, 10–20 км и 20–50 км от акватории оз. Байкал) – в тихое время сейсмичность увеличивается в среднем в 2.4 раза по сравнению со штормовым периодом. Автор объясняет наблюдаемый эффект образованием своеобразного «вибратора» – колебаний дна озера при возникновении стоячих волн во время прохождения циклона, при котором имеет место эффект «утряски» дисперсной среды, наподобие того, как объем сыпучего материала уменьшается под влиянием слабого постукивания. Согласно теории лавинного образования трещин [Соболев, 1993], вибрации, способствуя заполнению малых объемов, тем самым затрудняют возникновение магистральных трещин и соответственно землетрясений средних энергетических классов ($K<13$).

В работе [Chernykh, Tabulevich, 2004] была продемонстрирована возможность краткосрочного прогноза землетрясений для Байкальской рифтовой системы (БРС) на примере изменения спектрального состава сейсмического шума перед Куморским землетрясением 16 сентября 2003 г. (энергетический класс $K=14.3$, моментная магнитуда $Mw=5.6$): за один час до землетрясения наблюдается значимое уменьшение уровня микросейсмического шума (МСШ) на сейсмостанции Кумора с минимумом на частоте 6.6 Гц. На этой основе позже в работе [Korol et al., 2022] была опробована методика обнаружения признаков подготовки землетрясений по данным о вариациях микросейсмического шума на примере близких умеренных и сильных сейсмических событий. Для восьми землетрясений Байкальской рифтовой системы с энергетическим классом $K=10.1–15.9$ на эпицентральных расстояниях от 3 до 81 км установлено значимое понижение уровня микросейсмического шума за несколько часов перед толчком. Зафиксированное понижение уровня может классифицироваться как краткосрочный предвестник, связанный с консолидацией среды за 4–5 часов до землетрясения.

В работе [Чечельницкий и др., 2017] представлены результаты изучения катастрофического водокаменного селя 27–29 июня 2014 г. на реке Кынгарга (Республика Бурятия) по данным сейсмической станции «Аршан». Спектрально-поляризационный анализ микросейсмических шумов показал, что период селевой активности сопровождался изменением свойств микросейсмических колебаний: появлением в спектре скоростей колебаний двух составляющих – высокочастотной (22–48 Гц) и низкочастотной (0.35–0.45 Гц), связанных с перемещением водных масс и движением твердой фракции селевого потока. Зарегистрированные упругие колебания представляют собой поверхностные волны, поляризованные в горизонтальной плоскости с выраженной северо-восточной ориентацией.

В работе [Добрынина и др., 2018] выполнены оценка и анализ амплитудно-частотного состава фоновых микросейсмических колебаний и их возможных сезонных вариаций на территории Байкальской сейсмической зоны методом Накамуры данным сети станций Байкальского филиала ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН». Были получены кривые H/V- отношений и их сезонные вариации, характеризующие амплитудно- частотный состав фоновых микросейсмических колебаний в частотном диапазоне от 0.5 до 10 Гц. Полученные кривые H/V-отношений условно можно разделить на две группы: стабильные и со значительными сезонными вариациями. К первой группе относятся станции с устойчивыми амплитудно- частотными характеристиками микросейсмического сигнала, не зависящими от сезона. Ко второй группе относятся станции, для которых получены кривые H/V-отношений со значительными сезонными вариациями. Сопоставление положения сейсмических станций и полученных кривых H/V- отношений показало существование зависимости амплитудно-частотных характеристик микросейсмического сигнала от локальных условий их в районе установки станций.

В ряде работ Добрыниной А.А. с соавторами изучается строение кайнозойских впадин и активных разломов Байкальского региона на основе микросейсмических шумов (методы пассивной сейсморазведки – метод Накамуры, метод микросейсмического зондирования) [список].

В работе [Беседина и др., 2024] выполнен детальный анализ спектральных и поляризационных параметров микросейсмического шума в центральной части Байкальского рифта, позволивший выделить два типа озерных микросейсм с частотами 0.4–0.7 Гц и 0.7–1.5 Гц.

Выводы по главе:

Микросейсмические шумы и их вариации, несмотря на достаточно большое количество работ, посвященных их изучению, остаются малоизученными в Байкальском регионе. Оснащение сейсмических станций региона цифровой высокоточной записывающей аппаратурой, работающей в непрерывном режиме, позволяет провести детальный анализ микросейсмических шумов и вариаций их амплитудно-частотного состава в связи с влиянием разнообразных эндогенных и экзогенных факторов.

ГЛАВА 2. РЕГИОН ИССЛЕДОВАНИЯ, МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

2.1. Тектоника, глубинное строение и сейсмичность Байкальского региона

Байкальская рифтовая система (БРС) находится в Северной Евразии и является второй по величине в мире континентальной рифтовой системой (Приложение 1). Она простирается на 1600 км из северо-западной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии вдоль края Сибирской платформы и состоит из линейной системы поднятий и впадин, которые ограничены разломами преимущественно бросового кинематического типа [Logatchev, Florensov, 1978] (рис. 2). Фундамент древней структуры данного региона представляют Саяно-Байкальская складчатая область и археско-протерозойская Сибирская платформа, являющиеся тектоническими структурами первого порядка. Саяно-Байкальская складчатая область делится на ряд тектонических террейнов, возрастом от позднего протерозоя до среднего палеозоя.

Историческим ядром БРС является Южно-Байкальская впадина – самая протяженная и самая глубокая в БРС, где растяжение литосферы началось на грани мела и палеогена с образованием крупного осадочного бассейна [Логачев, 2001]. Впадина закладывалась вдоль границы Сибирской платформы и складчатой области, литосфера которых существенно различались по мощности и прочностным характеристикам.

В олигоцене и миоцене рифтогенез прогрессировал в обоих направлениях от Южного Байкала, охватив последовательно впадины Северо-Байкальскую, Верхнеангарскую, Баргузинскую, Муйскую и Чарскую на северо-восточном крыле и впадины Тункинскую и Хубсугульскую – на юго-западном фланге БРС. Рифтовая зона только в своей средней (по простиранию) части граничит с Сибирской платформой. На юго-западе и северо-востоке она отделяется от платформы переходными структурами –

Присаянским и Байкало-Патомским поднятиями [Сеймоктоника и сейсмичность..., 1968] (рис. 2).

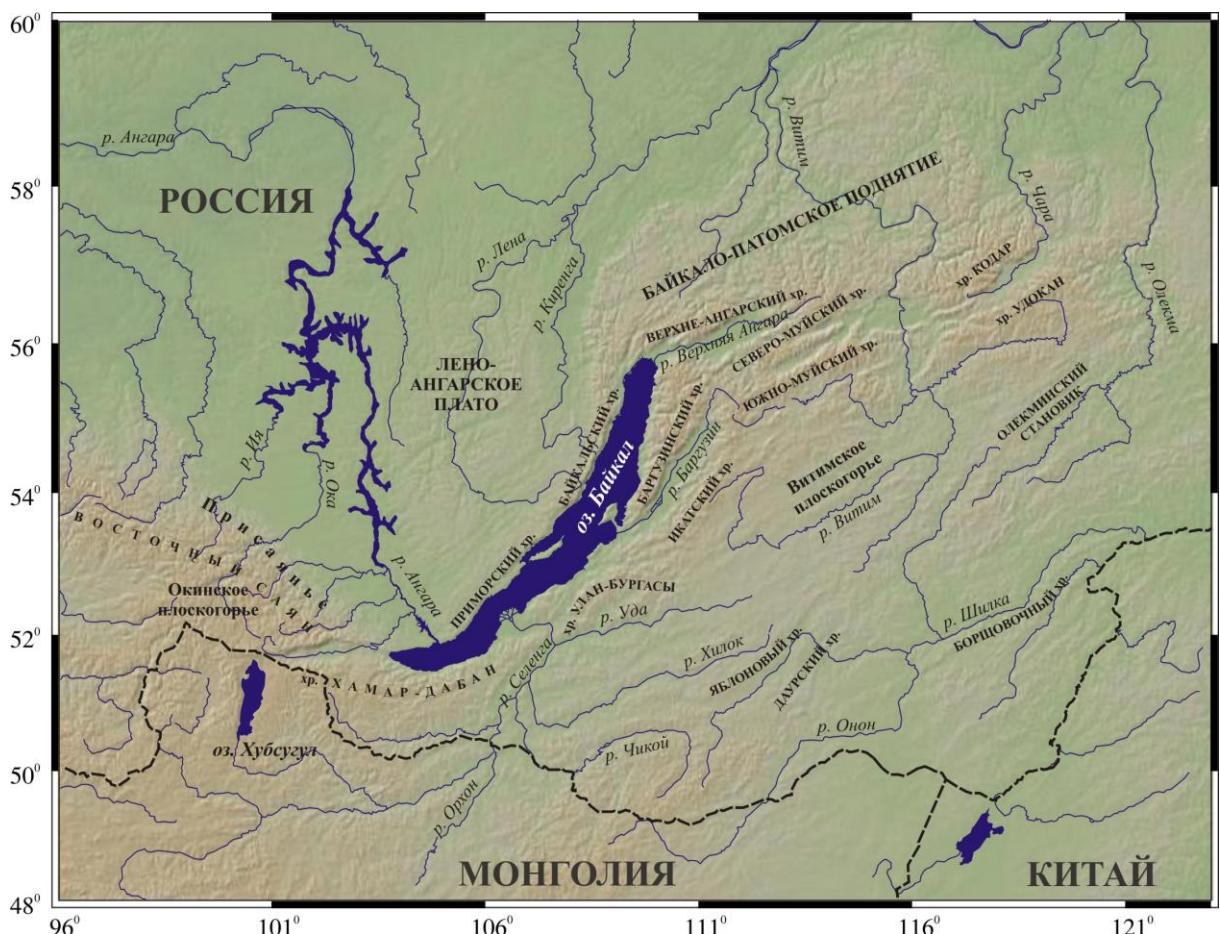


Рисунок 2. Карта Байкальской рифтовой системы и территории окружающие её.

Государственная граница (пунктирная линия).

Мощность кайнозойских континентальных отложений в Южно-Байкальской впадине достигает 7000 м (район дельты р. Селенга) и 4500 м – в Северо-Байкальской (район устья Верхней Ангары). В других рифтовых впадинах (Нижнемуйская, Баргузинская, Тункинская, Верхнеангарская и Чарская) кайнозойские отложения достигают 2300–2800 м [Сейсмическое районирование..., 1977]. Асимметричность поперечных сечений является отличительной особенностью большей части крупных рифтов: наиболее

крутыми считаются северо-западные и северные борта. Такая асимметричность объясняется тем, что крупноамплитудные сбросы связаны с границами более древних тектонических блоков, которые являются границами рифтовых впадин с северо-запада и севера в центральной и юго-западной частях БРС. Амплитуды отдельных сбросов достигают 1500–2000 м, а у Обручевского разлома, ограничивающего Южно-Байкальскую впадину с северо-запада, – 3000–4000 м [Сейсмическое районирование..., 1977]. Есть исследования о имеющихся горизонтальных смещений по разломам на фланговых территориях Байкальской рифтовой системы [Саньков и др., 1991, 2002; Чипизубов и др., 1994а, б; 2003; Шерман и др., 1973; Шерман, Днепровский, 1989; и др.]. При этом разломы субширотного простирания имеют левостороннюю сдвиговую компоненту, а субмеридиональные – правостороннюю.

Результаты структурно-геологических исследований [Шерман, Днепровский, 1989; San'kov et al., 1997], измерений методом GPS-геодезии [Саньков и др., 1999] и расчетов сейсмотектонических деформаций и обобщений данных о механизмах очагов землетрясений [Кучай, 1990; Солоненко и др., 1996; Мельникова, Радзиминович, 2007; Petit et al., 1996] свидетельствуют о том, что в центральной части рифтовой системы доминирует режим растяжения. Для фланговых территорий характерна развития усиления роли сдвиговых полей тектонических напряжений [Шерман, Днепровский, 1989]. По отношению к оси рифтовых структур, косонаправленое растяжение установлено для северо-восточного фланга БРС, а режим сдвига со сжатием для ее юго-западного фланга [Саньков и др., 1999; Мельникова, Радзиминович, 2007; San'kov et al., 1997].

Первые исследования о скоростном строении коры и верхней мантии в южной части Восточной Сибири, были получены методом глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) (рис. 3). В верхней части земной коры БРС по данным ГСЗ замечен слой пониженной скорости, его положение

хорошо согласуется с данными магнитотеллурических исследований, сейсмологии и магнитометрии. При использовании данных ГСЗ и близких землетрясений выделен слой мантии с пониженными скоростями продольных и поперечных волн, область пониженных скоростей на поверхности мантии вытянута в северо-восточном направлении более чем на 1500 км и имеет ширину от 200 до 400 км, охватывая всю рифтовую систему [Крылов и др., 1981].

По результатам работ В.А. Рогожиной и В.М. Кожевникова выделяется более обширная область аномальной (низкоскоростной) мантии [Рогожина, Кожевников, 1979]. Вертикальная мощность этой низкоскоростной неоднородности верхней мантии в пределах БРС достигает 350–500 км при дефиците скорости P -волн 0,3 км/с. Позднее методами телесейсмической томографии было подтверждено наличие под БРС области низкоскоростной мантии, которая, начинаясь непосредственно под подошвой земной коры рифтовой системы, погружается до 120 км под краевой частью Сибирской платформы и далее до 200 км под ее центральной частью [Gao et al., 1994; Зорин и др. 1996]. Выявлена сокращенная мощность литосфера под БРС по сравнению с окружающими регионами (45–50 км под БРС, 200 км под Сибирской платформой, от 120 и до 170 км под Забайкальем и Монголией).

По данным МТЗ 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]. Мощность коры сокращена под рифтовыми впадинами и составляет 34–48 км по сравнению с 44–52 км горного поднятия Восточного Саяна и 37–39 км под Сибирской платформой (рис. 3) [Мац и др., 2001]. С другой стороны, согласно последней интерпретации данных ГСЗ [Suvorov et al., 2002], утонение коры под рифтовыми впадинами не подтвердилось.

Байкальскую рифтовую систему описывают как территорию с высоким уровнем сейсмической активности. С начала инструментальной регистрации

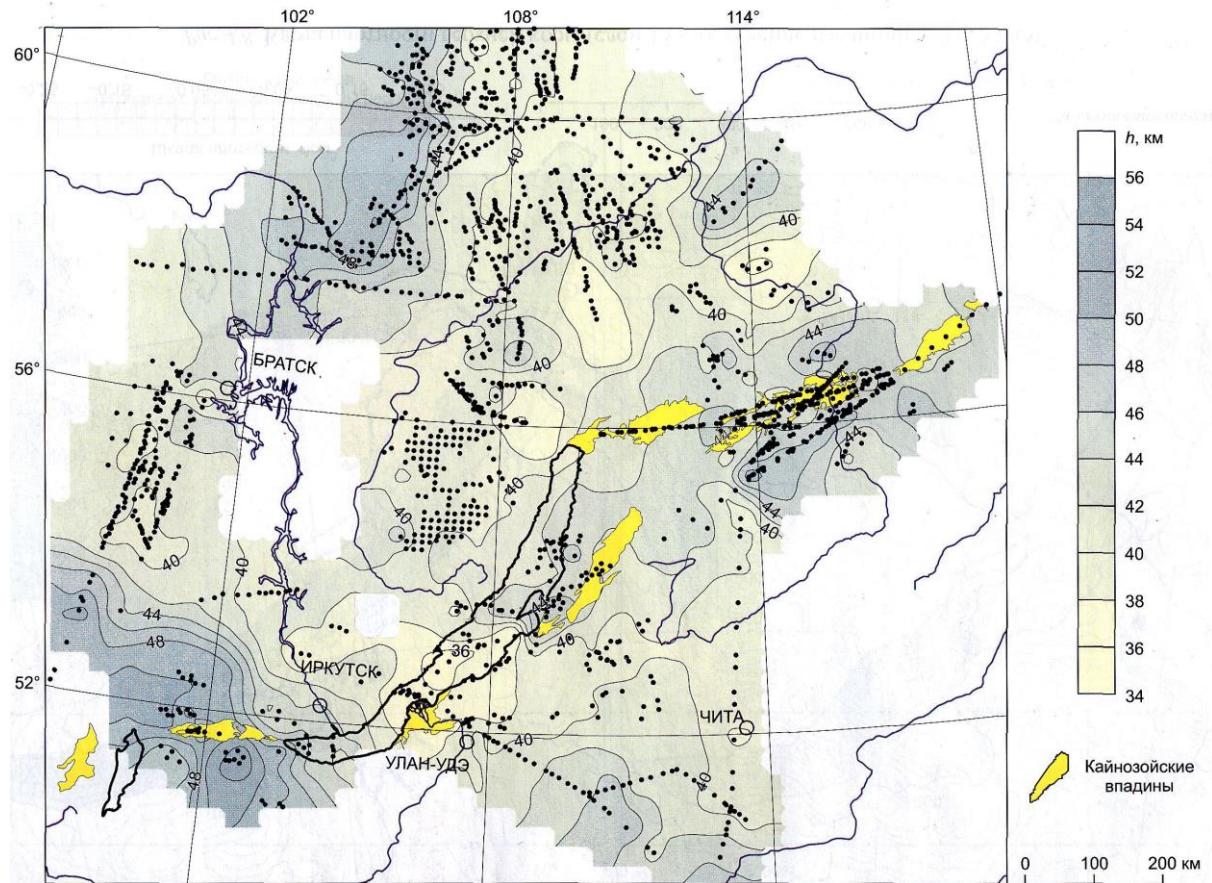


Рисунок 3. Схема мощности земной коры по данным ГСЗ. Точки: центры или группы центров зондирований.

(с 1950 г.) по данным Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (БФ ГС СО РАН) тут произошло 13 землетрясений с магнитудой $M_s \geq 6,0$ [<http://www.seis-bykl.ru>] (рис. 4); согласно историческим данным к исследуемому региону приурочены также события с магнитудой до 8,2 [Новый..., 1977]. За период инструментальных наблюдений сильнейшим землетрясением рифтовой системы было Муйское землетрясение 1957 г. с магнитудой $M_{LH} = 7,6$ [Новый..., 1977]. Последнее сильное событие произошло в районе Южного Байкала (Култукское землетрясение 2008 г.) и по данным разных сейсмологических агентств имело моментную магнитуду

M_W от 6,1 до 6,3 [http://www.isc.ac.uk]. Максимальное количество землетрясений связано с самой рифтовой системой (рис. 4). Количество слабых и умеренных событий (энергетический класс $K_P \geq 7$) довольно значительно – в среднем приблизительно 3–4 тыс. землетрясений в год [Масальский и др., 2007].

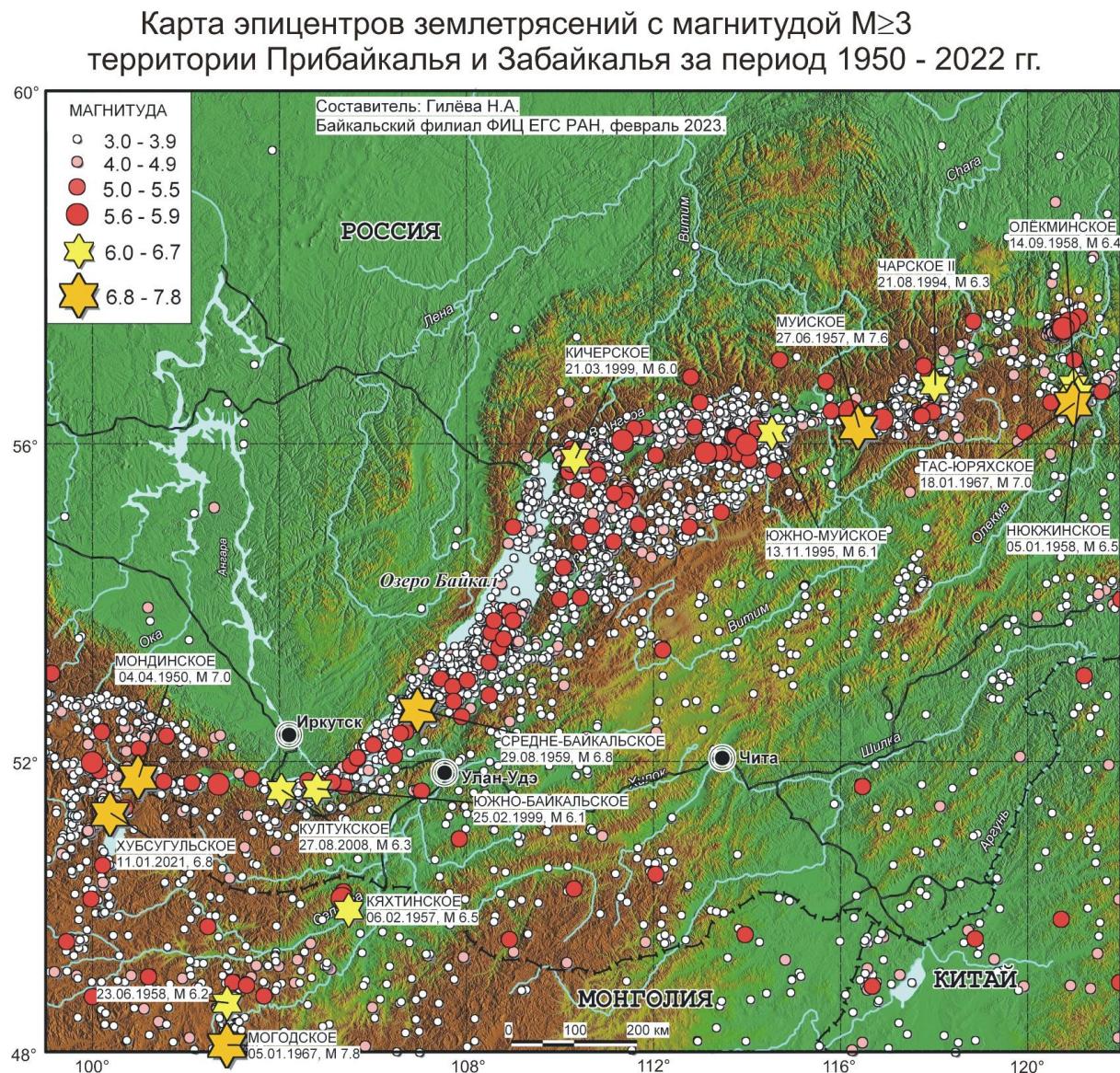


Рисунок 4. Сейсмоактивность БРС за период с 1950 по 2022 гг. по данным БФ ГС СО РАН.

Более детальное изучение эпицентрального поля землетрясений Байкальского рифта описывается в многочисленных работах [Голенецкий, 1976, 1977а; Геология и сейсмичность..., 1985; Golenetsky, 1990 и др.]. Согласно этим данным, эпицентры землетрясений БРС формируют протяженные полосы, в большинстве случаев, которые ориентированы согласно основным рифтовым структурам. Эти полосы иногда не согласуются с зонами известных по геологическим данным разломов. Характер реализации сейсмичности исследуемой территории достаточно многообразен. Помимо одиночных сильных землетрясений, отмечаются большое количество афтершоковых и форшок-афтершоковых последовательностей, также часты случаи регистрации роев землетрясений [Голенецкий, 1973; Сейсмическое районирование..., 1977].

Определения глубин землетрясений БРС, это одна из не решённых задать до сих пор. Причиной этого являются, во-первых, особенности региональной сети сейсмических станций – редкая сеть расположена узкой полосой вдоль рифтовой системы, в то время как для точной локализации землетрясений требуется большое количество близких станций, равномерно распределенных вокруг эпицентра, а, во-вторых, известная часть неопределенности при выборе скоростной модели среды.

Исследованию глубин землетрясений БРС посвящены работы С.И. Голенецкого, М.Б. Вертлиб, С.В. Крылова, Н.С. Боровик, Ж. Девершера, Н.А. Гилевой, Н.А. Радзиминович, В.Д. Суворова, Ц.А. Тубанова и др. Глубина сейсмически активного слоя в разных исследованиях оценивается неоднозначно. Очаги землетрясений были определены в интервале глубин 3–20 км для создания модели однородной среды, 0–10 км для северо-восточной части – от поверхности до глубин 30 км и глубже [Аниканова, Боровик, 1981; Голенецкий, 1990; Вертлиб, 1981; Крылов, 1980]. В рамках исследования получены данные о расположении гипоцентров в нижней коре и верхней мантии до глубины 32–46 км [Deverchere et al., 1991]. При релокализации

землетрясений юго-западного фланга БРС (Южно-Байкальская и Тункинская впадины) по данным региональной сети было отмечено, что основная часть землетрясений происходит на глубинах 10–25 км. [Гилева и др., 2000; Радзиминович и др., 2003; Гилева, Добрынина, 2007; Радзиминович, 2010; Radziminovitch et al., 2005;]. При использовании данных локальных сетей станций (сеть Бурятского филиала ГС СО РАН и временная сеть станций Института физики Земли РАН в районе эпицентра Култукского землетрясения 27 августа 2008г.) выявлено, что эпицентры землетрясений южного и центрального Байкала расположены на глубине от 9 до 21 км, с максимум на 14–18 км [Арефьев и др., 2008; Суворов, Тубанов, 2008].

Механизмы очагов землетрясений БРС детально описывались в работах С.И. Голенецкого, Л.А. Мишариной, Н.В. Солоненко, Д. Дозер, В.И. Мельниковой, Н.А. Радзиминович и др. Решения механизмов очагов землетрясений БРС показывают преобладание очагов «рифтового» типа (ось напряжений сжатия близвертикальна, ось напряжений растяжения близгоризонтальна, нодальные плоскости ориентированы согласно простирианию основных рифтовых структур) в центральной части БРС, и очагов со сдвиговой компонентой смещения по разрывам – на флангах (см. приложение 2) [Мишарина и др., 1972, 1981, 1985; Мишарина, Солоненко, Леонтьева, 1975; Голенецкий , 1976, 1985, 1991; Мишарина, Солоненко, Вертлиб, 1977; Голенецкий, Анисимова, 1982, 1983; Землетрясения и основы..., 1985; Солоненко, Солоненко, 1987; Солоненко и др., 1993; Мельникова, Радзиминович, 1998, 2003, 2004; Добрынина, 2005; Радзиминович и др., 2005; Мельникова..., Добрынина, 2006, 2007а, б, 2008; Радзиминович..., Добрынина, 2009; Doser, 1991; Petit et al., 1996; Delouis et al., 2002; Международный сейсмологический центр; Гарвардский университет; Геологическая Служба США].

Помимо высокой сейсмической активности, БРС характеризуется проявлениями разнообразных опасных геологических процессов, таких как

сели, паводки, обвалы и оползни, лавины, карстовые проявления [Семинский и др., 2022]. Согласно карте селевой опасности России [Petrov et al., 2017] (рис. 5) на территории БРС есть регионы с высокой селевой активностью, где периодически проходят дождевые селевые потоки. Ярким примером может служить прохождение катастрофических водокаменных и грязекаменных потоков в 2014 г. в районе Тункинских Гольцов (пос. Аршан) [Чечельницкий и др., 2017].

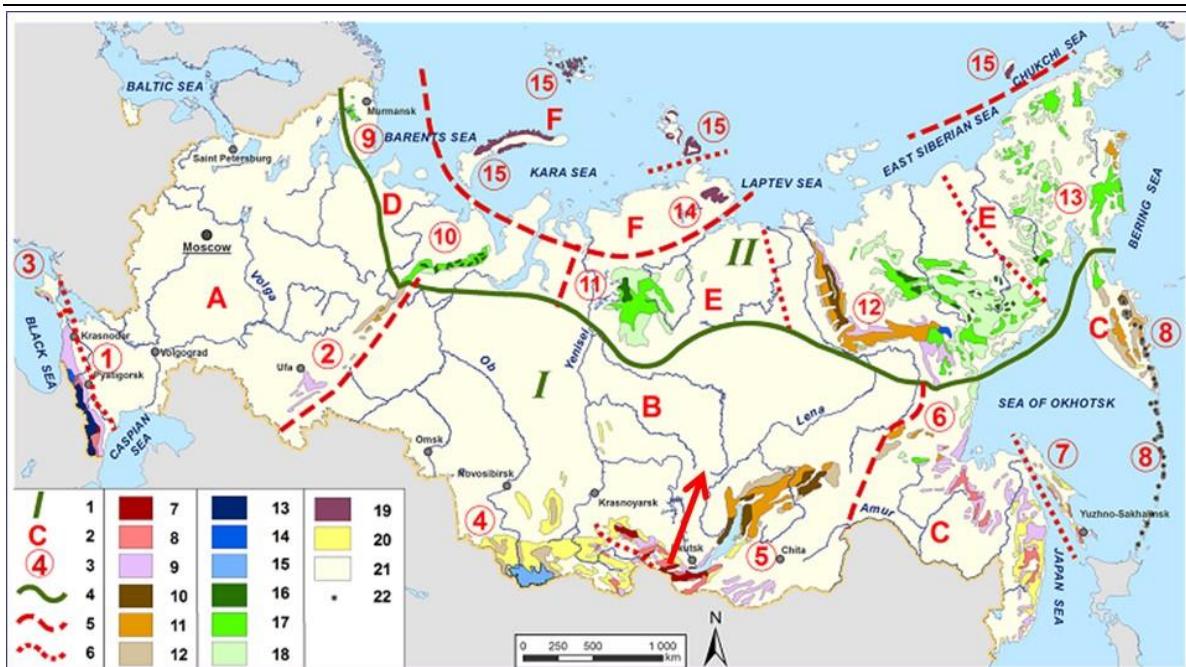


Рисунок 5. Типы селевых потоков и степень селевой активности: дождевые сели (7-высокая, 8-средняя, 9-низкая активность); дождевые селевые потоки (преобладающие) и талые потоки (10 – высокая, 11 – средняя, 12 – низкая активность); дождевые (преобладающие) и ледниковые селевые потоки (13 – высокая, 14 – средняя, 15 – низкая активность); талые и дождевые селевые потоки (16 – высокая, 17 – средняя, 18 – низкая активность); 19-слякоть; 20-территории с потенциальной селевой активностью; 21- территории без селевых потоков

2.2. Сеть сейсмических станций БРС

Регистрация сейсмических событий в Восточной Сибири ведется Байкальским филиалом Геофизической Службы (БФ ГС) СО РАН. Региональная сеть сейсмических станций (международный код BYKL [Масальский и др., 2007]) расположена на территории Иркутской (6 станций) и Читинской (5 станций) областей и республики Бурятия (12 станций). Сеть состоит из 23 станций, из них 19 расположены непосредственно в пределах рифтовой системы (рис. 6). С 2003 года все сейсмические станции БФ ГС СО РАН перешли на непрерывную цифровую регистрацию. Все станции снабжены цифровой сейсмической аппаратурой типа «Байкал–10, 11», разработанной в ГС СО РАН. Комплект аппаратуры имеет три короткопериодных сейсмометрических канала повышенной чувствительности (сейсмометры СМ–3, СМ–3КВ), регистрирующие скорости колебаний, от 0,01–0,1 мкм/с до 100–1000 мкм/с; три грубых канала (сейсмометры ОСП–2М) для регистрации ускорений от 50–500 мкм/с² до 100–250 см/с². Частота дискретизации 100 отсчетов в секунду [Масальский и др., 2007].

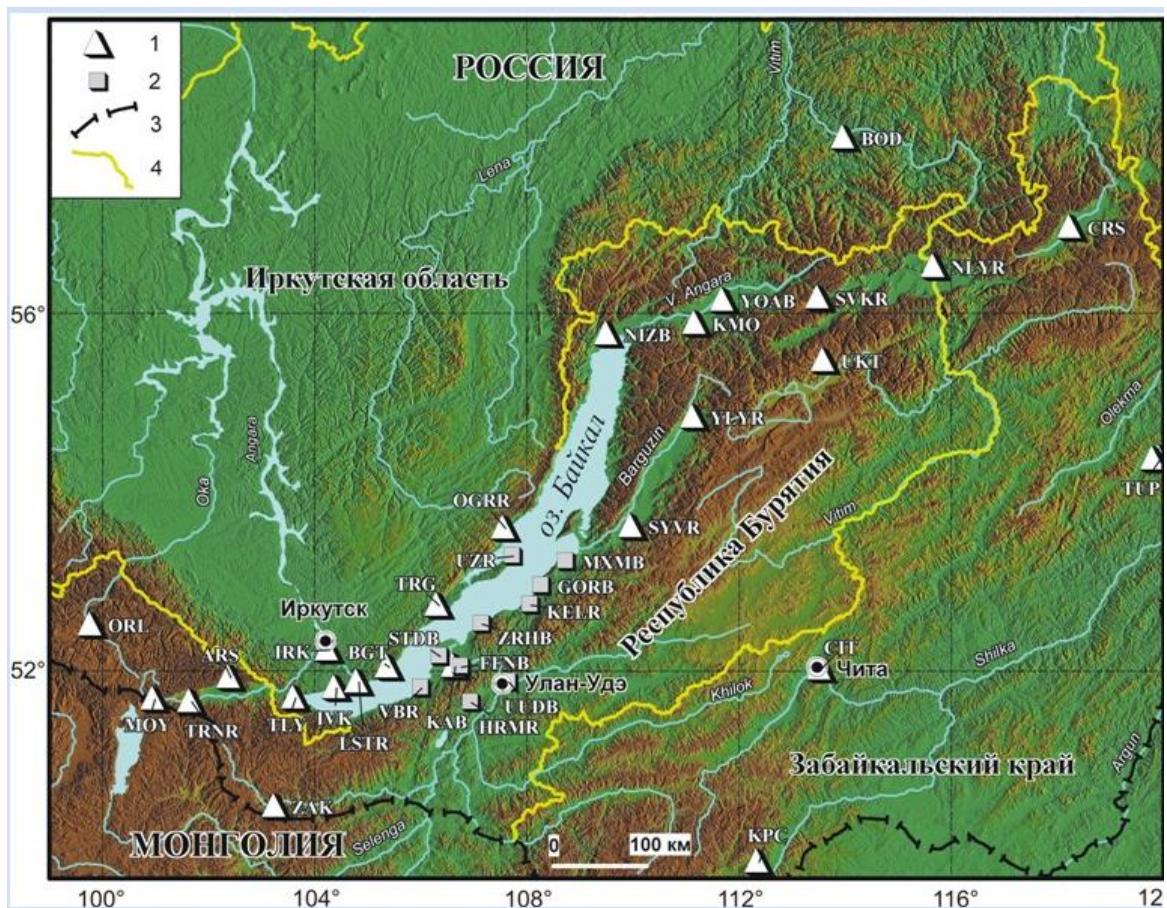


Рисунок 6. Карта расположения сейсмических станций: 1 – ЦСС Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН; 2 – ЦСС Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН; 3 – государственная граница; 4 – границы административного деления РФ

В приложение 3 (см. прилож. 3) приведены краткие характеристики сейсмических станций [Землетрясения Северной..., 2009]. Согласно информации БФ ГС СО РАН [<http://www.seis-bykl.ru/>], перед установкой цифровых сейсмических станций (ЦСС) на сеймостанциях проводилась сквозная калибровка каналов на виброплатформе «С–004» в ИЗК СО РАН в диапазоне 0,5–8 Гц с помощью генератора Г–6–26 и отсчетного микроскопа МПБ–2. В определении чувствительности сквозного тракта погрешность составляла не больше 10%. На местах ежегодно амплитудно-частотные характеристики (АЧХ) цифровых сейсмометрических каналов с

сейсмометрами СМ-3, СМ-3КВ определяются расчетно-экспериментальный способом. АЧХ грубых каналов определяются методом сравнения с чувствительными каналами.

Мониторинг сейсмического режима 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 и Института земной коры СО РАН структурно дополняют региональную сеть наблюдений в районе центральной части БРС (Рис. 7).

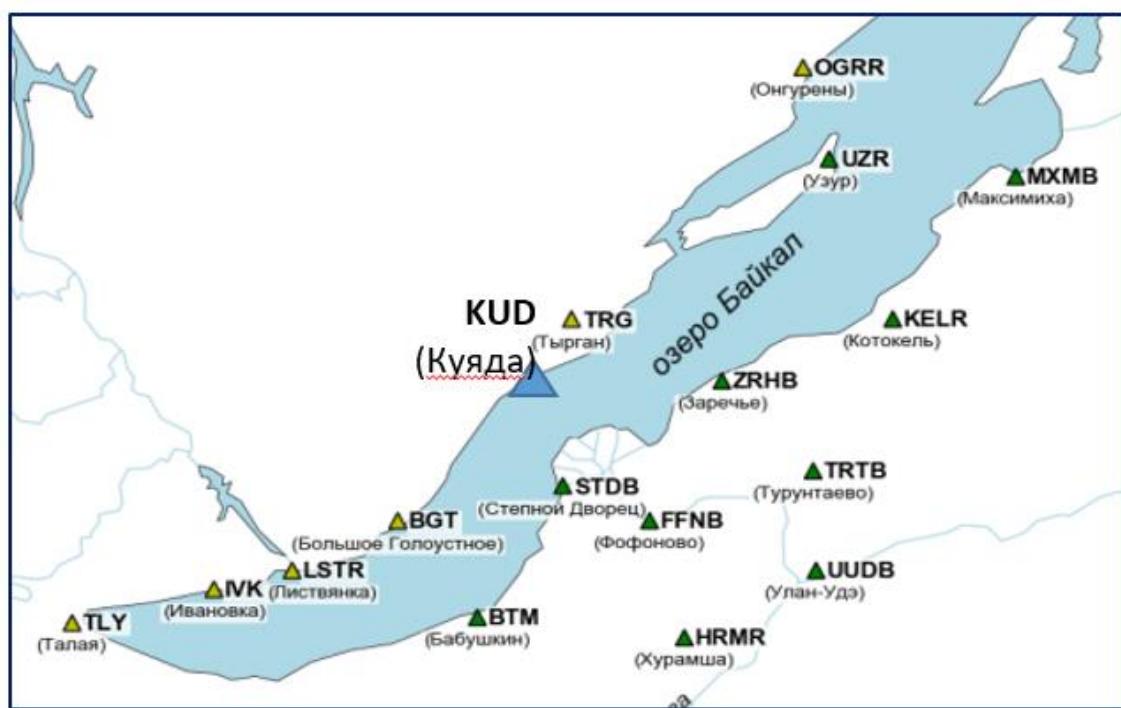


Рисунок 7. Сейсмические станции сетей Бурятского филиала (показаны зелеными треугольниками) – код сети BUGSR, и Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН (показаны желтыми треугольниками) код сети BAGSR, и станции «Куяда» Института земной коры СО РАН (показана синим треугольником), данные которых использованы в работе.

Данная аппаратура позволяла регистрировать сейсмический сигнал в узком динамическом диапазоне (90 дБ). По состоянию на 2021 год, Селенгинская локальная сеть сейсмических станций состоит из 11 пунктов наблюдения (Табл. 1).

Таблица 1.

Сейсмические станции Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН

№	Станция	Код	Период работы	φ°, с. ш	λ°, в. д.	Сейсмометр
1	Улан-Удэ	UUD B	с 17.02.1996	51.869	107.663	CM-3, CMG-40T (с 27.11.2019), Trillium Compact 120s (с 08.05.2019)
2	Хурамша	HRM R	с 01.04.1997	51.628	106.955	CM-3KB, CMG-40T (с 20.06.2007)
3	Максимиха	MXM B	01.10.1997	53.263	108.745	CM-3KB, CM-3, CMG-40T
4	Бабушкин, Сухой Ручей	BTM* , VBR	с 03.1999 по 03.2007, и с 2011 года VBR	51.7* 51.798	105.832* 106.015	CM-3
5	Степной Дворец	STDB	с 01.08.1999	52.169	106.369	CM-3, CMG-40T
6	Фофоново	FFNB	с 08.1999	52.047	106.765	CM-3
7	Заречье	ZRHB	с 01.12.1999	52.545	107.159	CM-3, CM-3KB
8	Котокель	KELR	с 03.11.2005	52.763	108.078	CMG-40T

9	Узур	UZR	с 03.2011	53.324	107.741	СМ-3, СМ-3КВ
10	Горячинск	GOR B	с 07.2011	52.986	108.285	СМ-3КВ, СМ-3
11	Турунтаев о	TRTB	с 01.08.1999 по 09.05.2014	52.223	107.649	СМ-3КВ, CMG-40T

С момента перехода на непрерывную регистрацию частота дискретизации для короткопериодных данных составляет 100 Гц (регистраторы серии Байкал-10, Байкал-11, Байкал-АСН, 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 (UUDB) 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 Güralf CMG-40T (Табл. 1). Однако большинство использующихся 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.

С декабря 2020 г. Институтом земной коры СО РАН на полигоне Бугульдейка установлена широкополосная сейсмическая станция,

включающая в себя сейсмометр Trillium Compact Posthole 120, дигитайзер Centaur и автономную систему питания из солнечных панелей, контроллера и аккумуляторных батарей. Сейсмической станции присвоен региональный код KYD (Куяда), координаты: 52.567 °с.ш., 106.136 °в.д., высота – 484 м, время работы – с 30 ноября 2020 г. Рабочий диапазон частот – от 120 секунд до 108 Гц. Аналогичная станция в конце 2022 года установлена на полигоне Зун-Мурино (Тункинская впадина). Сейсмической станции присвоен временный региональный код ZMU (Зун Мурино), координаты: 51.72 °с.ш., 102.89 °в.д., высота – 704 м, время работы – с 03 декабря 2022 г.

2.3. Определение амплитудно-частотных характеристик верхней части разреза

К настоящему времени разработан целый ряд методов для оценки влияния среды под приемником на сейсмических сигнал (local site-effect). Наиболее часто применяется метод стандартных спектральных отношений [Borcherdt, 1970; Drouet et al., 2008 и др.], согласно которому отклик среды на сигнал находится через отношения спектров землетрясений, записанных в исследуемом районе и на опорной станции, установленной на коренных породах. Другим широко используемым методом является метод спектральных отношений горизонтальных и вертикальных компонент (H/V), он применяется как для землетрясений (метод функций приемника), так и для микросейм (метод Ю. Накамуры) [Nogoshi, Igarashi, 1971; Nakamura, 1989 и др.]. Также часто используется метод одновременной инверсии, применяющийся для определения эффектов источника, пути распространения сигнала и отклика среды под станцией [Drouet et al., 2008 и др.].

В представленной работе для определения амплитудно-частотных характеристик верхней части разреза под сейсмическими станциями использовался метод Ю. Накамуры [Nakamura, 1989]. Технология

использования спектральных отношений вертикальных и горизонтальных компонент микросейсм для расчета отклика среды впервые была предложена М. Ногоши [Nogoshi, Igarashi, 1971] и позже популяризована Ю. Накамурой [Nakamura, 1989]. Метод Ю. Накамуры эффективно используется для расчета как фундаментальных периодов [Field, Jacob, 1993; Ohmachi et al., 1994], так и соответствующих коэффициентов усиления колебаний [Lermo, Chavez-Garcia, 1994; Konno, Ohmachi, 1995]. Существенным недостатком метода является его эмпирический характер. Сопоставление амплитудно-частотных характеристик (АЧХ) среды, полученных методом Ю. Накамуры и другими методами, показывает хорошее согласие [Field, Jacob, 1995; Bonilla et al., 1997; Parolai et al. 2004], но до последнего времени не существовало строгого теоретического обоснования метода. В 1998 г. К. Конно сформулировал теорию метода Ю. Накамуры в терминах характеристик поверхностных волн Релея и Лява [Konno, Ohmachi, 1998].

В методе Ю. Накамуры [Nakamura, 1989] априори вводится положение о равенстве амплитуды отношений пиковых величин спектров горизонтальной и вертикальной компонент микросейсм R_{MB} и коэффициента усиления колебаний A_S :

$$A_S = R_{MB}. \quad (1)$$

По экспериментальным данным (измерения в скважинах) соотношение амплитуды спектральных отношений пиковых величин горизонтальной и вертикальной компонент фундаментальных мод волн Релея R_B и коэффициента усиления колебаний A_S имеет вид [Konno, Ohmachi, 1998]:

$$A_S = 2,5 \cdot R_B. \quad (2)$$

Если микросейсмы состоят только из волн Релея, фактор A_S рассчитывается из уравнения (2). В случае, когда микросейсмы состоят из

фундаментальных мод волн Релея и Лява, H/V отношение для микросейсм должно быть разложено:

$$R_M(T) = [H_R(T) + H_L(T)] / [V_R(T)]. \quad (3)$$

где T – период, $H_R(T)$ и $H_L(T)$ – горизонтальные компоненты волн Релея и Лява соответственно и $V_R(T)$ – вертикальная компонента волны Релея. Вклад волн Релея в горизонтальные составляющие микросейсм $\beta(T)$ может быть выражен как:

$$\beta(T) = H_R(T) / [H_R(T) + H_L(T)], \quad (4)$$

Комбинируя уравнения (2.34) и (2.35), получим выражение

$$R_M(T) = H_R(T) / [\beta(T) \cdot V_R(T)], \quad (5)$$

в котором множитель $H_R(T) / V_R(T)$ означает H/V отношение для волн Релея. После сглаживания, выражение для H/V отношения для микросейсм принимает вид:

$$R_{MB}(T) = R_B(T) / \beta(T), \quad (6)$$

где $R_{MB}(T)$ и $R_B(T)$ – отношения H/V для микросейсм и волн Релея соответственно. Подставляя уравнение (2) в (6), получим выражение:

$$A_S = 2,5 \beta \cdot R_{MB}, \quad (7)$$

в котором R_{MB} и A_S – значения $R_{MB}(T)$ и $A_S(T)$ на их пиковых периодах. Если составляющая доля волн Релея $\beta(T)$ известна, то коэффициенты усиления колебаний A_S могут быть получены из уравнения (7). Значение $\beta(T)$ меняется в пределах от 0,3 до 0,5 согласно [Miyadera, Tokimatsu, 1992], таким образом, в среднем можно положить, что $\beta=0,4$. Тогда, подставляя $\beta=0,4$ в уравнение (7), получаем формулу для расчета A_S , эквивалентную предложенной в методе Ю. Накамуры (1).

Основные выводы:

Байкальский регион и окружающие его территории отличаются многообразием факторов, влияющих на амплитудно-частотный состав микросейсмических шумов: здесь развита островная мерзлота, присутствуют резкие колебания зимних и летних температур, большое промерзание верхнего слоя в холодные периоды, а также крупные водоемы, включая оз. Байкал, долины крупных рек и пр. Также в регионе очень большая техногенная нагрузка: железнодорожные и автомобильные магистрали, искусственные водоемы (Иркутское и Братское водохранилища) и др. Среди методов изучения и оценки вариаций микросейсмических шумов можно выбрать несколько, которые наилучшим образом подходят к условиям сейсмической регистрации, существующим в Байкальской сейсмической зоне:

- а) метод спектральных отношений Ю. Накамуры для определения амплитудно-частотных характеристик верхней части разреза под сейсмическими станциями;
- б) метод спектрального и спектрально-временного анализа, позволяющие разложить сейсмограмму на отдельные составляющие и количественно охарактеризовать явления, отраженные на ней;
- в) метод поляризационного анализа, позволяющий оценить направления колебаний частиц в сейсмической волне и тем самым определить природу сейсмической волны и ее наиболее вероятный источник.

Глава III. СЕЗОННЫЕ ВАРИАЦИИ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ

3.1. Данные и методика

Для изучения амплитудно-частотного состава микросейсмических колебаний и их сезонных вариаций по данным сейсмостанций на территории БРС нами был использован метод спектральных отношений вертикальных и горизонтальных компонент микросейсм (H/V -отношения) или метод Накамуры [Nakamura, 1989]. Методика использования H/V -отношений для подсчета отклика среды на сейсмические сигналы впервые была описана в работе [Nogoshi, Igarashi, 1971] и позже популяризована Накамурой [Nakamura, 1989]. Данный метод эффективно используется для расчета как фундаментальных периодов [Field, Jacob, 1993], так и соответствующих коэффициентов усиления колебаний [Lermo, Chavez-Garcia, 1994].

H/V -отношения и спектры микросейсмических колебаний обрабатывались в программе SESAME [Bard, 1995]. Чтобы избежать спонтанных ошибок (землетрясения, погодные условия, транспорт, взрывы, техногенные помехи и др.) брался отрезок записи по длительности не менее 1 часа. Для этого отрезка выбиралось несколько десятков окон (длительностью не более 30 секунд) так, чтобы избежать попадания случайных «выбросов» в анализируемых участок записи.

Для оценки сезонных вариаций микросейсмических колебаний рассматривались данные непрерывной регистрации за сутки, в разные дни недели (будни, выходные) и в разные сезоны (лето, зима). В окончательный расчет включались только те окна, для которых отношение STA/LTA лежало в пределах 0,5–2,0 (здесь STA и LTA – средние уровни амплитуды сигналов для короткого (1 сек) и длинного (25 сек) временных периодов). На рис. 8 показан пример выбора окон для анализа.

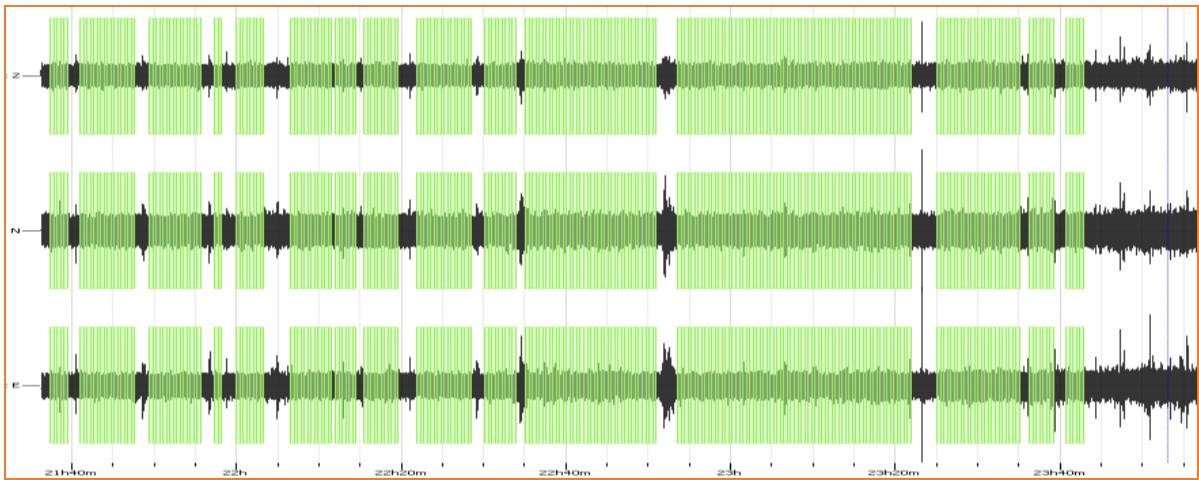


Рисунок 8. Пример выбора окон для расчета H/V-отношений.

Соответствующие значения стандартных отклонений и финальные кривые H/V-отношений получались осреднением индивидуальных H/V-отношений для всех окон. Стандартные отклонения кривых H/V рассчитывались из средних арифметических логарифмов всех индивидуальных кривых H/V для всех окон по формуле:

$$\sigma(\log X) = \left[\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\log X_i - \log \langle X \rangle)^2 \right]^{1/2},$$

здесь X_i – кривая H/V, N – количество кривых, $\langle X \rangle$ – среднее арифметическое значение всех кривых H/V.

Для проверки надежности полученных результатов применялись критерии, разработанные в ходе проекта SESAME [Табулевич др., 2001]:

- 1) $f_0 > \frac{10}{l_w}$;
- 2) $n_C(f_0) > 200$;
- 3) $\sigma_A(f) < 2$ для $0,5 \cdot f_0 < f < 2 \cdot f_0$, если $f_0 > 0,5$ Гц.

Здесь f_0 – частота H/V пика; l_w – длина окна; $n_C = l_w \cdot n_w \cdot f_0$; n_w – количество окон для средней кривой H/V; $\sigma_A(f)$ – стандартное отклонение

амплитуды $A_{H/V}(f)$; $A_{H/V}(f) -$ H/V амплитуда кривой на частоте f ; $f -$ текущая частота.

Сейсмостанция Иркутск установлена на территории Сибирской платформы, на толще консолидированных осадков палеозоя и мезозоя. Восемь станций находятся в складчатой области, представленной кристаллическими породами – Закаменск (ZAK), Орлик (ORL), Тырган (TRG), Бодайбо (BOD), Тупик (TUP), Чита (CIT), Хапчеранга (KPC), Талая (TLY). Остальные станции расположены в межвпадинных перемычках или рифтовых впадинах. Вблизи бортовых разломов впадин расположены станции Улюнхан (YLYR), Нижнеангарск (NIZ), Ивановка (IVK), Листвянка (LSTR), Онгурены (OGRR), Монды (MOY), Аршан (ARS), Суво (SYVR), Большое Голоустное (BGT). На межвпадинной перемычке располагается станция Северомуйск (SVKR). Оставшиеся семь постоянных станций – Уоян (YOA), Неляты (NLYR), Кумора (KMO), Чара (CRS), Кабанск (KAB), Уакит (UKT) стоят в рифтовых впадинах, которые заполнены рыхлыми кайнозойскими осадками, мощность которых 2300–2800м (Тункинская, Баргузинская, Верхнеангарская, Муйская и Чарская впадины) [http://sesame.geopsy.org/Deliverables/D08-02_Texte.pdf]. В настоящей работе станций IVK и BGT не рассматриваются из-за высокого уровня станционных помех.

3.2. Результаты

В результате для 23 сейсмических станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН получены кривые H/V, характеризующие амплитудно-частотный состав фоновых микросейсмических колебаний (рис. 9). В силу особенностей регистрирующей аппаратуры (рабочая полоса частот от 0,5 до 10,0 и 20,0 Гц в зависимости от прибора – «Байкал–10» и «Байкал–11», соответственно)

надежные определения спектральных характеристик колебаний получены для частотного диапазона от 0,5 до 10,0 или 20,0 Гц.

По типу полученных кривых H/V-отношений сейсмические станции региона можно разделить на две группы. Первая группа — это сейсмические станции с устойчивыми амплитудно-частотными характеристиками микросейсмического сигнала, независящими от сезона. В эту группу входят станции Листвянка, Закаменск, Чара, Монды, Неляты, Онгурены, Кумора, Тупик, Уакит, Улюнхан, Уоян, Бодайбо, Хапчеранга, Орлик, Чита (рис. 9).

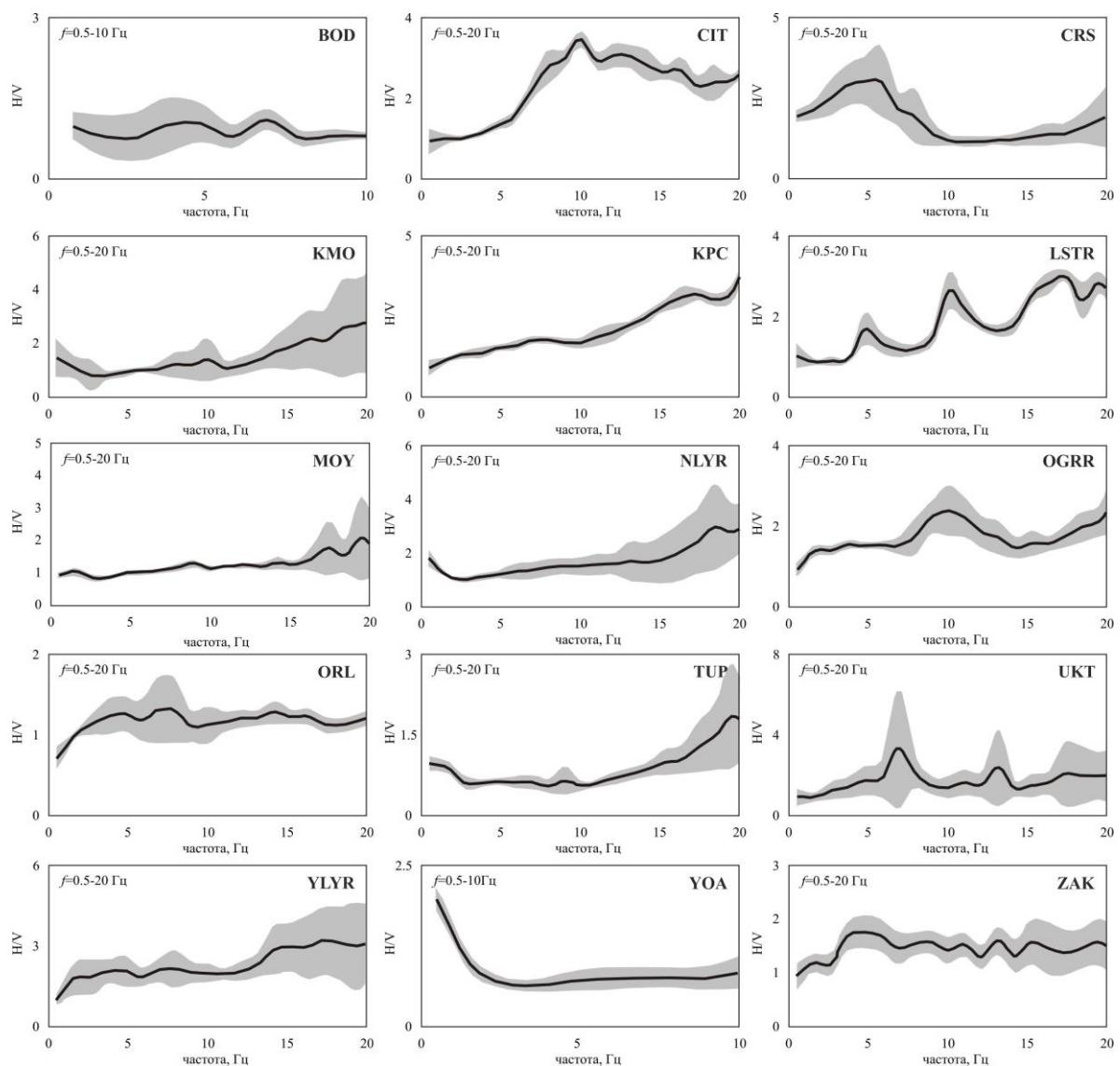


Рисунок 9. Стабильные кривые H/V-отношений:

для каждой станции дана полоса рабочих частот, серым показаны вариации кривой.

Результаты первой группы простые и представляют собой кривую, с незначительными экстремумами, иногда уровень кривых повышается в высокочастотной области. Такой тип кривой отмечается для тех станций, которые расположены на выходах коренных пород фундамента. В основном для таких станций Н/V кривые должны быть отображены прямой с амплитудой приближенной к 1. Полученные кривые Н/V-отношений, удовлетворяют этому условию.

Для некоторых станций отмечаются достаточно широкие плавные пики на низких (Чара, Уоян) и средних частотах (Чита). Также, наблюдается присутствие узких пиков Н/V кривой для трех станций, сконцентрированных в частотном диапазоне 5-14 Гц (рис. 9).

Для станций второй группе получены кривые Н/V-отношений со ощутимыми сезонными вариациями: Нижнеангарск, Талая, Северомуйск, Иркутск, Суво, Аршан, Тырган (рис. 10).

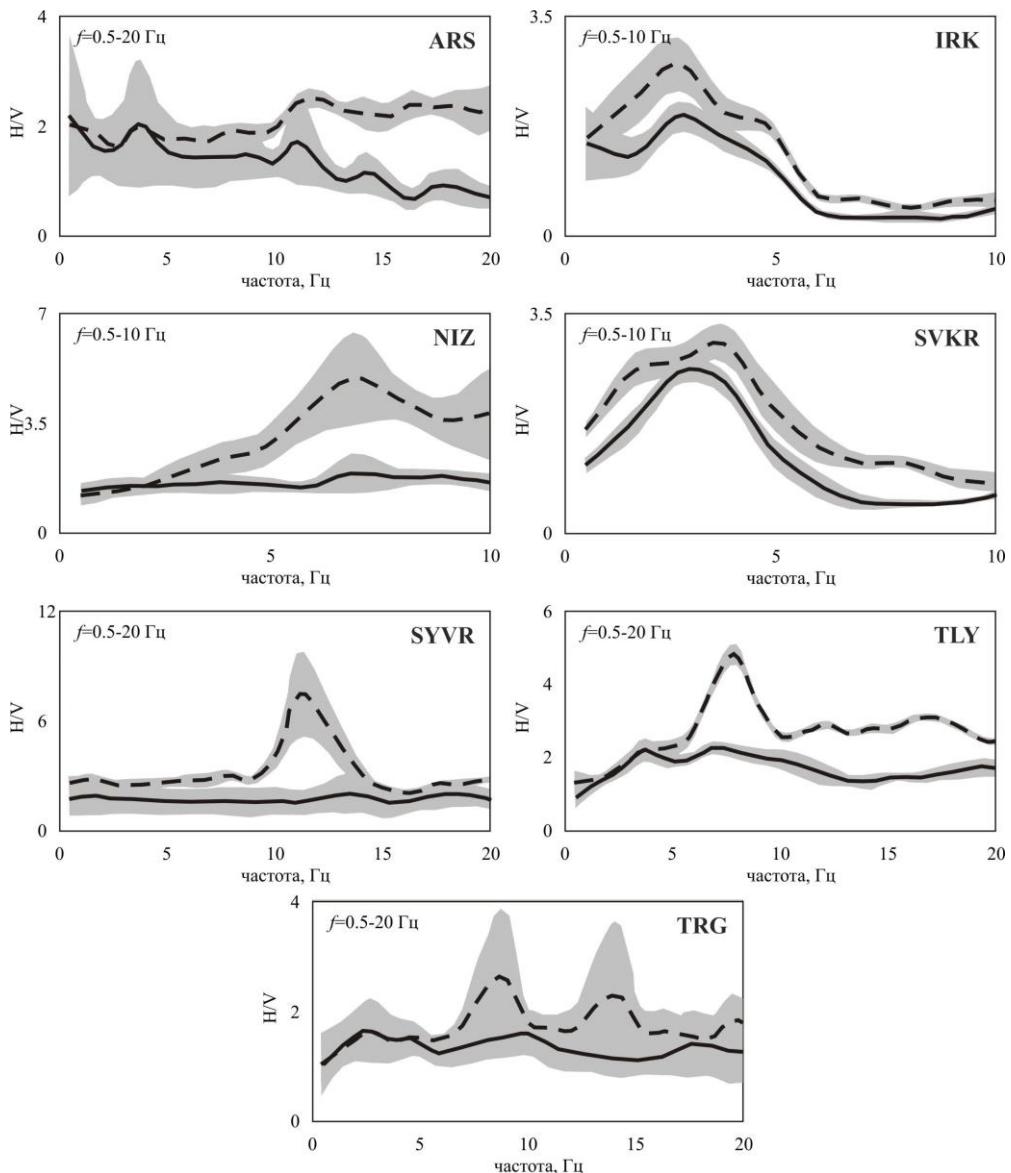


Рисунок 10. H/V кривые с сезонными вариациями:
кривые H/V за зимний период показаны сплошной линией, пунктирной – за летний период; для каждой станции дана полоса рабочих частот, серым показаны вариации кривой.

На разных станциях сезонные вариации заметно отличается. Для некоторых выделяются 1–2 узких пика на фоне общего слабовыраженного повышения уровня H/V-кривой для теплого периода (станции Тырган и Суво). Для других станций наблюдается почти линейный рост H/V-отношения с частотой (Аршан), иногда осложненный пиком в области частот

7–8 Гц (Талая, Нижнеангарск) так же, в летний период. Для станций Северомуйск и Иркутск Н/V кривая для теплого периода во всём рассматриваемом частотном диапазоне превышает кривую для холодного периода, в целом, сохраняя форму (рис. 10).

Для широкополосной сейсмической станции KYD кривая Н/V получена для частотного диапазона 0.05–50 Гц (рис. 11).

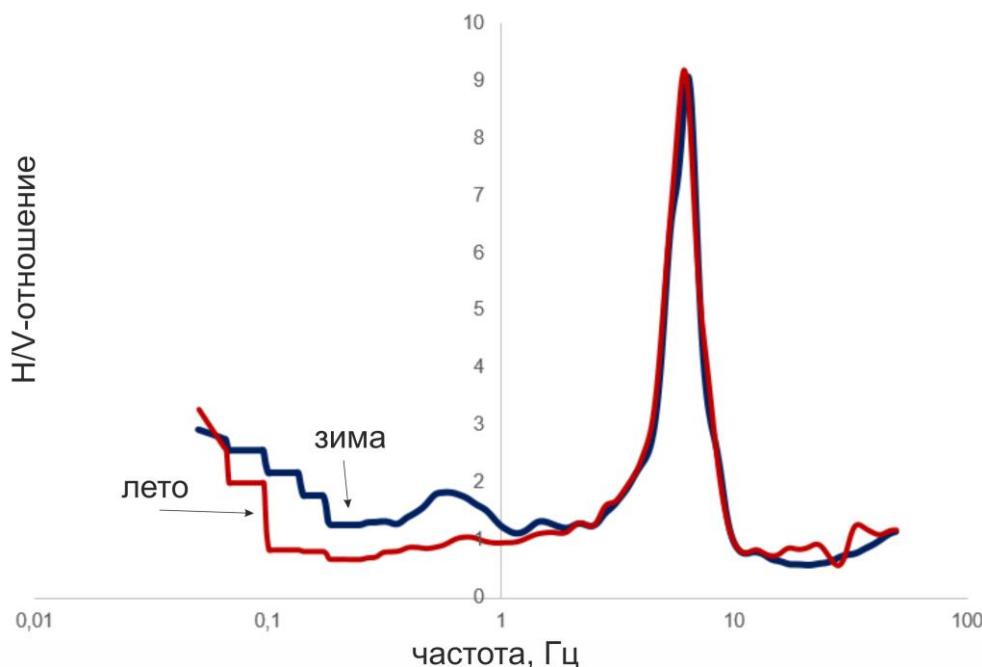


Рисунок 11. Кривая Н/V-отношений для станции KYD: красной кривой показано Н/V-отношение в летний период, синей – в зимний.

Увеличение амплитуд в области низких частот для станции Куяда в зимний период относительно летнего (рис. 11) находится в пределах среднеквадратичного отклонения и не может рассматриваться как статистически достоверное.

Анализ суточных вариаций на выбранных станциях не показал статистически значимых изменений, поэтому в работе дополнительно были рассмотрены вариации микросейсмического поля на станциях Кабанск (КАВ, координаты 52.050 °с.ш., 106.654 °в.д., высота 468 м, Забайкальский блок

Амурской литосферной плиты) и Иркутск (IRK, 52.243 °с.ш., 104.271 °в.д., высота 467 м, Сибирская платформа) БФ ФИЦ ЕГС РАН.

Для сейсмической станции Кабанск получена очень нестабильная кривая H/V: отношения амплитуд горизонтальных и вертикальной компонент в диапазоне рабочих частот (0.5–10.0 Гц) варьируются в течение суток в пределах 0.2–8 (рис. 12).

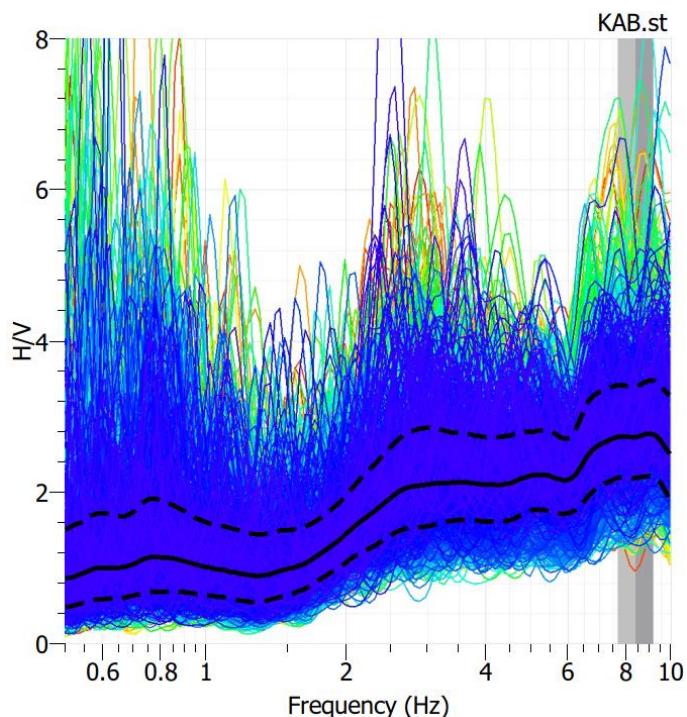


Рисунок 12. Вариации H/V-отношений на станции КАВ в течение суток.

Известно, что экзогенные (атмосферные циклоны, приливы, деятельность человека, ветер, морские волны,) и эндогенные (смещение горных пород, перестройкой структур за счет тектонических сил и деформирующих воздействий различной природы, процессы трещинообразования) факторы, являются источниками микросейсмических колебаний. Так же известны и хорошо изучены микросейсмы с периодами 2,0–3,5 с (частоты 0,25–0,50 Гц) в Байкальской сейсмической зоне. [Табулевич и др., 2001]. Выраженные суточные вариации амплитуд H/V-

отношений на станции Кабанск можно объяснить суммарным воздействием прибойных эффектов оз. Байкал и неудачным расположением станции – во впадине, заполненной песчаными осадками, вне выхода пород кристаллического фундамента. Стабильные кривые H/V-отношений станций Уоян и Чара, осложненные пиками в области частот ниже 2,5 и 9 Гц, могут быть подтверждением влияния заполнения впадины на амплитудно-частотный состав микросейсм (рис. 9).

Изучение спектров горизонтально - вертикальных компонент для станций 2 группы показывает увеличение амплитуд горизонтальных колебаний относительно вертикальных в летний период. Такое увеличение можно связать с изменением состава микросейсм в зависимости от сезонных и техногенных условий. Любопытно, что для станций Талая и Тырган отмечается сильное увеличение амплитуд колебаний в направлении север–юг относительно направления восток–запад. Общее увеличение амплитуд H/V-отношений в теплые периоды может объясняться сезонным оттаиванием и промерзанием грунтов [Дреннов и др., 2010].

Помимо появления сезонных пиков, можно обратить внимание на наличие локальных пиков H/V-отношений на частотах 5–10 Гц для некоторых станций со стабильными амплитудно-частотными характеристиками микросейсмического фона (Онгурены, Листвянка, Уакит) (рис. 9). Все постоянные станций расположены на выходах коренных пород фундамента, так что наличие пиков не объясняется локальными грунтовыми условиями. Общим фактором для этих станций является их расположение – в зонах крупных активных разломов или рядом с ними. Изучение зон разломов методами микросейсмического зондирования показывает, что такие пики наблюдаются вблизи зон дробления с признаками активизации в плиоцен–четвертичное время и повышенной трещиноватости. [Sankov et al., 2017]. Наличие пиков H/V-отношений вблизи зон разломов можно связать с отливом сейсмического сигнала на прохождение через структурную

неоднородность. По всей видимости, характерные частоты связаны с размерами и упругими свойствами среды в зоне разлома. Сезонный характер появления этих локальных пиков на кривой Н/В-отношений в летний период и их отсутствие в зимний может объясняться тем, что в зимние периоды происходит промерзание грунтовых толщ, включая водопроводящие тектониты зоны разлома, что значительно меняет упругие свойства среды.

Сейсмическая станция Иркутск расположена в городской черте и характеризуется достаточно высоким уровнем антропогенных помех. Для того, чтобы оценить их влияние на микросейсмический режим выбирались записи с 08 утра до 08 вечера в будние дни и в выходные. На графиках кривых Н/В-отношений четко прослеживается пик на центральной частоте 1.13 Гц, появляющийся в будние дни (рис. 13). Увеличение уровня микросейсмического шума может быть связано с усилением движения транспорта в рабочие дни.

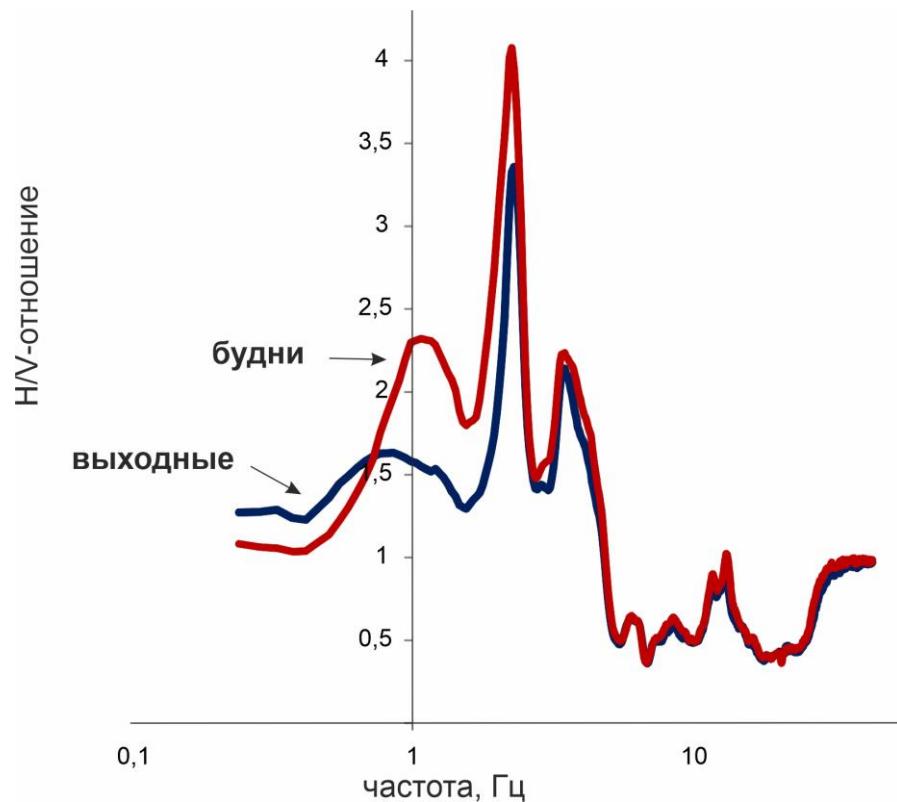


Рисунок 13. Вариации Н/V-отношений на станции Иркутск в выходные (синяя кривая) и будние (красная кривая) дни.

На основе анализа микросейсмического поля на территории ЦЭЗ БПТ установлено два типа вариаций – сезонные и суточные. Сезонные вариации могут быть связаны с изменением свойств грунтов при сезонном промерзании и оттаивании. Суточные вариации микросейсмического поля могут быть связаны с волноприбойной деятельностью оз. Байкал и антропогенными факторами.

Основные выводы:

По результатам исследования методом спектральных Н/V-отношений были получены амплитудно-частотные характеристики микросейсмического фона для сейсмостанций Байкальской сейсмической зоны и их сезонных вариаций.

Полученные Н/V-кривые мы разделили на две группы: стабильные и со значительными сезонными вариациями. В первую группу входят станции с устойчивыми амплитудно-частотными характеристиками микросейсмического сигнала, которые не зависят от сезона. Во вторую группу входят станции, для которых были получены кривые Н/V-отношений со значительными сезонными вариациями. Для этих станций характерно увеличение амплитуды Н/V-отношений в теплые периоды, что объясняется сезонным промерзанием и оттаиванием грунтов.

Для шести станций, которые расположены в зонах крупных активных разломов, отмечается наличие узких локальных пиков в частотном диапазоне 5–15 Гц. Для части станций эти пики наблюдаются постоянно, для остальных имеют сезонный характер, что может объясняться промезанием и оттаиванием водопроводящих тектонитов зоны разлома.

Суточные вариации микросейсмического поля могут быть связаны с волноприбойной деятельностью оз. Байкал и антропогенными факторами.

Глава 4. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА УРОВЕНЬ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ

Большинство землетрясений, особенно средней силы и сильные, как правило, связаны с подвижками по уже существующим разломам или их разрастанием. Каждая подвижка синхронна сейсмическому событию. Важнейшей задачей является выбор прогнозного параметра, отражающего реальные геофизические процессы в литосфере, и изменения которого с большой вероятностью свидетельствуют о приближении сейсмического события в пределах локального участка литосферы сейсмоактивной зоны.

Микросейсмические колебания природного происхождения несут в себе информацию обо всем многообразии деформационных процессов, происходящих в земной коре на различных энергетических уровнях – от перемещений тектонических плит и связанных с ними катастрофических землетрясениях до лунно-солнечных приливных деформационных процессов и микроземлетрясений. В последние годы широко развиваются способы сейсмического мониторинга, основанного на выделении и анализе компонент волнового поля микросейсм, направленные на получение прогностических данных [Салтыков, 2017; Соболев, 2004, 2011; Соболев, Пономарев, 2003; Sololev et al., 2008; Любушин, 2011]. Примером успешного прогноза сейсмического события по микросейсмам (с выявлением долгосрочных предвестников) можно считать прогноз катастрофического землетрясения Тохоку (Япония) 11 марта 2011 г. с магнитудой $M=9$ [Любушин, 2011; Sololev et al., 2008]. Хорошо зарекомендовала себя методика выделения предвестников землетрясений на основе анализ приливных микросейсм [Салтыков, 2017].

Возможность краткосрочного прогноза для Байкальской рифтовой системы (БРС) хорошо иллюстрируется примером изменения спектрального состава сейсмического шума перед Куморским землетрясением 16 сентября 2003 г. (энергетический класс $K_p=14.3$, моментная магнитуда $M_w=5.6$): за

один час до землетрясения наблюдается значимое уменьшение уровня микросейсмического шума (МСШ) на сейсмостанции Кумора с минимумом на частоте 6.6 Гц [Черных, Табулович, 2004].

При анализе вариаций микросейсмических колебаний в связи с сейсмической активностью на первый план выходит задача разделения эффектов подготовки землетрясения и влияния вторичных факторов, таких как погодные и сезонные условия, колебания уровня подземных вод и уровня оз. Байкал, влияние зон активных разломов и пр. Для оценки влияния этих факторов выполнена полномасштабная корреляция многолетних измерений микросейсмических шумов на стационарных сейсмических станциях БРС, а также комплексный анализ вариаций микросейсмических шумов, температурного режима грунтов и метеопараметров (таких как скорость и направление ветра, температура атмосферы, давление) по данным пунктов комплексного мониторинга опасных геологических процессов в районе Южного Байкала, где установлены сейсмические станции, пункты деформационного мониторинга и мониторинга современных движений земной коры методом GPS-геодезии, а также метеостанции. Ранее предшественниками были проведены полевые работы с разверткой временных сетей сейсмических станций в разные сезоны вкрест простирания зон крупных активных разломов с целью оценки амплитудно-частотных и поляризационных параметров микросейсмических колебаний в зонах разломов [Sankov et al., 2017; Добрынина и др., 2018]. После того, как влияние этих факторов было по возможности устранено, проводился анализ фоновых микросейсмических колебаний на сейсмических станциях, расположенных вблизи сейсмоактивных зон (Байкальская впадина, Тункинская система впадин). На основе полученных фоновых («нормальных») колебаний искались аномалии микросейсмического режима – повышение/понижение уровня колебаний, смена ориентации колебаний в связи с сейсмическим режимом. Параллельно с этим к анализу привлекались

данные о деформациях горных пород. В случае совпадения аномалий деформационного и микросейсмического режимов и сейсмической активности при исключении влияния остальных факторов делались выводы о связи указанных аномалий с подготовкой и реализацией землетрясений.

4.1. Методика и данные

Оценка вариаций амплитудно-частотных характеристик микросейсмических полей в ближней к очагу зоне лежит в основе методики поиска краткосрочных предвестников землетрясений. Предлагаемый подход заключается в следующем:

- 1) для сейсмической станции определяется средний спектр МСШ $A_{cp}(f)$ по архивным данным за текущий год;
- 2) строятся текущие спектры $A_t(f)$ 20-минутных участков записи МСШ до землетрясения за несколько часов;
- 3) сравниваются полученных текущих спектров A_t со средним спектром A_{cp} .

На рисунке 14 (а, б) показаны примеры вариаций уровня МСШ на частотах 27 и 36 Гц за 5 часов до сильного Куморского землетрясения 16 сентября 2003 г., полученные на сейсмической станции Кумора (КМО), находящейся на расстоянии 25 км от эпицентра. Понижение уровня текущего спектра МСШ относительно среднего наблюдается приблизительно за час до землетрясения [Черных, Табулевич, 2004]. Зафиксированное понижение уровня МСШ может идентифицировать как краткосрочный предвестник, который связан с консолидацией среды перед землетрясением.

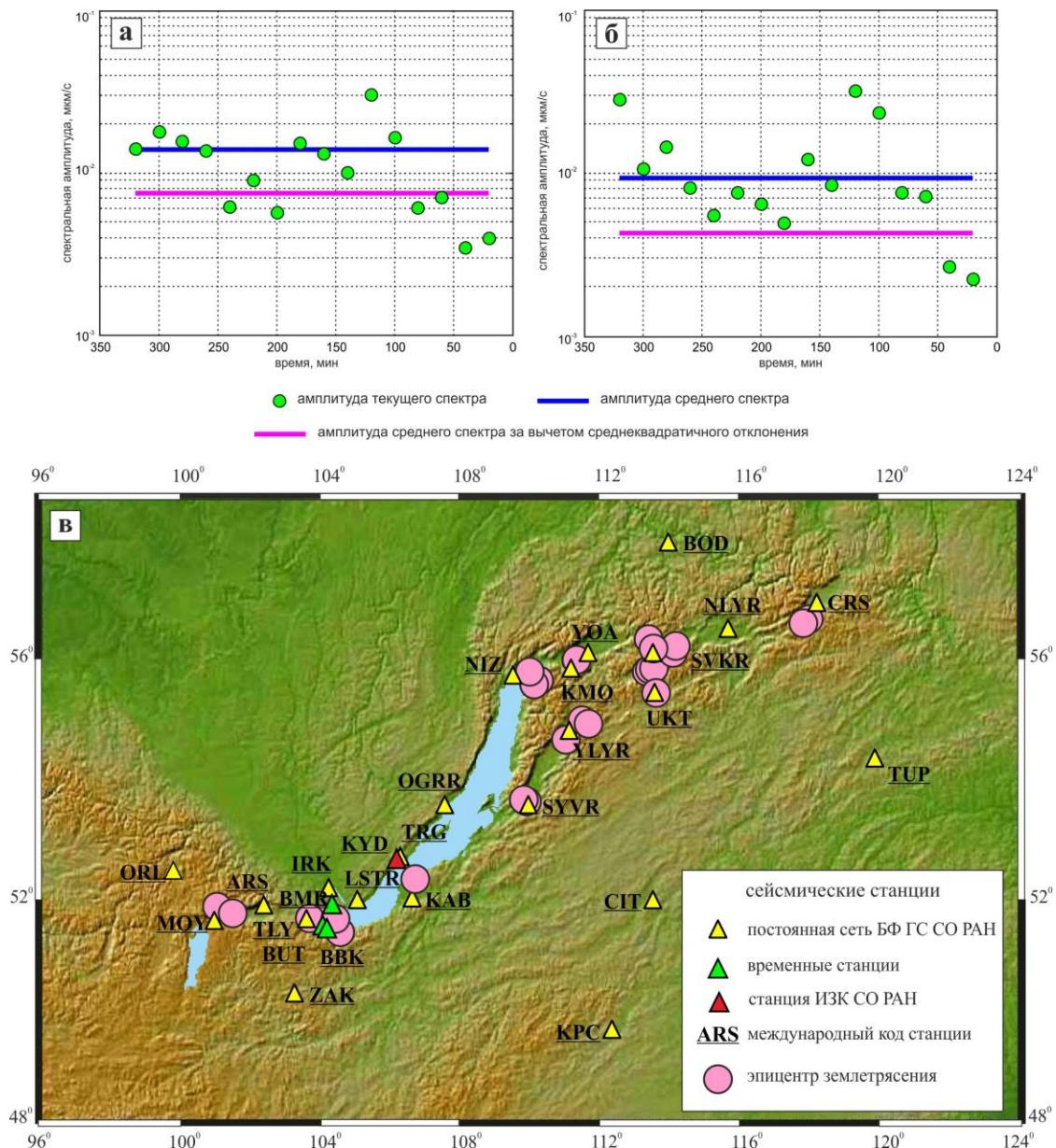


Рисунок 14. Вариации амплитуды спектра МСШ перед Куморским землетрясением на разных частотах (а – на частоте 27 Гц, б – 36 Гц). Оси абсцисс (время до землетрясения в минутах) в – положение эпицентров исследуемых землетрясений (кружки) и сейсмических станций (треугольники).

Помимо вариаций уровня МСШ для поиска предвестников дополнительно использовались такие параметры, как показатель степенной функции тренда (γ) и коэффициент регрессии (R) между средними и

текущими спектрами на всех частотах. Чтобы определить параметр γ , строились графики зависимости $A_t(A_{cp})$ между средними $A_{cp}(f)$ и текущими $A_t(f)$ спектрами МСШ для всего частотного диапазона, графики аппроксимировались степенной зависимостью вида:

$$y(x)=a \cdot x^\gamma.$$

При сравнении временных вариаций уровня МСШ и параметров γ и R , в некоторых случаях понижение коэффициента регрессии R наблюдается для более продолжительного промежутка времени, это говорит о том, что параметры при таком методе более показательны, чем простые сопоставления спектральных амплитуд. Для Куморского землетрясения понижение наблюдалось за 1 час 40 минут до толчка. В дальнейшем анализировались параметры γ и R , которые были получены для каждой эмпирической зависимости.

Данные.

Предложенная методика использовалась для поиска предвестников землетрясений разной силы: слабые, умеренные и сильные. Всего было рассмотрено 28 землетрясений с энергетическими классами $K=9.5-15.9$ (магнитуды $M=3.1-6.3$) за период 1999–2020 гг. (таблица 2, рис. 14 в). Данные непрерывной цифровой регистрации, полученные на сейсмических станциях Байкальского филиала Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (БФ ФИЦ ЕГС РАН) использовались для анализа микросейсмических шумов, а также широкополосной сейсмической станции Куяда (KYD) Института земной коры СО РАН, полученные на расстояниях Δ от 3 до 81 км от эпицентров землетрясений (рис. 14 в). В настоящей работе использовались данные чувствительных короткопериодных каналов сейсмических станций БФ ФИЦ ЕГС РАН (аппаратура «Байкал-10», «Байкал-11», рабочий диапазон частот от 0.5 до 20 Гц). Сейсмическая станция Куяда расположена в пункте комплексного мониторинга опасных геологических процессов "Бугульдейка"

ИЗК СО РАН, входящего в состав ЦПК "Геодинамика и геохронология" ИЗК СО РАН, в комплект аппаратуры входят сейсмометр Trillium Compact Posthole 120 и регистратор Centaur, рабочая полоса – от 120 сек до 108 Гц. Для двух сильных землетрясений – Южнобайкальского (25.02.1999 г., Mw=6.0) и Култукского (27.08.2008 г., Mw=6.3) также анализировались записи широкополосной станции Талая (TLY, входит в глобальную сейсмическую сеть IRIS/Ida). Для анализа использовались записи скоростей движений.

Таблица 2.

Параметры исследуемых землетрясений

№	Дата дд.мм.гг гг	Время чч:мм:сс.с	координаты		K	Δ, км	Код станци и	Время предвестника
			с.ш.	в.д.				
1	25.02.19 99	18:58:29.9	51.64	104.82	14.6	81	TLY (IRIS/I da)	1 ч 15 мин
2	04.10.20 02	17:59:06.2	56.27	114.19	12.2	40	SVKR	6 ч 45 мин
3	25.01.20 03	23:35:26.6	55.04	111.54	12.2	30	YLYR	предвестник не обнаружен
4	16.09.20 03	11:24:54.4	56.05	111.34	14.3	26	YOA	26 мин
5	17.09.20 03	02:59:56.0	51.75	101.46	13.7	33	MOY	предвестник не обнаружен
6	08.03.20 04	09:27:25.9	56.16	114.11	12.4	34	SVKR	16 мин
7	28.06.20 04	14:22:46.5	56.68	117.97	13.5	30	CRS	предвестник не обнаружен
8	06.07.20 04	14:37:15.6	56.38	113.41	11.8	24	SVKR	43 мин

9	19.11.20 04	14:47:45.0	56.05	111.33	10.5	20	KMO	предвестник не обнаружен
10	02.01.20 05	00:24:38.7	56.66	117.92	13.8	34	CRS	предвестник не обнаружен
11	21.03.20 05	18:04:55.2	51.68	104.39	12.2	37	LSTR	предвестник не обнаружен
12	05.02.20 06	02:24:48.2	55.02	111.63	11.8	34	YLYR	предвестник не обнаружен
13	21.03.20 06	16:30:19.8	53.7	109.92	9.5	7	SYVR	предвестник не обнаружен
14	10.10.20 06	16:15:22.1	55.51	113.63	9.9	2	UKT	предвестник не обнаружен
15	04.12.20 06	09:14:04.2	55.68	110.16	13.4	40	NIZ	20 мин
16	11.12.20 06	09:08:46.2	55.69	110.18	13.1	41	NIZ	предвестник не обнаружен
17	11.12.20 06	11:55:29.8	55.69	110.2	11.8	42	NIZ	предвестник не обнаружен
18	21.03.20 07	14:55:43.1	55.87	113.42	12.2	35	SVKR	предвестник не обнаружен
	21.03.20 07	14:55:43.1	55.87	113.42	12.2	44	UKT	предвестник не обнаружен
19	23.08.20 07	05:54:28.6 4	55.91	113.5	13.3	30	SVKR	предвестник не обнаружен
	23.08.20 07	04:49:19.4	55.91	113.5	13.3	47	UKT	предвестник не обнаружен
20	05.09.20 07	22:49:07.8	55.86	109.99	11.9	30	NIZ	37 мин

21	21.11.20 07	10:08:05.7	54.74	111.04	10.3	17	YLYR	предвестник не обнаружен
22	04.05.20 08	07:27:32.8	51.66	103.68	10.1	3	TLY	37 мин
23	27.08.20 08	01:35:31.4	51.62	104.06	15.9	29	TLY (IRIS/I da)	2 ч
	30.08.20 08	13:53:29.0	51.64	104.03	12.1	27	TLY	предвестник не обнаружен
24	30.08.20 08	13:53:29.0	51.64	104.03	12.1	21	BMR, вр.ст.	предвестник не обнаружен
	30.08.20 08	13:53:29.0	51.64	104.03	12.1	12	BUT, вр.ст.	31 мин
	30.08.20 08	13:53:29.0	51.64	104.03	12.1	15	BBK, вр.ст.	12 мин
25	03.01.20 09	03:50:15.6	56.23	113.55	12.1	6	SVKR	предвестник не обнаружен
26	17.02.20 09	00:47:43.6	51.87	101.01	11.3	23	MOY	предвестник не обнаружен
27	30.11.20 09	13:22:17.9	53.73	109.83	10.4	14	SYVR	предвестник не обнаружен
28	20.12.20 20	21:44:34.0	52.37	106.64	13.9	39	KYD	предвестник не обнаружен

Для расчета среднего спектра на каждой станции использовались данные непрерывной сейсмической регистрации за 1–2 месяца перед землетрясением, для расчетов текущих спектров – записи микросейсм за 1–2 суток перед землетрясением и за сутки после землетрясения.

4.2. Результаты

В результате с использованием предложенной методики для восьми событий с $K_p=10.1-14.3$ ($M=3.4-5.7$) было установлено понижение уровня амплитуд сейсмического шума перед землетрясением – от 12 минут до 6 часов 45 минут (таблица 2). Дополнительно при обнаружении предвестника для каждого события строились и анализировались спектрограммы (спектрально-временные или СВАН-диаграммы) для шестиминутных отрезков записей микросейсм за час до проявления предвестника и до возвращения амплитудно-частотных характеристик шумов к среднему спектру. По спектрограмме для землетрясения 4 октября 2002 г. (время в очаге 17:59, $K=12.2$) на станции Северомуйск (эпицентральное расстояние 40 км) за 6 часов 45 минут до землетрясения начинается понижение спектрального уровня МСШ. Ещё в течение нескольких часов после землетрясения было замечено понижение амплитуд МСШ. Через 2.5 часа после землетрясения началось его постепенное повышение, и через 4 часа после толчка амплитуда МСШ вернулась в свою нормальную величину.

Отдельно изучались микросейсмические колебания перед сильными землетрясениями, которые произошли в Южно-Байкальской впадине: Култукским (27.08.2008 г., $Mw=6.3$), Южно-Байкальским (25.02.1999 г., $Mw=6.0$) и Кударинским (09.12.2020 г., $Mw=5.6$) землетрясениями. Для анализа использовали широкополосные записи микросейм длиной 1 час, которые были получены на широкополосных сейсмических станциях Куюда и Талая. Наиболее представительным оказался частотный диапазон от 0.5 до 15 Гц. На спектрограммах перед Култукским и Южно-Байкальским землетрясениями фиксируются понижение уровня МСШ на частотах от 1 до 5 Гц. В то же время для Култукского землетрясения, наоборот, отмечается повышение амплитуд микросейсмических колебаний в области низких частот – 0.5–1.4 Гц, что может быть связано с прибойными эффектами оз.

Байкал. Для Кударинского землетрясения статистически значимого понижения уровня МСШ не наблюдается.

Эффект понижения уровня микросейсмического шума перед близким землетрясением отмечено для сейсмических станций Уоян, Нижнеангарск, Северомуйск. Талая и двух временных станций в районе Южного Байкала BUT и BVK. Отсутствие предвестников для других станций частично можно объяснить низким отношением сигнал/шум, где сигнал – это предвестник, а шум – фоновые помехи, обусловленные локальными грунтовыми условиями в пункте установки сейсмостанций. Часть сейсмических станций расположены в местах, характеризующихся существенными сезонными и суточными изменениями частотного отклика верхней части разреза, что объясняется в первом случае сезонными промерзаниями грунтов, а во втором – как приливными и прибойными эффектами на озере Байкал (некоторые станции установлены вблизи береговой линии), так и наличием техногенных помех (транспорт, ГЭС, железная дорога) [Добрынина и др., 2018].

Большую роль при обнаружении предвестника также играет расстояние между приемником и источником, а также энергия землетрясения. На рисунке 17 приведено соотношение между K и Δ для землетрясений, для которых зафиксирован эффект понижения уровня микросейсмического шума перед толчком. Видно, что с увеличением силы землетрясения растет расстояние, на котором фиксируется предвестник, что объясняется относительно большим размером области подготовки у сильных событий и самого очага будущего землетрясения. Влияние эпицентрального расстояния на возможность фиксации предвестника также значительна. Так, на сейсмической станции Талая (расположена на скальном основании) отмечается понижение уровня сейсмического шума перед слабым землетрясением ($K=10.1$, $\Delta=3$ км), в то время как перед одним из афтершоков Култукского землетрясения 2008 г. ($\Delta=27$ км, $K=12.1$) изменений в частотном

составе микросейсм не замечено. В то же время для слабого землетрясения 10.10.2006 г. с $K=9.9$ (№ 14, табл. 2) и с $\Delta=2$ км значимых изменений в амплитудно-частотном составе МСШ не обнаруживается.

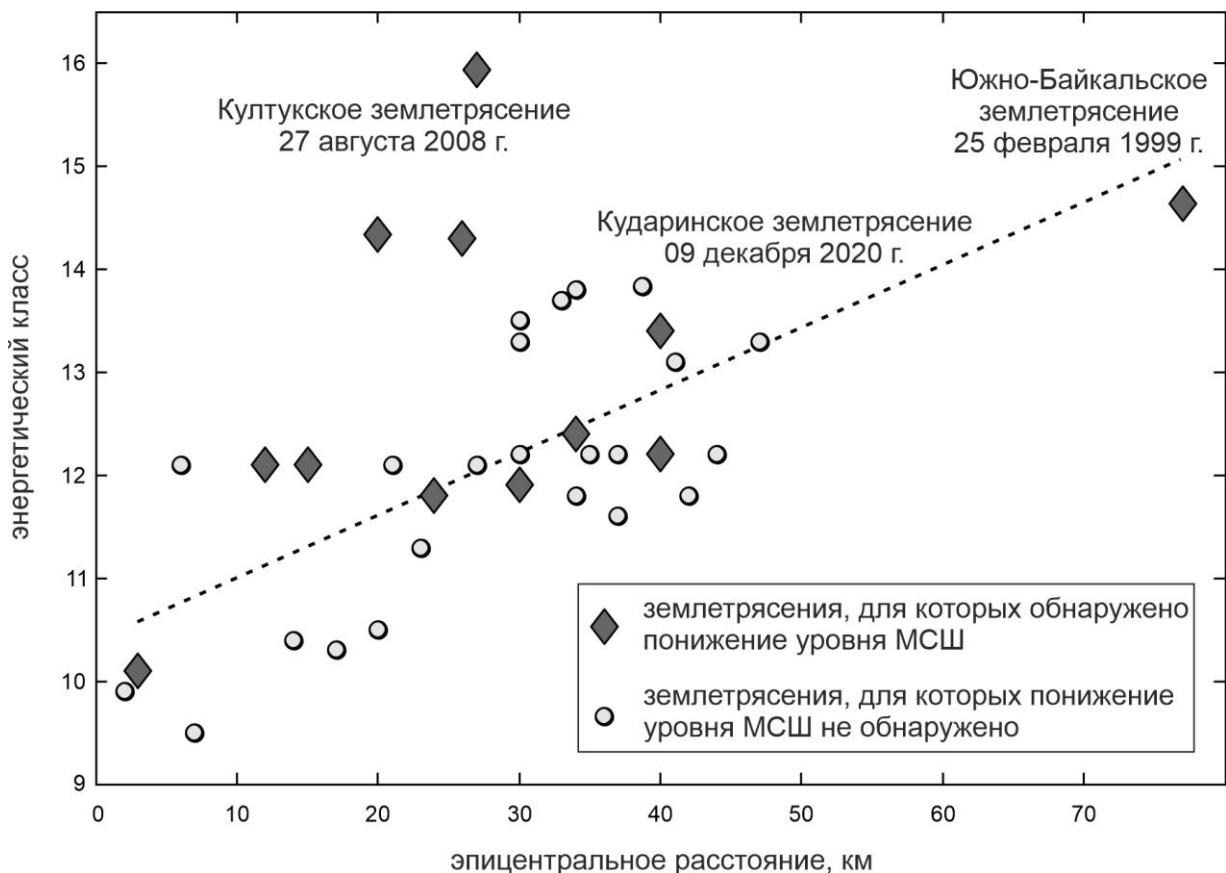


Рисунок 15. Соотношение энергетических классов и эпицентральных расстояний рассматриваемых землетрясений

В результате исследований методика обнаружения признаков подготовки землетрясений на примере умеренных, близких и сильных сейсмических событий по данным о вариациях спектральных амплитуд микросейсмического шума получила развитие. Для восьми землетрясений БРС с энергетическими классами $K=10.1-15.9$ на эпицентральных расстояниях 3-81 км установлено значительное понижение уровня микросейсм за несколько часов перед толчком.

Зафиксированное понижение уровня МСШ может классифицироваться как краткосрочный предвестник, связанный с консолидацией среды перед землетрясением на временах 4–5 часов до землетрясения.

4.3. Низкочастотные вариации микросейсмических шумов перед сильным землетрясением

09.12.2020 в 21:44:34 (время UTC) в Байкальской впадине в районе дельты р. Селенга произошло землетрясение с магнитудой $Mw=5.6$ [Dobrynina et al., 2022], получившее название “Кударинское” (рис. 16). Очаг землетрясения располагался в зоне Дельтового сброса северо-восточного простирания, типичного для центральной части БРС [Sankov et al., 2018]. Кударинское землетрясение сопровождалось афтершоковой активностью – за период с 09.12.2020 по 12.01.2021 было зарегистрировано более 70 толчков с энергетическими классами $K=5.3–12.2$ [Тубанов и др., 2021]. Механизмы очага Кударинского землетрясения, полученные разными сейсмологическими агентствами, отражают обстановку растяжения коры в направлении северо-запад – юго-восток со сбросовыми подвижками в очаге, иногда – с незначительной сдвиговой компонентой (кроме сдвигового механизма, полученного Байкальским филиалом Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (ФИЦ ЕГС РАН, № 2 на рис. 16). По данным опросов населения установлено, что Кударинское землетрясение проявилось с максимальной интенсивностью VI–VII баллов по шкале MSK-64 в с. Кудара (расстояние 16 км); в пунктах, расположенных в ближней зоне на расстояниях до 50 км, интенсивность сотрясений колебалась от V до VI баллов [Тубанов и др., 2021]. Пятибалльные сотрясения были отмечены на расстояниях от 22 до 253 км, в том числе в крупных городах Прибайкалья (Ангарске, Иркутске, Шелехове, Улан-Удэ, Усолье-Сибирском) [Тубанов и др., 2021].

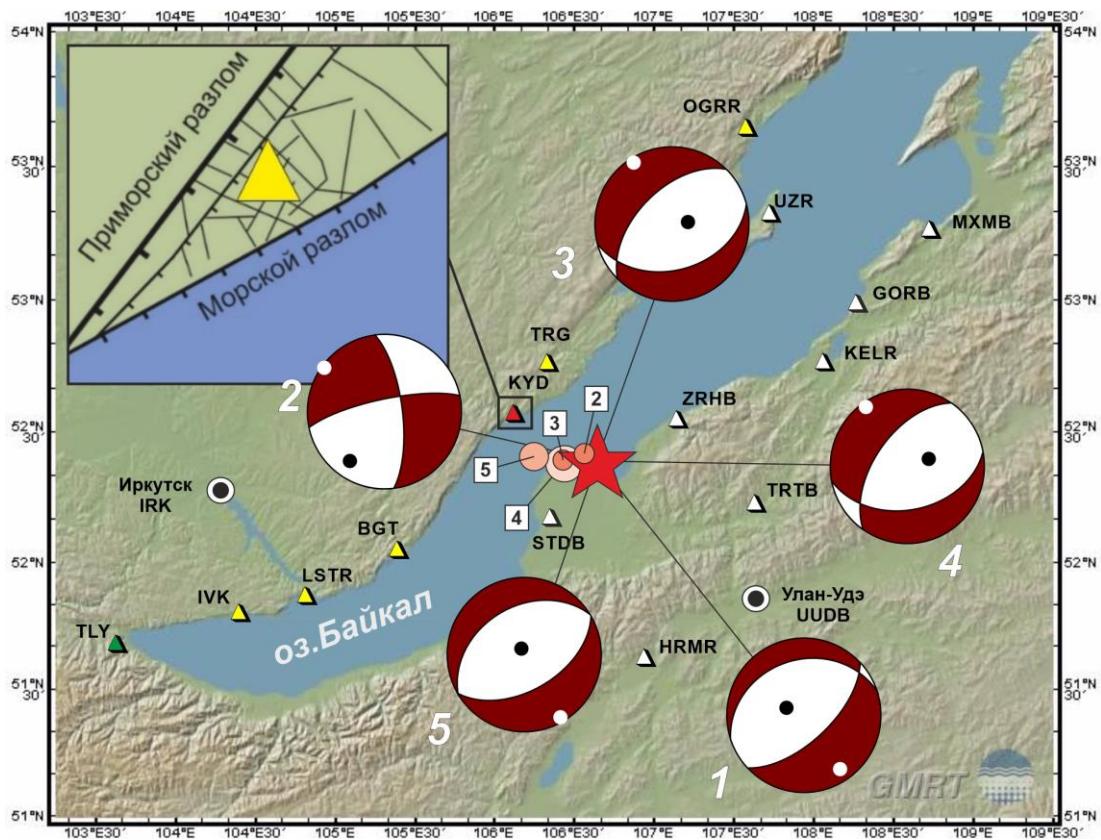


Рисунок 16. Положение сейсмических станций Байкальского (желтые треугольники) и Бурятского филиалов (белые треугольники) ФИЦ ЕГС РАН, полигона комплексного мониторинга “Бугульдейка” (красный треугольник) и эпицентра Кударинского землетрясения (звездочка), на врезке: разломно-блоковая структура в районе полигона “Бугульдейка”. Цифрами показаны механизмы очага: 1 – GEOFONE, 2 – Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, 3 – Institute de Physique du Globe de Paris, 4 – Колумбийский университет, США, 5 – Geoscience Australia.

Близ западного борта оз. Байкал расположены полигоны комплексного мониторинга опасных геологических процессов ИЗК СО РАН – “Бугульдейка” и “Приольхонье” (обозначены кодами KYD и TRG по названиям сейсмических станций соответственно, рис. 16), входящие в состав ЦПК “Геодинамика и геохронология” Института земной коры СО РАН и оснащенные аппаратурой для мониторинга деформаций горных

пород. На полигоне “Бугульдейка” с 30.11.2020 также действует широкополосная сейсмическая станция “Куяда” (локальный код KYD, координаты: 52.567 °N, 106.136 °E, высота – 484 м). Сейсмическая станция оснащена тремя датчиками (один вертикальный и два горизонтальных) и работает в непрерывном режиме, частота дискретизации – 100 отсчетов в секунду, рабочая полоса частот от 120 сек до 108 Гц. Данный частотный диапазон позволяет, кроме регистрации землетрясения, фиксировать и анализировать вариации МСШ. Пункты мониторинга деформаций горных пород созданы на основе инструментального комплекса авторской разработки [Салко, Борняков, 2014]. Пункт “Бугульдейка” расположен в зоне сочленения локальных разломов (рис. 16, врезка). Деформации здесь измеряются в ортогональных направлениях двумя горизонтальными штанговыми датчиками с базой 10 м, заглубленными в грунт на глубину 2.5 м. В пункте “Приольхонье” оборудовано две точки измерений, которые находятся в разных структурных ситуациях: первая точка располагается в зоне разлома, и измерения деформаций в ней проводятся вертикальным штанговым датчиком в скважине на базе 12 м, вторая точка расположена в пределах ненарушенного блока, измерение деформаций в ней проводится одним горизонтальным датчиком с базой 10 м, заглубленным на 2.5 м и ориентированным вдоль направления действия регионального растяжения.

В данных деформационного мониторинга была зафиксирована подготовка завершающей фазы Кударинского землетрясения на пунктах “Бугульдейка” и “Приольхонье” (расстояния до эпицентра – 37 и 45 км, соответственно, рис. 16). Несмотря на относительно близкое расположение пунктов мониторинга “Бугульдейка” и “Приольхонье” признаки готовящегося землетрясения проявились в них по-разному. В первом пункте они выразились в синусоидальной реализации деформаций с возрастанием амплитуды колебаний в течение месяца, предшествующего землетрясению. Во втором пункте в первой точке за десять дней до него начался

экспоненциальный рост деформаций, во второй точке визуальных признаков подготовки землетрясения не выявлено [Семинский и др., 2022]. Причина, по которой отличаются деформационные признаки подготовки Кударинского землетрясения в пунктах “Бугульдейка” и “Приольхонье”, является разные структурные условия их расположения. Пункт “Бугульдейка” находится в месте пересечения двух зон разломов в пределах клиновидного блока, выделенного зонами региональных разломов, – Приморского и Морского (рис. 16, врезка). Из-за ощущимой сбросовой амплитуды смещения по Морскому разлому верхняя часть блока с юго-восточной стороны соединяется с водной линзой и осадочным накоплением Южно-Байкальской впадины, которые не способны передать на него действующее региональное растяжение. Выявленный по данным мониторинга колебательный характер деформаций перед Кударинским землетрясением имеет вторичную природу и связан с “раскачкой” блока под действием усилившегося растяжения подстилающих его более глубоких горизонтов коры.

В настоящей работе мы попытались определить возможные предвестники Кударинского землетрясения по данным о микросейсмических шумах. Ранее нами были выявлены проявления возможных предвестников близких сильных и умеренных землетрясений БРС на эпицентральных расстояниях до 80 км, выразившихся в понижении уровня микросейсмического шума за периоды от нескольких часов до десятков минут до толчка в частотной области от 0.5 Гц и выше [Korol et al., 2022]. В случае Кударинского землетрясения значимых изменений в амплитудно-частотном составе микросейсмических колебаний для указанных частот выявлено не было [Korol et al., 2022], поэтому мы анализировали низкочастотный диапазон – от 0.01 до 1 Гц.

Анализировались сейсмограммы микросейсмического шума перед и после землетрясения, полученные на сейсмических станциях, расположенных в пределах центральной части БРС (эпицентральные

расстояния варьировались от 30 до 250 км, рис. 16). Сейсмическая станция “Куяда” начала работу в непрерывном режиме с 30.11.2020 (т.е. за 10 дней до Кударинского землетрясения), что затрудняет анализ непосредственно фоновых колебаний до землетрясения, поэтому в работе анализировался временной период от начала регистрации и до апреля 2022 года, для того чтобы оценить характеристики микросейсмического шума в спокойном состоянии.

Для всех сейсмических станций на расстояниях до 250 км был определен средний спектр микросейсмического шума и его поляризация в низкочастотной области от 0.01 до 1 Гц по архивным данным непрерывной сейсмической регистрации. Далее выполнялся спектрально-временной анализ 30-минутных участков записи микросейсмических колебаний (рис. 17): для них строились СВАН-диаграммы (спектrogramмы) и поляризационные диаграммы, показывающие направление колебаний в горизонтальной плоскости. В итоге проводилось сравнение полученных текущих спектров и поляризационных диаграмм со средними спектрами и поляризационными диаграммами для каждой станции.

Анализ микросейсмического шума на станции Куяда в интервале от 0.01 до 1 Гц выявил периодическое увеличение амплитуд колебаний по горизонтальным компонентам в частотном диапазоне 0.01–0.1 Гц за период от 10 дней до Кударинского землетрясения и до 4 дней – после (до 20 часов 13.12.2020, рис. 17). За 14 часов до Кударинского землетрясения и 9 часов после него наблюдалось максимальное увеличение амплитуд колебаний – приблизительно в 20 раз относительно спокойного фона (рис. 17). Частоты излучения сейсмических волн для самого Кударинского землетрясения составляют: 7–20 Гц для Р-волны и 2–15 Гц для S-волны.

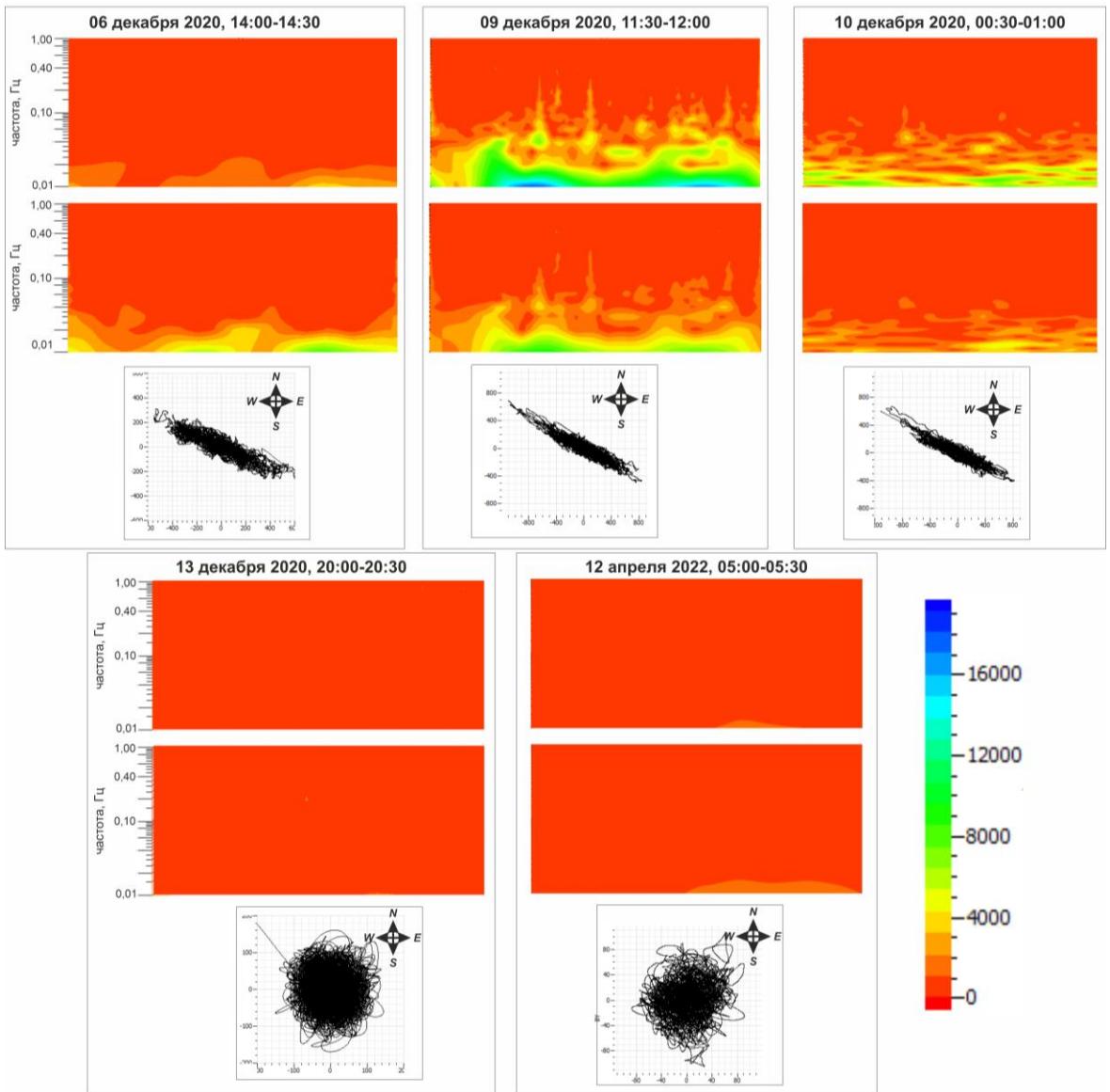


Рисунок 17. Спектрограммы и поляризационные диаграммы микросейсмического шума в частотном диапазоне 0.01–1 Гц до и после Кударинского землетрясения на станции Куюда.

Для всего периода (с 01.12.2020 до 14.12.2020) на станции Куюда также отмечается резкая смена ориентации колебаний с беспорядочной на выраженную северо-западную – юго-восточную (рис. 17). Фоновые микросейсмические колебания складываются из сейсмических волн от множества эндогенных и экзогенных источников и, по большей части, представляют собой поверхностные волны. Влияние множества

расположенных в разных азимутах источников обуславливает наблюдаемое отсутствие направленности излучения микросейсмических шумов (рис. 17). Амплитудно-частотный состав микросейсмических колебаний в конкретном пункте измерений является относительно постоянным с вариациями в зависимости от сезона, антропогенной нагрузки, метеопараметров, прибойных эффектов, влияния зон разломов и пр. [Sobolev, 2004; Черных, Табулевич, 2004; Добрынина и др., 2018 и мн. др.], но может значительно меняться при достаточно сильном внешнем воздействии сторонних факторов, таких как перестройка среды при подготовке сильного землетрясения [Saltykov, 2017; Sobolev, 2004; Любушин, 2011; Соболев, 2011; Соболев, Пономарев, 2003; Korol et al., 2022]. В нашем случае влияние метеоусловий и прибойных эффектов может быть исключено – скорость ветра, в основном, не превышала 2–5 м/с, направление ветра – западное, восточное, только 5 и 12 декабря направление сменилось на северо-западное [<https://www.gismeteo.ru>]. Антропогенный фактор также исключается. Таким образом, можно заключить, что в микросейсмических шумах на станции Куяда отразился процесс перестройки среды перед землетрясением, что подтверждается также наблюдаемыми аномалиями деформаций горных пород [Семинский и др., 2022].

Процесс подготовки землетрясения должен был отразиться на других станциях вблизи от эпицентра, поэтому в работе были проанализированы данные, полученные на сейсмических станциях Байкальского и Бурятского филиалов ФИЦ ЕГС РАН, расположенных в районе Южного Байкала на расстояниях от 28 до 158 км от эпицентра (рис. 16). На рис. 18 приведены поляризационные диаграммы колебаний микросейсмических шумов в горизонтальной плоскости в частотном диапазоне 0.01–1 Гц для сейсмических станций, расположенных в центральной части БРС. Для удаленных станций (эпицентральное расстояние больше 130 км) выраженная смена ориентации колебаний отсутствует, в то время как для станций,

близких к эпицентру, наоборот, наблюдается резкая смена ориентации колебаний. Необходимо отметить, что на станциях, расположенных в разных азимутах относительно эпицентра Кударинского землетрясения, ориентация колебаний в горизонтальной плоскости заметно отличается, при этом, совпадая с азимутом на эпицентр. Среди этих станций выделяется группа достаточно удаленных станций с ориентацией колебаний, перпендикулярной к азимуту на эпицентр – эти станции расположены в зонах крупных разломов, ограничивающих Южнобайкальскую впадину, или за ними.

Сравнение спектрограмм и поляризации по трем компонентам (N-S, E-W и вертикальная) показало, что усиление колебаний наблюдалось только для горизонтальных компонент, для амплитуд вертикальной компоненты значительных изменений не обнаружено. Диаграммы направленности движения частиц (поляризационные диаграммы, рис. 17, рис. 18) также показывают, что движения происходили в горизонтальной плоскости. При этом, поляризационные диаграммы S-волны от Кударинского землетрясения показывают обычную для поперечных волн поляризацию колебаний в вертикальной и горизонтальной плоскостях – с направлением на очаг землетрясения (поляризованные SV- и SH-волны соответственно). Отсутствие колебаний в вертикальной плоскости характерно для продольных сейсмических волн, SH-волн и поверхностных волн Лява. В случае Кударинского землетрясения эпицентральные расстояния слишком малы для формирования поверхностных волн, что свидетельствует о доминировании в поле микросейсмических шумов в указанный период объемных волн.

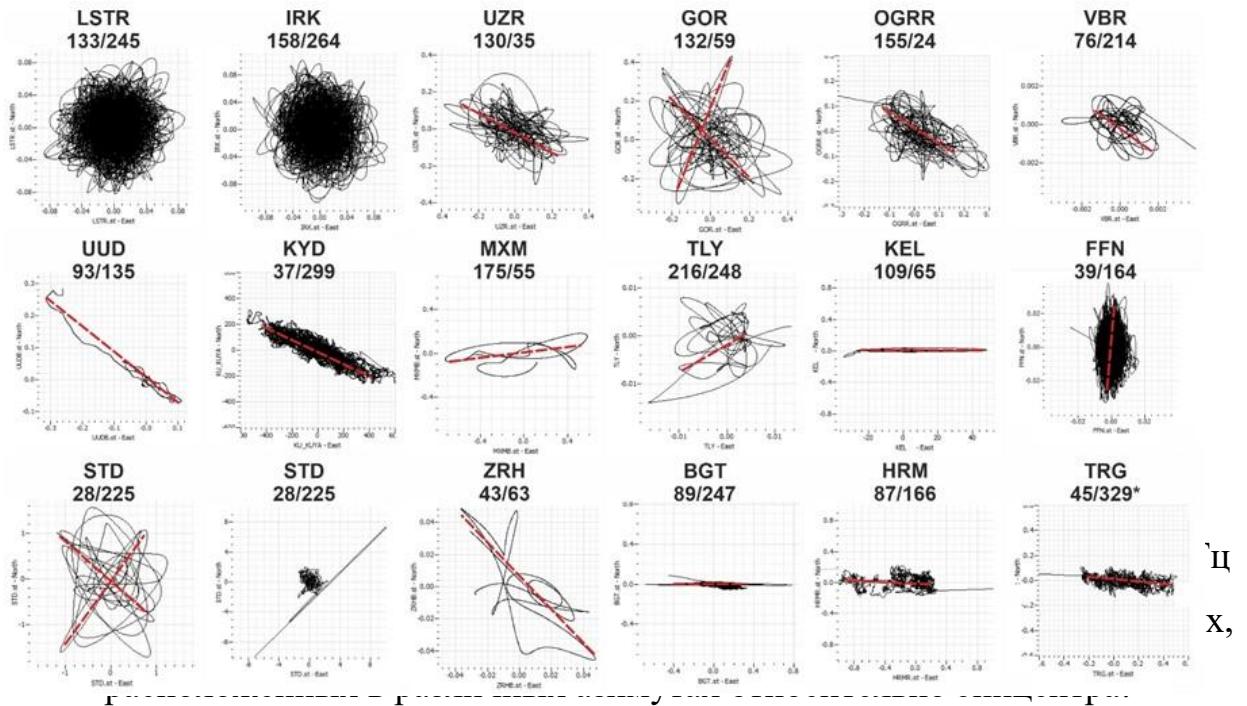


Рисунок 18. Поляризационные диаграммы в частотном диапазоне 0.01–1 Гц микросейсмического шума перед Кударинским землетрясением на станциях, расположенных в различных азимутах относительно эпицентра.

Для того, чтобы определить зону готовящегося землетрясения, на карту были нанесены отрезки с точкой начала в месте локализации сейсмической станции и с азимутом колебаний, полученным по поляризационной диаграмме (на рис. 19 эти отрезки показаны пунктирными линиями). Район пересечения этих отрезков указывает на источник возмущений – зону готовящегося сильного сейсмического события. Наблюдаемые отклонения точного азимута на эпицентр землетрясения и ориентации колебаний, полученной по поляризационной диаграмме, частично объясняются использованием среднего азимута ориентации колебаний, а не всего азимутального створа, в котором наблюдаются колебания, а также размерами эпицентральной зоны сильного землетрясения, занимающего достаточно большой и протяженный объем.

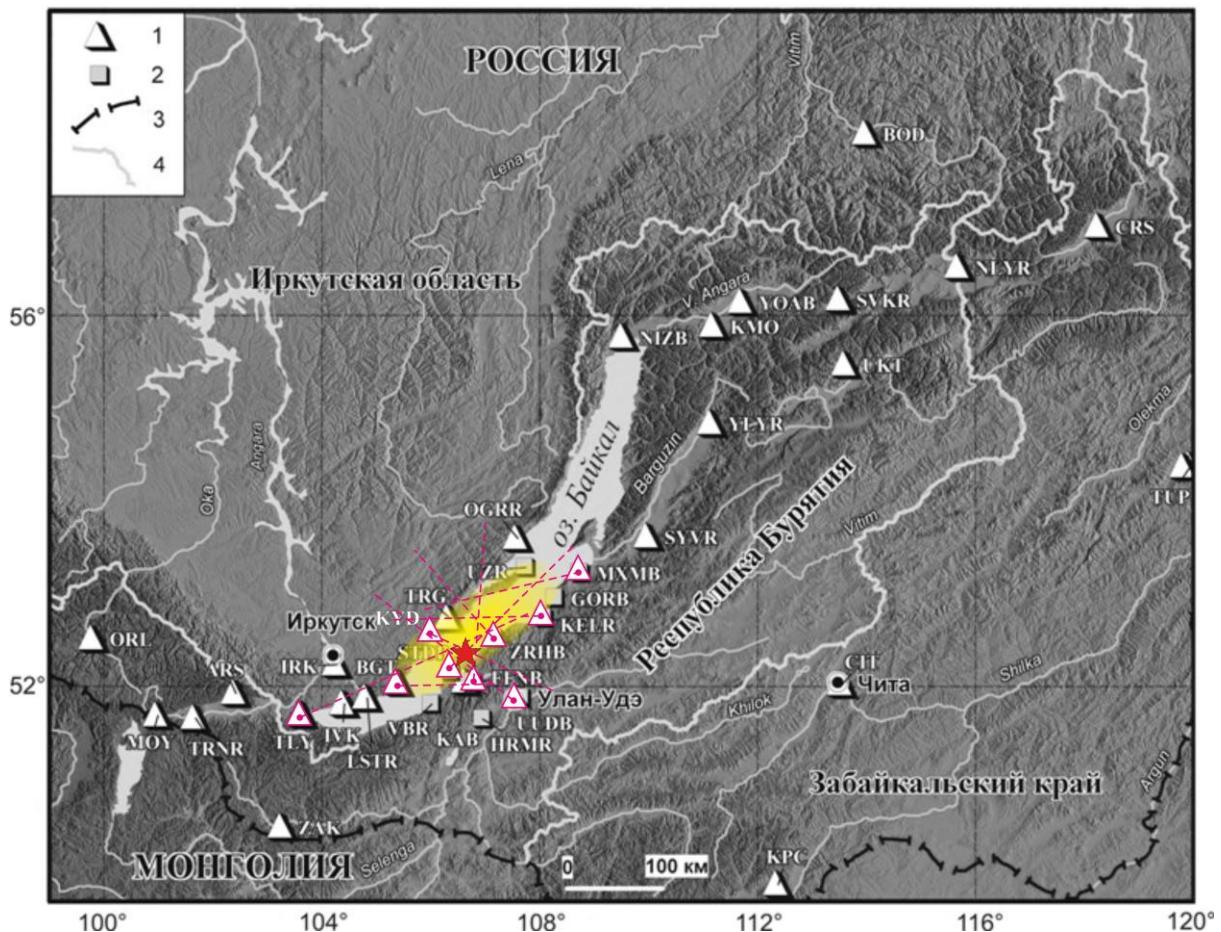


Рисунок 19. Выделение зоны очага готовящегося сильного сейсмического события (желтая область) по данным об ориентации колебаний микросейсмического шума. Звездочкой показан эпицентр Кударинского землетрясения, пунктиром – азимуты колебаний микросейсмического шума, треугольниками с красными границами обозначены станции, на которых наблюдалась смена поляризации колебаний микросейсмического шума с ориентацией на эпицентр землетрясения. Условные обозначения: 1 – ЦСС Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН; 2 – ЦСС Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН; 3 – государственная граница; 4 – границы административного деления РФ.

Сопоставление данных деформационного и микросейсмического мониторинга позволяют сделать предположение о том, что в поле микросейсмических шумов, по-видимому, отразился процесс медленных

движений по разлому перед землетрясением и после основного срыва (толчка) с последующим затуханием. Предлагаемый способ позволяет осуществлять краткосрочное определение подготовки сильного сейсмического события и его положение и предпринять необходимые меры по предотвращению серьёзных последствий на объектах повышенной опасности, на которых ведется сейсмический мониторинг.

4.4. Связь микросейсмических аномалий с деформациями горных пород.

Для анализа связи деформаций и микросейсмического фона были проанализированы записи микросейсм, полученные на пунктах комплексного деформационного и сейсмического мониторинга «Бугульдейка» и «Максимиха». На пункте «Бугульдейка» установлена широкополосная сейсмическая станция «Куяда» (региональный код KYD), координаты: 52.567 °с.ш., 106.136 °в.д., высота – 484 м, время работы – с 30 ноября 2020 г. На пункте «Максимиха» с 1997 г. действует широкополосная сейсмическая станция Максимиха (международный код MXM) Бурятского филиала ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», координаты 53.263 °с.ш., 108.745 °в.д., высота – 510 м. Сейсмостанции оборудованы тремя датчиками: два горизонтальных датчика ориентированы на север-юг и запад-восток третий датчик – вертикальный. Станции работают в непрерывном режиме, частота дискретизации – 100 отсчетов в секунду, рабочая полоса частот для станции KYD от 120 сек до 108 Гц, для станции MXM – 0.033 – 35 Гц. Оба пункта мониторинга также оборудованы метеостанциями GMX500 (MaxMet), измеряющими скорость и направление ветра, температуру и влажность воздуха, а также атмосферное давление (рис. 20).

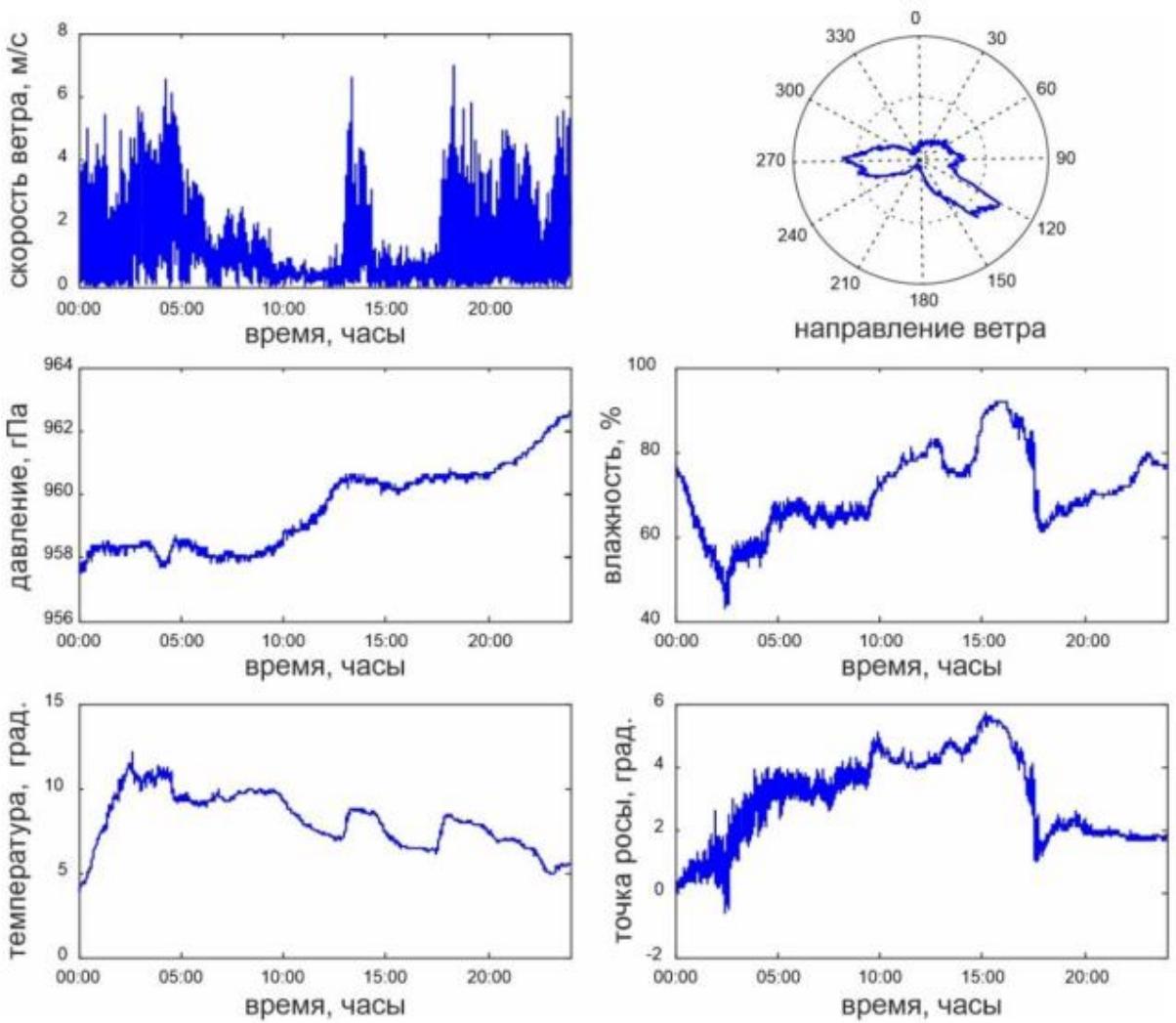


Рисунок 20. Пример записей метеостанции «Бугульдайка» за одни сутки

Был проведен анализ вариаций микросейсмического фона, зарегистрированного на станции KYD перед Кударинским землетрясением (09 декабря 2020 г., магнитуда 5.6, расстояние до сейсмической станции 39 км). На рисунке 21 приведены спектры суточных записей за несколько дней до землетрясения. Видно, что несмотря на то, что в целом спектры сохраняют свою форму, наблюдаются временные вариации положения максимум излучения по частоте. За сутки до землетрясения (08 декабря) на спектрах проявился пик в частотной области от 0.05 до 0.09 Гц. Сопоставление с данными метеостанции показало, что наблюдаемое усиление амплитуд колебаний в указанном частотном диапазоне не связано с погодными

условиями. Усиление амплитуд наблюдалось также 09 декабря, но т.к. именно в этот день была проведена смена карт памяти в сейсмическом регистраторе, то провести детальный анализ спектров за указанный день не получилось (большой уровень помех).

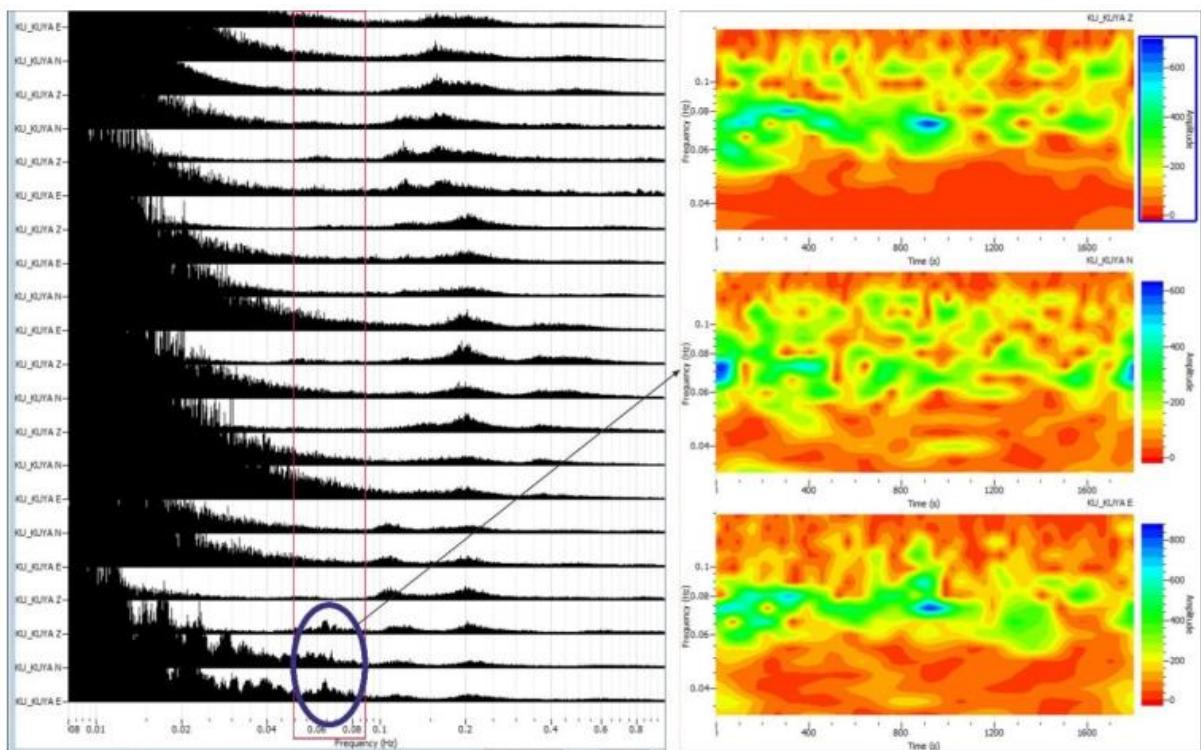


Рисунок 21. Спектры суточных записей за период с 02 по 08 декабря 2020 г. (перед Кударинским землетрясением). Красным прямоугольником выделен частотный диапазон, в котором наблюдается усиление колебаний. Справа для этого участка показаны спектрограммы (08 декабря 2020 г.).

Полученные результаты использовались для амплитудно-частотного анализа записей на сейсмической станции Максимиха. Видно, что форма спектра также является практически постоянной во времени за исключением нескольких аномалий. Первая аномалия наблюдается в период с 01 по 03 декабря – значительное усиление колебаний в области частот 0.1-0.3 Гц (на рис. 22 выделены желтым прямоугольником). Для двух суток (27 и 28

ноября) в частотной области от 0.2 до 3 Гц спектры не имеют ярко выраженных пиков, в отличие от остальных дней.

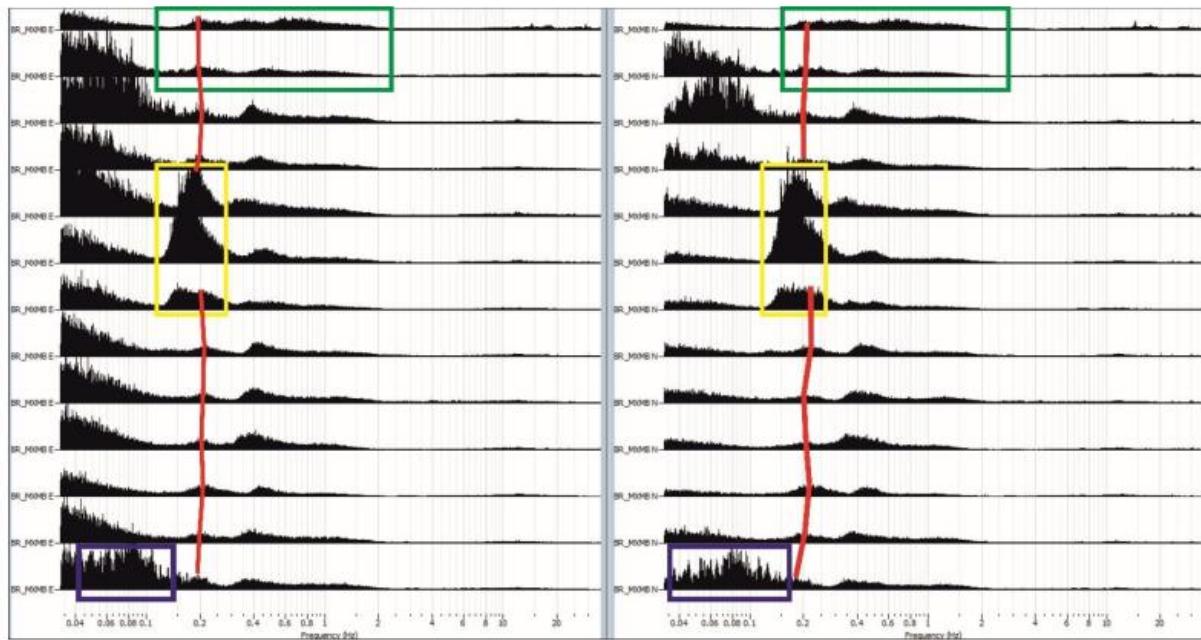


Рисунок 22. Спектры суточных записей на станции Максимиха за период с 27 ноября по 09 декабря 2021 г. Слева – горизонтальный канал EW, справа – горизонтальный канал NS. Прямоугольниками выделены аномалии, красной кривой – положение максимумов в области частот 0.2 Гц.

Также отмечается незначительное смещение пиков в низкочастотную область (показано красной кривой). 09 декабря наблюдается значительное усиление колебаний в диапазоне частот 0.04-0.15 Гц, что совпадает с результатами, полученными на станции Бугульдейка перед Кударинским землетрясением. Сопоставление с данными метеостанции и дневниками погоды показало, что наблюдаемые вариации амплитудночастотного состава колебаний также не связаны с погодными условиями. На рис. 23 приведены спектрограммы записей в частотном диапазоне 0.03-0.30 Гц.

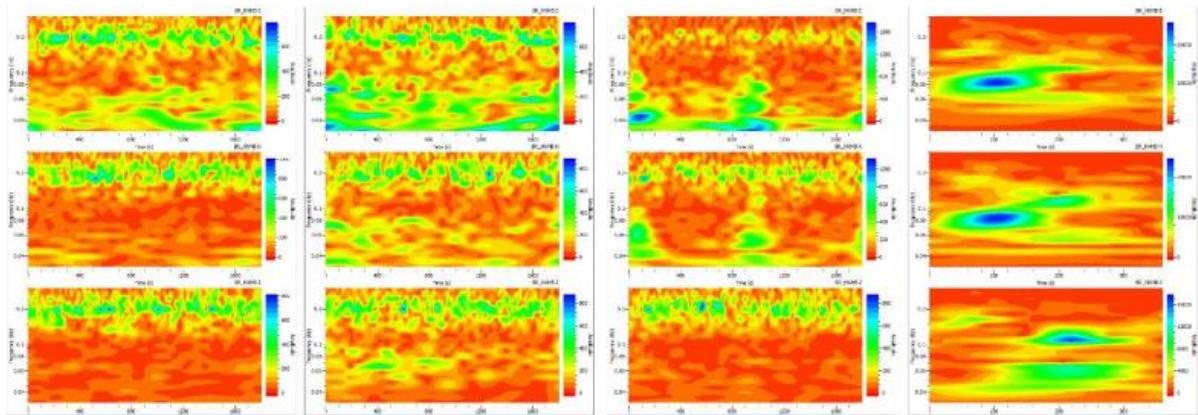


Рисунок 23. Спектрограммы отдельных участков суточной записи 09 декабря на станции Максимиха. Сверху вниз идут компоненты сейсмодатчика: горизонтальные NS, EW и вертикальная Z.

Видно, что форма спектра также является практически постоянной во времени за исключением нескольких аномалий. Первая аномалия наблюдается в период с 01 по 03 декабря – значительное усиление колебаний в области частот 0.1-0.3 Гц (на рис. 22 выделены желтым прямоугольником). Для двух суток (27 и 28 ноября) в частотной области от 0.2 до 3 Гц спектры не имеют ярко выраженных пиков, в отличие от остальных дней. Также отмечается незначительное смещение пиков в низкочастотную область (показано красной кривой). 09 декабря наблюдается значительное усиление колебаний в диапазоне частот 0.04-0.15 Гц, что совпадает с результатами, полученными на станции Бугульдейка перед Кударинским землетрясением (рис. 21). Сопоставление с данными метеостанции и дневниками погоды показало, что наблюдаемые вариации амплитудно-частотного состава колебаний также не связаны с погодными условиями. На рисунке 23 приведены спектрограммы записей в частотном диапазоне 0.03-0.30 Гц.

В отличие от записей на станции Бугульдейка, усиление колебаний в указанном частотном диапазоне наблюдается импульсно – от промежутков в 200-400 секунд до проявления на одной или двух компонентах. Эта нестабильность проявления аномалии микросейсмического шума может

свидетельствовать о проявлении в поле деформаций некоего кратковременного сигнала, возможно связанного с перестройкой среды перед готовящимся землетрясением.

Преобладающее большинство землетрясений, особенно средней силы и сильные, как правило, связаны с подвижками по уже существующим разломам или их разрастанием (удлинением). Подвижки происходят при каждой активизации и каждая подвижка синхронна сейсмическому событию. Повторяющиеся во времени активизации разрывов и возбуждение в них сейсмических событий подчиняются периодичности прохождения деформационных волн, физические параметры которых отражаются в направленности и интенсивности (скорости) возникновения событий в областях динамического влияния разломов. Каждое сейсмическое событие предваряется стадией подготовки, во время которой происходит перестройка (сжатие или растяжение) среды, сопровождающаяся микроподвижками в зоне очага готовящегося землетрясения. Эти микроподвижки могут быть зафиксированы сейсмическими станциями, расположенными вблизи зоны очага будущего землетрясения. Опираясь на аномалии, зафиксированные деформометрами, были проанализированы сейсмические записи на стациях МХМ и KYD в поисках «тремороподобных» событий, которые могут быть следствием таких микроподвижек в очаговых зонах. Так как на амплитудно-частотный состав микросейсмического фона достаточно сильное влияние оказывает антропогенный фактор, при анализе мы ограничили частотный диапазон. Т.к. сейсмические станции расположены близ деревень, мы не рассматривали колебания с частотой 1 Гц (± 0.5 Гц) – характерно для ходьбы, а также исключили из рассмотрения записи движения транспорта. В результате были тремороподобные события, представляющие собой волновой пакет, в голове которого идут высокочастотные колебания (8–18 Гц), сопровождающиеся длинными низкочастотными колебаниями с периодом 16-67 сек (частотный диапазон 0.015-0.06 Гц). Пример такого

колебания, зафиксированного перед деформационной аномалией, и его спектрограммы приведены на рисунке 24.

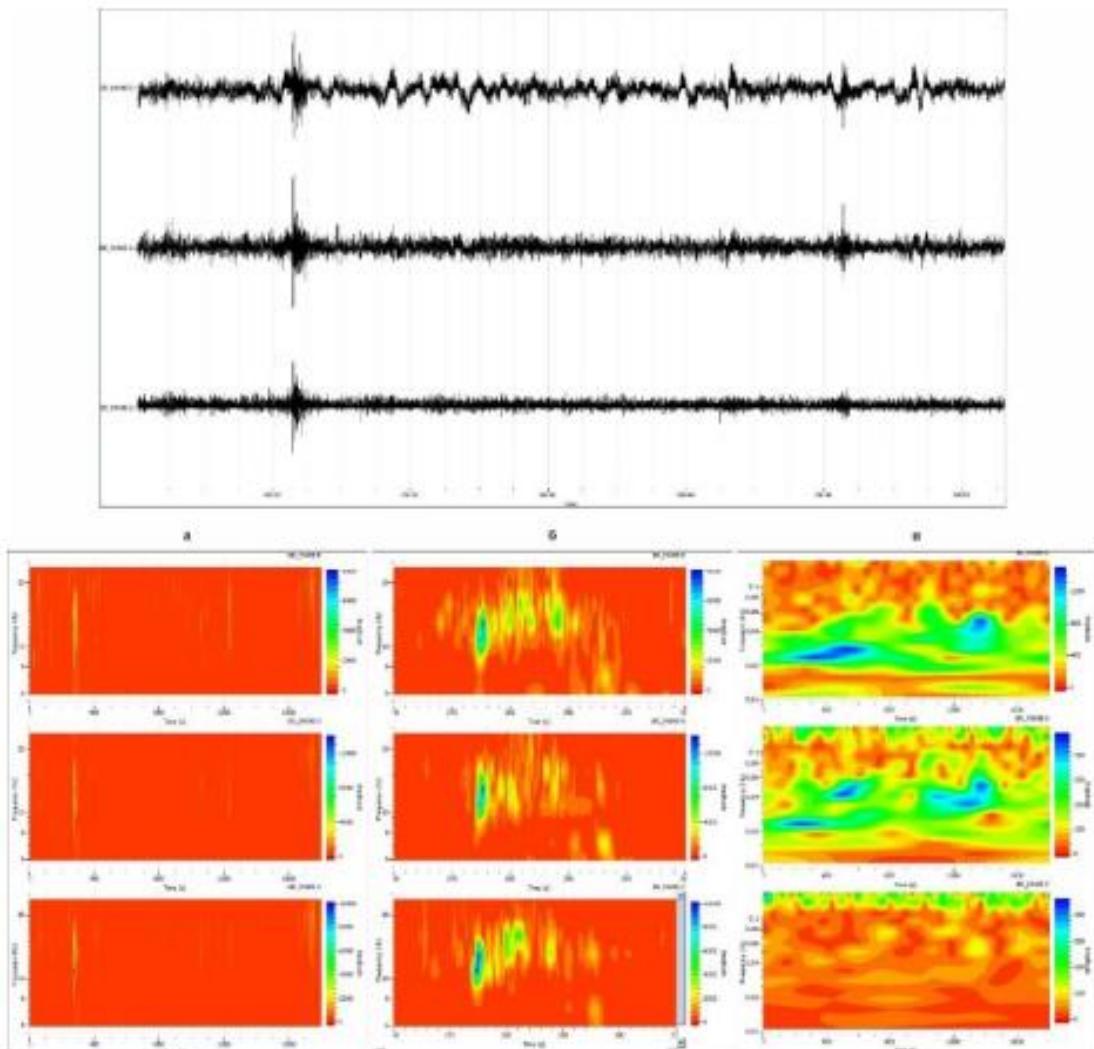


Рисунок 24. Сейсмическая аномалия, полученная на станции Максимиха перед деформационной аномалией 06 декабря 2021 г. в 10ч 04 мин (время UTC), 18ч04мин (местное время). Верху показана оригинальная запись, внизу – спектрограммы: а – высокочастотная область, б – высокочастотная область в увеличении, в – низкочастотная область. Сверху вниз идут компоненты сейсмодатчика: горизонтальные NS, EW и вертикальная Z.

Не исключено, что проявление таких tremorоподобных колебаний связано с микроподвижками по близлежащим активным разломам. Эта

область характеризуется постоянно повышенной сейсмической активностью в течение всего периода сейсмических наблюдений (более 70 лет).

Основные выводы:

В результате анализа непрерывных сейсмических записей в широком диапазоне частот – от 0,01 до 54 Гц были выявлены три типа эффектов, предшествующих близким землетрясениям и имеющих различную природу: (1) тремороподобные смещения на широкополосных сейсмических станциях, расположенных вблизи сейсмоактивных зон; (2) понижение уровня микросейсмических колебаний за 4-6 часов перед землетрясением; (3) повышение амплитуд и смена поляризации микросейсмических колебаний за несколько суток перед землетрясением.

Тремороподобные события представляют собой стабильный по форме волновой пакет, в голове которого идут высокочастотные колебания (8–18 Гц), сопровождающиеся длинными низкочастотными колебаниями с периодом 16-67 сек (частотный диапазон 0.015-0.06 Гц). Подобная форма колебаний может быть вызвана кратковременной резкой одноактной микроподвижкой (функция очага представляет собой треугольник) по существующей плоскости разлома с последующим затуханием. Такие события характерны для областей, расположенных рядом с активным разломом, и могут представлять собой срыв «зацепа» на плоскости разлома или короткие малоамплитудные проскальзывания крыльев разлома. Как правило, такие области характеризуются постоянной повышенной сейсмической активностью.

Понижение уровня микросейсмических колебаний наблюдается в области высоких частот (более 5 Гц) за период от нескольких часов (максимум – 6 часов 45 минут) до десятков минут (минимум – 12 минут) до землетрясения. Излучение от 5 Гц и выше не характерно для региональных землетрясений БРС, излучение которых регистрируется в диапазоне от 0,5 до 5 Гц, а также для антропогенных и метеорологических эффектов. Это

явление может быть связано с консолидацией среды в области готовящегося землетрясения перед толчком.

Увеличение уровня микросейсмических колебаний и резкая смена поляризации колебаний объемных сейсмических волн, наблюдающееся за сутки до землетрясения и после, говорят о процессе перестройки среды и активизации медленных движений в зоне влияния основного разлома перед готовящимся землетрясением.

Все три выявленных эффекта наблюдаются, как правило, в ближней зоне – на расстояниях до 130 км от зоны активизации, и могут рассматриваться в качестве краткосрочных предвестников землетрясения.

Глава V. ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ ПРОХОЖДЕНИЯ СЕЛЕЙ И ПАВОДКОВ НА УРОВЕНЬ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ ШУМОВ

Селевые потоки, в основном, возникают в бассейнах небольших горных рек во время продолжительных ливневых дождей или усиленного таяния снега и могут относится к разрушительным явлениям. При движении селевого потока по руслу вследствие соударений камней и обломков горных пород о стенки и дно русла и турбулентности потоков появляются упругие колебания, которые регистрируются расположенными поблизости сейсмическими станциями. Исследования селевых потоков сейсмическими методами проводятся достаточно давно, в настоящее время в селеопасных районах устанавливаются системы сейсмического мониторинга, позволяющие оценить энергию, длительность, объем селевого потока и другие его параметры [Коваленко и др., 1978; Bessason et al., 2007; Arattano et al., 2016; и другие]. В настоящей работе представлены результаты анализа уникальных сейсмических записей катастрофического водокаменного селя 27–29 июня 2014 г. на реке Кынгарга (Республика Бурятия), полученных на сейсмической станции «Аршан», находящейся в районе прохождения селевого потока.

Река Кынгарга берет начало на южных склонах хр. Тункинские Гольцы (Восточный Саян) на высоте 2260 м и впадает в р. Тунка. Длина реки составляет 26 км, площадь водосбора – 231 км², средний уклон – 59.5° [Ресурсы поверхностных вод СССР..., 1972]. Согласно карте селевой опасности России [Perov et al., 2017], район Восточного Саяна, где был сформирован разрушительный селевой поток 2014 г., относится к областям с высокой селевой активностью. Селевые потоки на р. Кынгарга формировались неоднократно – за последнее столетие они проходили в 1897, 1903, 1912, 1952, 1962, 1971 годах. В ночь с 27 на 28 июня 2014 г. в районе пос. Аршан Тункинского района Республики Бурятия в результате сильных ливневых осадков образовались селевые потоки двух типов: 1)

катастрофический водокаменный сель по р. Кынгарга; 2) грязекаменные потоки по долинам, который берёт начало в карах южного склона хребта Тункинские Гольцы (рис. 25) [Макаров и др, 2014; Makarov et al., 2016]. Гидрологический пост на р. Кынгарга был закрыт в 1987 г., поэтому при прохождении водокаменного селя в 2014 г. инструментальные наблюдения не проводились. Единственной достоверной фиксацией движения влекомых наносов могла быть только сейсмическая запись.

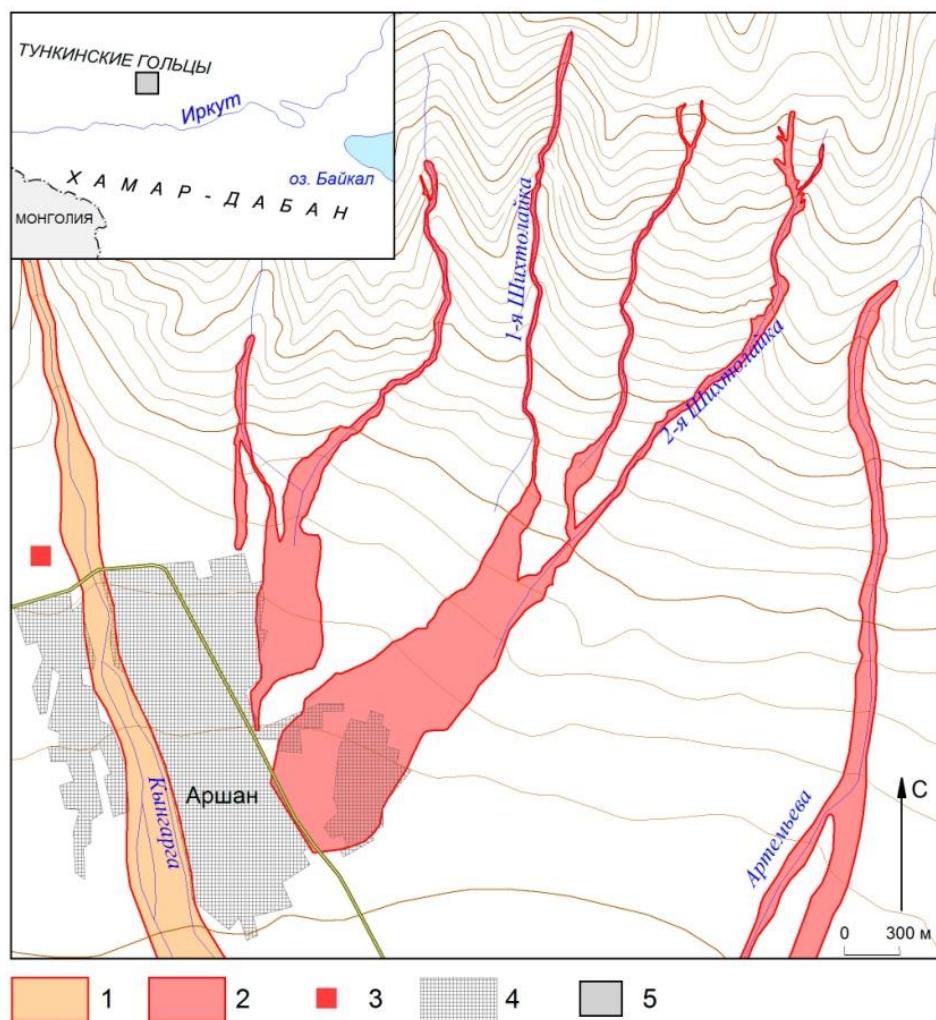


Рисунок 25. Схема формирования селей в окрестностях пос. Аршан. Зоны прохождения селей: 1 – водокаменного, 2 – грязекаменного; 3 – сейсмическая станция «Аршан»; 4 – границы поселения Аршан; 5 – район исследований (на врезке).

Анализировались данные непрерывной сейсмической регистрации за период 26 июня – 29 июля 2014 года, полученные на сейсмической станции «Аршан» (входит в состав сети сейсмостанций Байкальского филиала Федерального исследовательского центра «Единая Геофизическая служба РАН», международный код станции ARS, международный код сети – BAGSR), которая расположена на окраине поселка Аршан ближе к Тункинским Гольцам на правом берегу р. Кынгарга (рис. 25). Координаты станции 51.920° с.ш. и 102.421° в.д. [Масальский и др., 2019], наименьшее расстояние от сейсмопавильона до русла реки составляет 250 м. Аппаратура, установленная на станции, имеет три короткопериодных сейсмометрических канала повышенной чувствительности, которые регистрируют скорости смещения почвы (сейсмометры СМ-3). Частота дискретизации 100 отсчетов в секунду.

В результате прохождения селевого потока была повреждена линия электропередач, из за чего сейсмическая станция «Аршан» работала с перебоями: с 18 часов 50 минут (27 июня) до 09 часов 45 минут (28 июня) и с 08 часов 47 минут (29 июня) по 07 часов 40 минут (30 июня). Здесь и далее приводится время UTC (местное время –8 часов) (рис. 26). Полностью весь ход селевого потока записать не удалось, но на велосиграммах отображены записи сейсмических событий, которые могут быть интерпретированы как начало и окончание движение влекомых наносов (селевых масс) в водокаменном селе, ударов и пр.

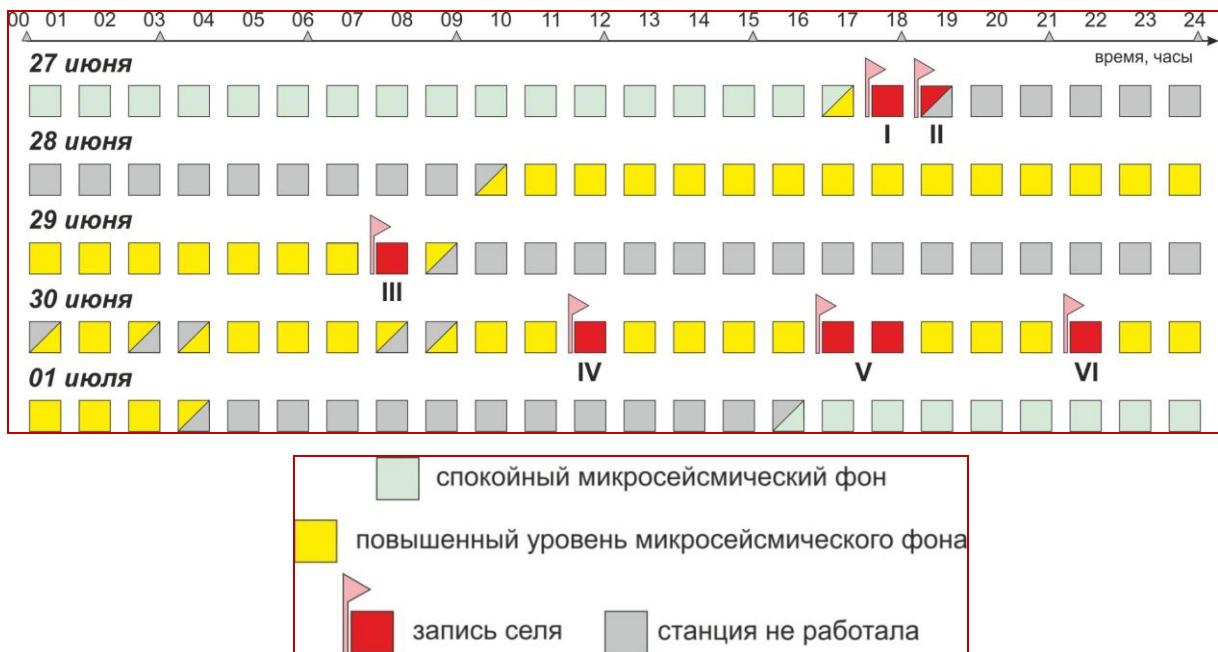


Рисунок 26. Хронология сейсмических записей с/ст. Аршан за период 27/06–01/07 2014 г.

Были исследованы фоновые (микросейсмические) колебания и записи отдельных селевых событий (см. приложение 4).

Чтобы установить нормальный режим фоновых колебаний на станции «Аршан», дополнительно были изучены микросейсмы за предыдущие годы (2004–2014 гг.). Для того, чтобы избежать влияния сезонных условий (промерзание грунтов в зимний период), обрабатывались записи только летнего периода (июнь – июль). Если верить полученным данным, микросейсмические колебания в спокойное время представлены, цугами низкочастотных сейсмических волн (пики наблюдаются на частотах 0.25, 2.00 и 6.00 Гц). Поляризационный анализ не показывает какого-либо доминирующего направления колебаний (рис. 27).

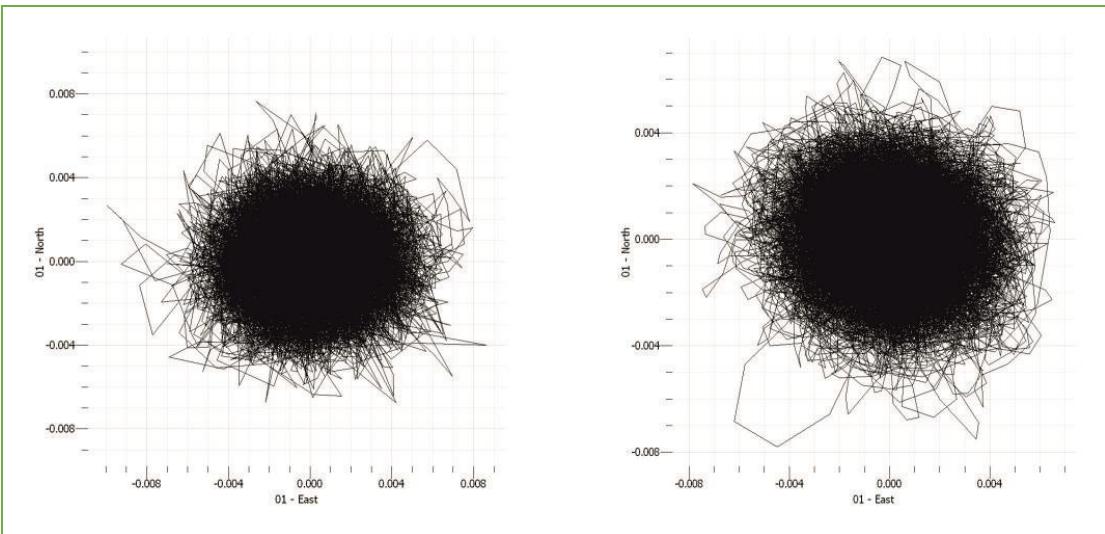


Рисунок 27. Поляризационные диаграммы горизонтальных колебаний микросейсмического шума на станции Аршан за период июнь-июль 2003 (слева) и 2004 (справа) гг.

На записи 27 июня 2014 г. до 16 часов 25 минут микросейсмический фон всё также оставался спокойным (рис. 28). С заданного времени наблюдаются общее увеличение амплитуды микросейсмических колебаний. На фоне этих изменений в 16:41:36.7 записаны сейсмические волны от слабого землетрясения в районе Южного Байкала (энергетический класс $K_p=9.3$, расстояние до станции «Аршан» 310 км, по данным БФ ФИЦ ЕГС РАН [Масальский и др., 2016]). Из-за его удаленности и малой энергии оно никак не связано с последующими событиями.

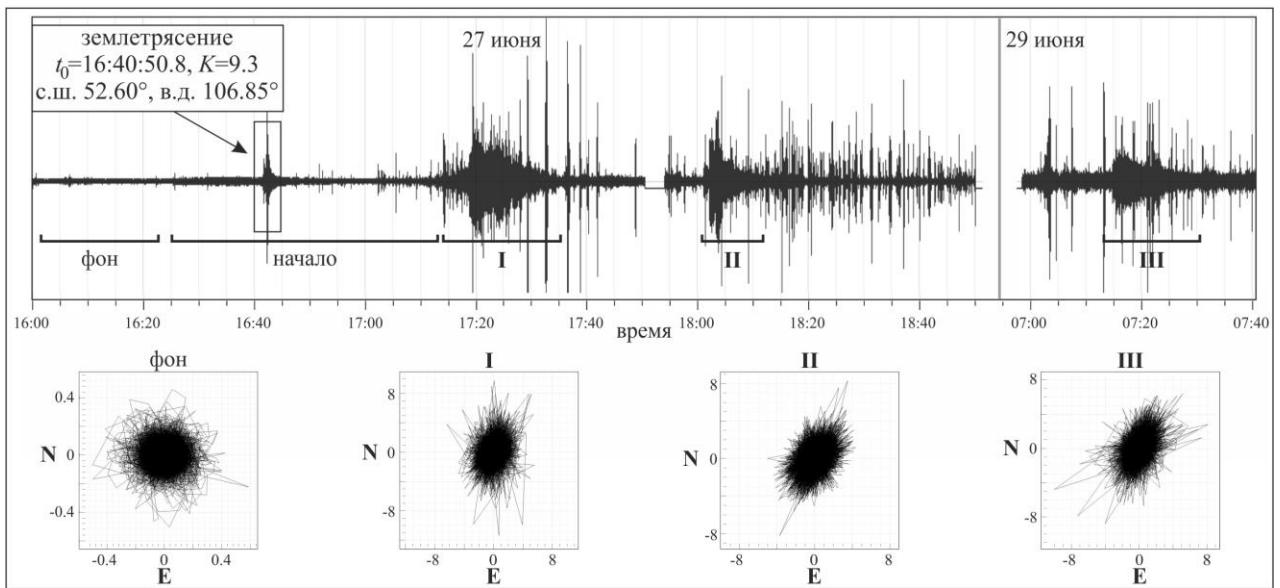


Рисунок 28. Велосиграмм 27 и 29 июня 2014 г. Участки фоновых колебаний (отмечено скобками), записи движения влекомых наносов и начала селевой активности (I, II и III). Для отдельных участков снизу показаны диаграммы поляризации колебаний в горизонтальной плоскости. Прямоугольником выделено региональное землетрясение в районе Южного Байкала.

отмечается несколько отдельных импульсных событий на фоне микросейсмических колебаний, после землетрясения, со временем их количество и амплитуда возрастают, поляризационный анализ показывает преобладание северо-восточного направления колебаний в горизонтальной плоскости. В 17 часов 18 минут зарегистрировано начало движения влекомых наносов по дну реки Кынгарга (см. участок I на рис. 28). Велосиграмма имеет форму вытянутой капли, максимум достигается за 37 секунд, потом идет постепенное понижение амплитуды сигнала (рис. 29). На фоне записи наблюдаются отдельные импульсные события высокой амплитуды. Спектрально-поляризационный анализ показывает преобладание в спектре сигнала высоких частот 24–44 Гц (рис. 29) и выраженную северо-восточную ориентацию колебаний, вертикальная компонента колебаний выражена очень слабо (рис. 28). После совмещения на сейсмограмме

преобладают низкочастотные колебания (0.3–0.5 Гц). Общая длина события до снижения уровня фона до уровня начала селевой активности оценивается в 12 минут 10 секунд.

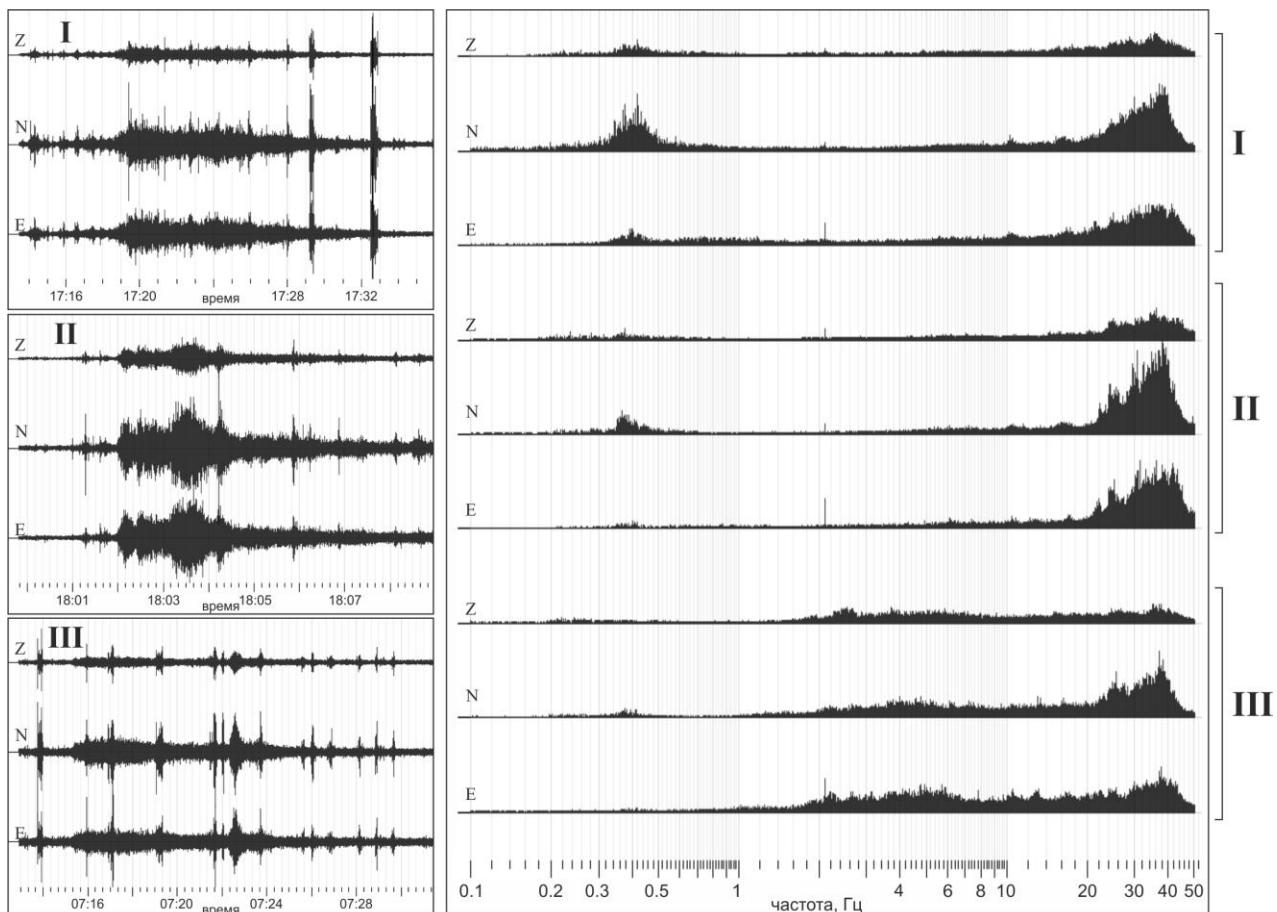


Рисунок 29. Частотный состав (справа) и велосиграммы (слева) селевых событий 27 и 29 июня 2014 года. Для удобства сравнения амплитуда колебаний по отдельным компонентам нормирована на общий максимум.

В 18 часов 02 минуты было зарегистрировано второе движение селевых масс по дну реки (см. участок II на рис. 28), по длительности (~8 минут) и амплитуде он слабее первого. В спектре скоростей колебаний преобладают высокочастотные колебания (21–45 Гц, максимум на 32–40 Гц), а низкочастотная составляющая (0.35–0.40 Гц) выражена более слабо (рис. 29). Велосиграмма начинается с резкого увеличения фона, через 1 минуту 10

секунд амплитуда увеличивается и ее максимум сохраняется в течение 50 секунд, потом начинается постепенное снижение уровня (рис. 29). Поляризация колебаний в горизонтальной плоскости с север–северо-восточной ориентацией, слабо выражена вертикальная компонента колебаний (рис. 27). На хвосте записи наблюдается несколько импульсных событий. После этого уровень микросейсмических колебаний остается повышенным, колебания поляризованы в северо-восточном направлении. На общем фоне регистрируются многочисленные импульсные события разной длительности (рис. 28), что может говорить о безостановочном (с чередованием ускорений и замедлений) движении влекомых наносов.

Регистрация сейсмических событий 28 июня началась с 09 часов 45 минут. Уровень фона в несколько раз выше, по сравнению с 27 июня. В спектре скоростей колебаний преобладают средние и высокие частоты (общий пик 2-20 Гц), слабый же пик отмечается в диапазоне 0.15–0.60 Гц. Поляризационный анализ не показывает преобладающего направления колебаний. Наблюдаются серия из нескольких десятков отдельных импульсных событий со смешанной ориентацией движения частиц (от северо-западной до северо-восточной) на фоне с 10 часов 25 минут до 13 часов 50 минут. По характеристиках велосиграммы такую запись можно отнести к активности при завершении движения влекомых наносов: схожие серии импульсных событий наблюдались после селевых потоков 27 июня (см. участки записи после отрезков I и II на рис. 28).

Микросейсмический фон остаётся спокойным после окончания серии импульсных событий, нет выраженной поляризации колебаний. Череда изменений спектрально-поляризационных характеристик фоновых колебаний начинается 29 июня в 01 час: часть высокочастотной составляющей в спектре скоростей колебаний то усиливается, то ослабевает, поляризация колебаний меняется от северо-восточной до северо-западной, иногда возвращаясь в нормальное состояние. 07 часов 15 минут начинается последнее движение

влекомых наносов (см. участок III на рис. 28). Запись имеет форму узкой вытянутой капли, длительность ~12 минут (рис. 29). На фоне селя записано несколько импульсных и продолжительных событий. В середине и в конце движения влекомых наносов после интегрирования в записи смещений появляются низкочастотные колебания. В отличие от обоих предыдущих событий в спектре последнего движения выражены умеренные частоты – от 2 до 7 Гц, низкочастотная составляющая выражена слабо (рис. 31). Максимум излучения просматривается в диапазоне 24–44 Гц, пик – на 38–40 Гц. Для событий на фоне селя, чаще всего, характерны высокие частоты (25–40 Гц). Поляризационный анализ демонстрирует стабильную северо-восточную направленность колебаний в горизонтальной плоскости для самого движения влекомых наносов и для импульсных событий на его фоне. На стадии окончания движения селевых масс уровень фона сохранялся постоянным, также просматривалась серия отдельных импульсных событий. Поляризация колебаний меняется от меридиональной до северо-восточной. Уровень микросейсмических колебаний на финише регистрации 29 июня (08 часов 47 минут) так и не вернулся к первоначальной отметке, которую зарегистрировали 26 июня (до начала селевой активности).

Опираясь на результаты сейсмических записей, можно сделать вывод, что движение селевых масс, представленных валунно-галечниковыми отложениями, началось 27 июня в 17 часов 19 минут и продолжалось, то ослабевая, то усиливаясь, в течение трех суток. На велосиграммах зарегистрировано три продолжительных сейсмических события длительностью 8–12 минут, которые могут объясняться как движение влекомых наносов в селевом потоке. Спектр этих событий представлен высокочастотными колебаниями (22–48 Гц), также значительный вклад вносит низкочастотная составляющая – 0.35–0.45 Гц (рис. 30).

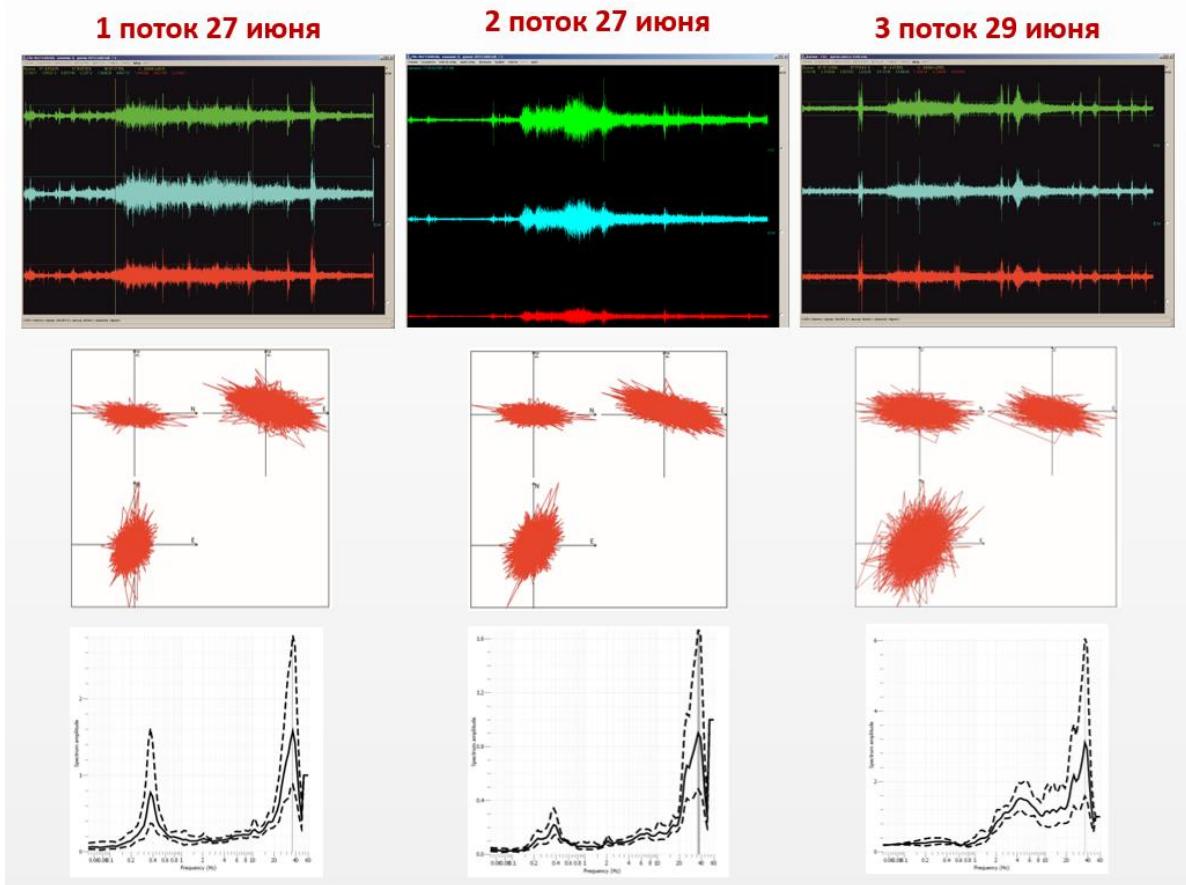


Рисунок 30. Записи (вверху), поляризационные диаграммы (в центре) и спектры (внизу) селевых потоков 27-29 июня 2014 г.

Низкочастотные колебания, так же, наблюдаются и для фона за весь период селевой активности. Такое разделение спектра скоростей колебаний на две составляющие может быть объяснено наложением двух процессов – поток водных масс с образованием турбулентных потоков (низкочастотная компонента с максимумом 0.4 Гц) и удары твёрдой фракции селевого потока о дно и стенки русла (высокочастотная компонента с максимальным значением излучения в диапазоне 30–44 Гц). Отмечаются разнородные высокочастотные импульсные и достаточно продолжительные события в процессе движения влекомых наносов, до их начала и в конце (их длительность может варьироваться от 2 до 30 секунд), которые представляют

собой волочение и соударения камней и обломков горных пород в русле потока.

Поляризационный анализ сейсмических записей во время селевого потока показал преобладание северо-восточной или север-северо-восточной направленности колебаний при слабой выраженности колебаний в вертикальной плоскости (рис. 30). Это может говорить о том, что сейсмические волны, которые были зарегистрированы, являются поверхностными волнами (в большей степени, это волны Лява, и, в меньшей, волны Рэлея и поверхностные волны типа рэлеевских). Так как в волнах Лява движение частиц перпендикулярно направлению распространения волны, то можно заключить, что источник возбуждения упругих колебаний находился на востоке – юго-востоке от сейсмической станции «Аршан». Это направление совпадает с пространственным положением изучаемых селевых потоков (рис. 27).

На основе сейсмозаписей стал возможным анализ прохождения селевого потока 27–29 июня 2014 г. благодаря положению сейсмической станции непосредственно в районе прохождения селя. Однако, еще в 1973 году академиком И.Е. Гольпериным была высказано предположение о возможности создания региональной сети регистрации селевой опасности, основанной на регистрации сейсмических колебаний [Красюков, 1977]. Подобные мониторинговые сети в настоящее время действуют на территории многих селеопасных районов мира [Коваленко и др., 1978; Bessason et al., 2007; и другие]. Установка местных сетей сейсмических станций в селеопасных зонах на территории РФ в будущем даст возможность проводить детальные исследования процессов и характеристик селевых потоков, изучать соотношения между свойствами самих потоков и параметрами возбуждаемых ими сейсмических волн, а также позволит создать систему раннего предупреждения о приближении селя.

В 2019 г. на р. Кынгарга Институтом географии им. В.Б. Сочавы СО РАН установлен гидрограф, частота отсчетов – 1 раз в 30 мин. Паводок на р. Кынгарга 27 июля 2019 г. был зарегистрирован гидрометрическим постом ИГ СО РАН, максимальный уровень подъема воды наблюдался с 07 до 16 часов 28 июля (время местное, рис. 31). В это же время на записях сейсмической станции Аршан зафиксировано усиление амплитуд микросейсмических шумов (рис. 31).

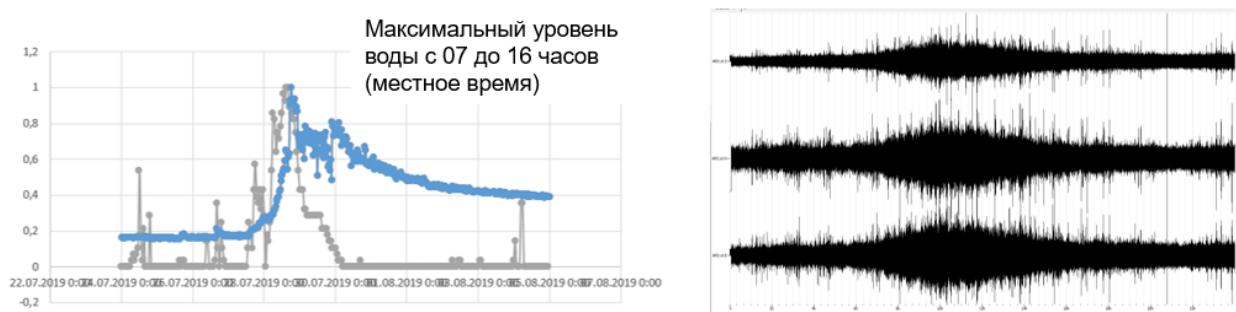


Рисунок 31. Фрагмент записи гидрографа (синий цвет) и кол-ва осадков на пике Любви (серый цвет) с 24 июля по 05 августа 2019 г., справа: фрагмент сейсмограммы во время подъема воды на сейсмостанции Аршан за тот же период времени.

Усиление амплитуд микросейсмических шумов наблюдается в широком диапазоне частот – от 2 до 25 Гц (рис. 32). Наблюдаются превышение уровня фона во время паводка примерно в 15 раз по скоростям и в 10 раз по смещениям (рис. 33).

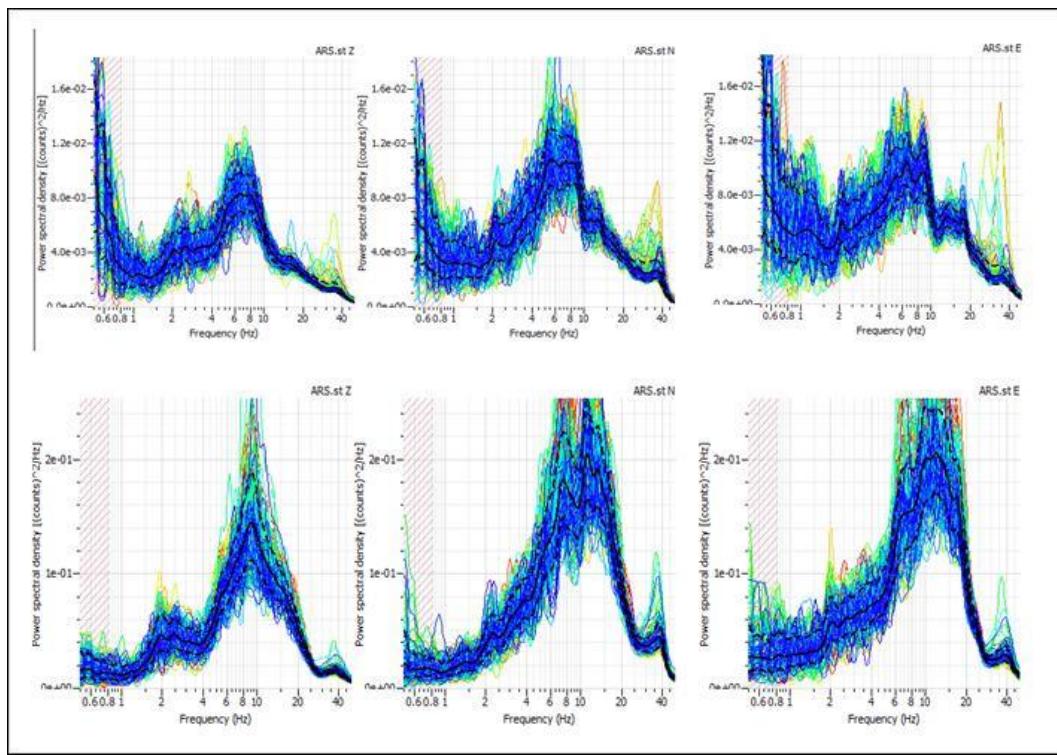


Рисунок 32. Сравнение спектров микросейсм спокойного фона (вверху) и во время паводка (внизу)

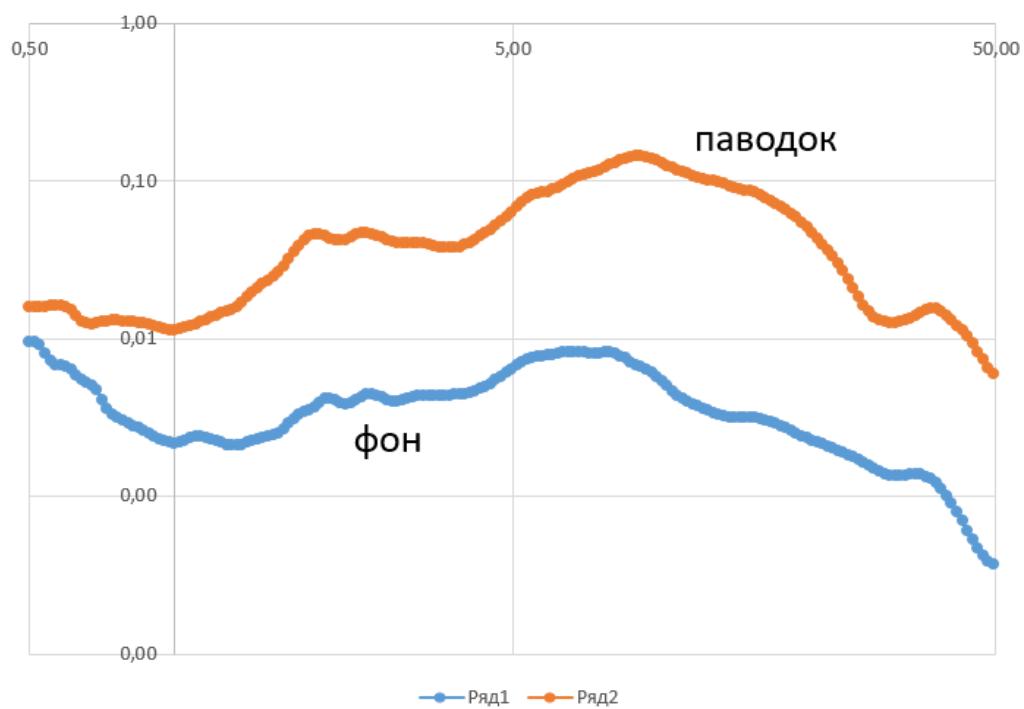


Рисунок 33. Сравнение спектров микросейсм спокойного фона и во время паводка

Поляризационный анализ при прохождении паводка не показал каких-либо преобладающих направлений колебаний (рис. 34).

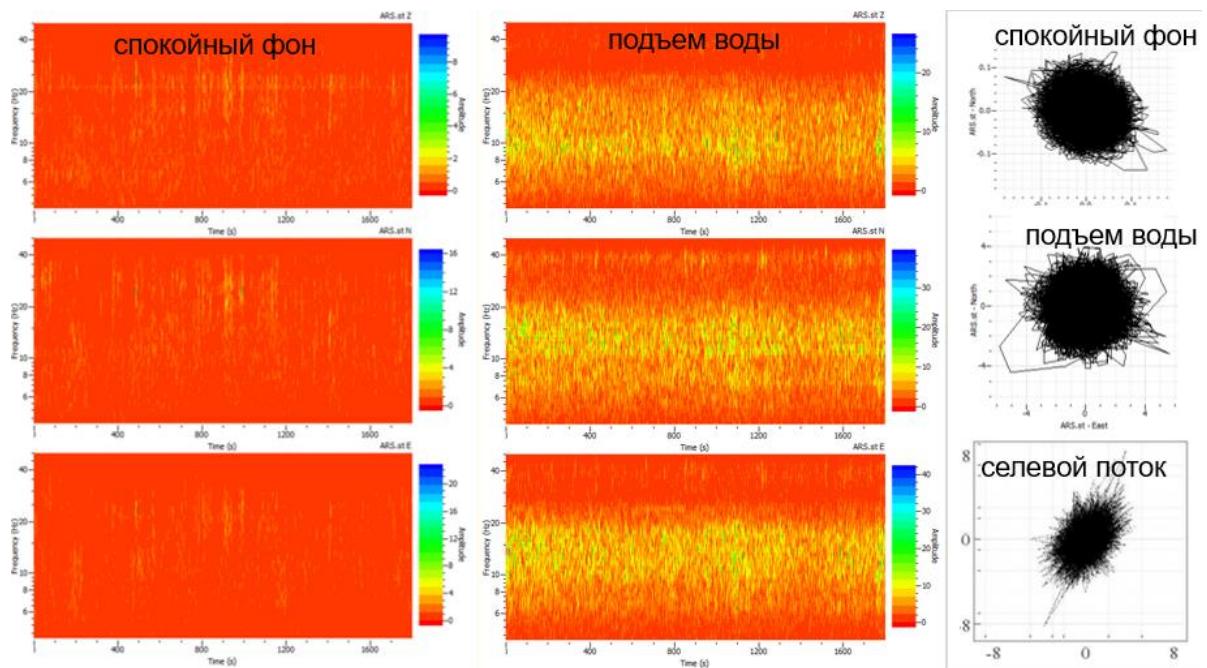


Рисунок 34. Сравнение спектров и поляризации микросейсмического шума спокойного фона и во время паводка

На основе полученных результатов предлагается следующий принципиальный алгоритм возможного практического использования наблюдаемых эффектов в качестве одного из способов определения приближения селевого потока:

1. По архивным данным непрерывного сейсмического мониторинга широкополосной сейсмической станцией (станциями) в пределах селеопасной (для селей) зоны оценивается амплитудно-частотный состав и поляризация фоновых микросейсмических колебаний для каждой станции, в дальнейшем эти показатели будут считаться средними;

2. По данным мониторинга в режиме реального времени автоматически анализируются амплитудно-частотные и поляризационные характеристики текущего сигнала и сопоставляются со средними показателями;

3. В случае обнаружения сигнала-предвестника (значимое превышение амплитуд колебаний и смена ориентации колебаний) данные обрабатываются в ручном режиме и по ориентации колебаний (поляризации) определяется положение эпицентра приближающегося сейсмического события или селевого потока.

Для более точного прогнозирования схода селевого потока предлагается использовать систему мониторинга, состоящую из гидрометра, фотоловушек, метеостанции, сейсмических и акустических станций, расположенных вдоль русла реки. Предлагаемый способ позволяет осуществлять краткосрочное определение приближения селевого потока и предпринять необходимые меры по предотвращению серьёзных последствий на объектах повышенной опасности, на которых ведется мониторинг.

Основные выводы:

27 июня в 17 часов 19 минут началось движение селевых масс и водных потоков по р. Кынгарга и продолжалось, то ослабевая, то усиливаясь, в течение почти 5 суток.

Зафиксировано 3 продолжительных сейсмических события, которые могут быть интерпретированы как движение селевых масс и водных потоков.

Спектр событий представлен суммой высокочастотных (22–48 Гц) и низкочастотных (<0.45 Гц) пиков. Разделение спектра может быть объяснено наложением двух процессов – поток водных масс с образованием турбулентных потоков и удары твердой фракции селевого потока о дно и стенки русла.

Поляризационный анализ сейсмических записей во время селевого потока (перемещение селевых масс, отдельные импульсные события и

микросейсмический фон) показал преобладание СВ или ССВ ориентации колебаний при слабой выраженности колебаний в Z плоскости.

Сравнительный поляризационный анализ характеристик сейсмического фона в спокойное время, при паводках и при прохождении селя показал резкое изменение поляризационных свойств микросейсм, что может быть использовано при селевом мониторинге.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования, основанного на использовании цифровых записей сети сейсмических станций Байкальского и Бурятского филиалов ФИЦ ЕГС РАН и Института земной коры СО РАН, получены новые данные об амплитудно-частотных характеристиках микросейсмических шумов в Байкальской рифтовой системе и их вариациях в зависимости от эндогенных и экзогенных факторов.

В результате проведенных исследований методом спектральных H/V-отношений были получены амплитудно-частотные характеристики микросейсмического фона для сейсмических станций Байкальской сейсмической зоны и их сезонные вариации.

Полученные H/V-кривые условно можно разделить на две группы: стабильные и со значительными сезонными вариациями. К первой группе относятся станции с устойчивыми амплитудно-частотными характеристиками микросейсмического сигнала, независящими от сезона. Во вторую группу входят станции, для которых получены кривые H/V-отношений имели значительные сезонные вариации.

характерное общее увеличение амплитуды H/V-отношений в теплые периоды для станций второй группы объясняется сезонным промерзанием и оттаиванием грунтов.

Для шести станций, которые расположены в зонах крупных активных разломов, наблюдается присутствие узких локальных пиков в частотном диапазоне 5–15 Гц. Для части станций эти пики наблюдаются постоянно, для остальных имеют сезонный характер, что может объясняться промезанием и оттаиванием водопроводящих тектонитов зоны разлома.

Суточные вариации микросейсмического поля могут быть связаны с волноприбойной деятельностью оз. Байкал и антропогенными факторами.

В результате анализа непрерывных сейсмических записей в широком диапазоне частот – от 0,01 до 54 Гц были выявлены три типа эффектов,

предшествующих близким землетрясениям и имеющих различную природу: (1) тремороподобные смещения на широкополосных сейсмических станциях, расположенных вблизи сейсмоактивных зон; (2) понижение уровня микросейсмических колебаний за 4-6 часов перед землетрясением; (3) повышение амплитуд и смена поляризации микросейсмических колебаний за несколько суток перед землетрясением.

Тремороподобные события представляют собой стабильный по форме волновой пакет, в голове которого идут высокочастотные колебания (8–18 Гц), сопровождающиеся длинными низкочастотными колебаниями с периодом 16-67 сек (частотный диапазон 0.015-0.06 Гц). Подобная форма колебаний может быть вызвана кратковременной резкой одноактной микроподвижкой (функция очага представляет собой треугольник) по существующей плоскости разлома с последующим затуханием. Такие события характерны для областей, расположенных рядом с активным разломом, и могут представлять собой срыв «зацепа» на плоскости разлома или короткие малоамплитудные проскальзывания крыльев разлома. Как правило, такие области характеризуются постоянной повышенной сейсмической активностью.

Понижение уровня микросейсмических колебаний наблюдается в области высоких частот (более 5 Гц) за период от нескольких часов (максимум – 6 часов 45 минут) до десятков минут (минимум – 12 минут) до землетрясения. Излучение от 5 Гц и выше не характерно для региональных землетрясений БРС, излучение которых регистрируется в диапазоне от 0,5 до 5 Гц, а также для антропогенных и метеорологических эффектов. Это явление может быть связано с консолидацией среды в области готовящегося землетрясения перед толчком.

Увеличение уровня микросейсмических колебаний и резкая смена поляризации колебаний объемных сейсмических волн, наблюдающееся за сутки до землетрясения и после, говорят о процессе перестройки среды и

активизации медленных движений в зоне влияния основного разлома перед готовящимся землетрясением.

Все три выявленных эффекта наблюдаются, как правило, в ближней зоне – на расстояниях до 130 км от зоны активизации, и могут рассматриваться в качестве краткосрочных предвестников землетрясения.

На основе анализа короткопериодных сейсмических записей, полученных во время прохождения паводков и селевых потоков по р. Кынгарга (Тункинская впадина) установлено:

Спектрально-поляризационный анализ велосиграмм показал, что период селевой активности сопровождался изменением свойств микросейсмических колебаний: появлением в спектре скоростей колебаний двух составляющих – высокочастотной (22–48 Гц), которая связана с движением твердой фракции селевого потока, и низкочастотной (0.35–0.45 Гц), связанной с перемещением водных масс. Зарегистрированные упругие колебания представляют собой поверхностные волны, поляризованные в горизонтальной плоскости с выраженной северо-восточной направленностью.

Сравнительный поляризационный анализ характеристик сейсмического фона в спокойное время, при паводках и при прохождении селя показал резкое изменение поляризационных свойств микросейсм, что может быть использовано при селевом мониторинге.

На основе полученных результатов предложена принципиальная схема системы экстренного оповещения о сходе селевого потока.

В дальнейшем необходимо пополнение статистики по вариациям микросейсмических шумов и проведение сопоставлений с другими регионами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авагимов А.А., Зейгарник В.А., Ключкин В.Н. О структуре акустической эмиссии модельных образцов при внешнем энерговоздействии // Физика Земли. 2006. №10. с. 36-42
2. Александров С.И., Мониторинг эндогенного микросейсмического излучения в районе Ромашкинского нефтяного месторождения / С.И. Александров, К.М. Мирзоев // Проблемы геотомографии. М.: Наука. - 1997. - С 176-188.
3. Алексеев А.С. Обратные динамические задачи дифракции волн в проблеме сейсмического мониторинга (динамические задачи томографии) / А.С. Алексеев, Г.М. Цибальчук // Проблемы геотомографии, М.: Наука, - 1997. - С. 39-54.
4. Аниканова, Г. В. Новые данные о глубинах очагов землетрясений Прибайкалья [Текст] / Г. В. Аниканова, Н. С. Боровик // Геология и геофизика. – 1981. – №2. – С. 157 – 161.
5. Арефьев, С. С. Предварительные результаты эпицентральных наблюдений Култукского землетрясения 27 августа 2008 г. [Текст] / С. С. Арефьев, В. В. Быкова, Н. А. Гилева, О. К. Масальский, И. В. Матвеев, Н. В. Матвеева, В. И. Мельникова, В. В. Чечельницкий // Вопр. инж. сейсмологии. –2008. – Т. 35. – № 4. – С. 5 – 15.
6. Балакина, Л. М. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений [Текст] / Л. М. Балакина, А. В. Введенская, Н. В. Голубева, Л. А. Мишарина, Е. И. Широкова. – М.: Наука, 1972. – 191 с.
7. Бат, М. Спектральный анализ в геофизике / М. Бат. – М: Недра, 1980 – 535 с.
8. Богомолов Л.М., Манжиков Б.Ц., Сычев В.Н., Трапезников Ю.А., Щелочков Г.Г. Виброупругость, акустопластика и акустическая эмиссия нагруженных горных пород // Геология и геофизика. 2001. Т.42. №10. С.1678-1689.
9. Богомолов Л.М., Сычев В.Н., Ильичев П.В. Феноменологическая модель потока возбужденных эмиссионных сигналов геосреды // Физика Земли. 2006. №9. С.71-80.
10. Вертилб, М. В. Определение глубины очагов землетрясений групповым способом в некоторых районах Прибайкалья, включая зону БАМ [Текст] / М. Б. Вертилб // Сейсмические исследования в Восточной Сибири / Под редакцией В. А. Рогожиной. – М.: Наука, 1981. – С. 82 – 88.
11. Винник Л.П. Структура микросейсм и некоторые вопросы группирования в сейсмологии. / Винник Л.П. - М.: Наука, - 1968. - 104 с.
12. Влияние штормовых микросейсм на проявление сейсмичности в береговой зоне озера байкал / Табулевич В.Н., Дреннова Н.Н., Потапов В.А., Черных Е.Н. // Сейсмическая опасность и воздействия: Тезисы Междунар.

- науч. конференции, посвящ. Памяти проф. О.В. Павлова, Иркутск, 3-6 окт., 2000. - Новосибирск, 2000. - С.28-29.
13. Гилева, Н. А. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья [Текст] / Н. А. Гилева, В. И. Мельникова, Н. А. Радзиминович, Ж. Девершер // Геология и геофизика. – 2000. – Т. 41. – №5. – С. 629 – 636.
 14. Гилева, Н. А. Релокализация землетрясений в районе Южного Байкала по данным временной сети сейсмических станций PASSCAL_1992. [Текст] / Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Под редакцией Е. В. Склярова. Вып. 5. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2007. – Т. 1. – С. 52 – 54.
 15. Глинский Б.М., Ковалевский В.В., Хайретдинов М.С. Вибросейсмический мониторинг сейсмоопасных зон // Вулканология и сейсмология. 1999. №6. С. 60-64.
 16. Голенецкий, С. И. Сейсмичность Прибайкалья – история ее изучения и некоторые итоги [Текст] / С. И. Голенецкий // Сейсмичность и сейсмология Восточной Сибири. М.: Наука, 1977б. – С. 3 – 42.
 17. Голенецкий, С. И. Об использовании ЭВМ при сводной обработке наблюдений локальной сети сейсмических станций в Байкальской зоне [Текст] / С. И. Голенецкий, Г. И. Перевалова // Исследования по поискам предвестников землетрясений в Сибири. Новосибирск: Наука, 1988. – С. 99 – 108.
 18. Голенецкий, С. И. Анализ структуры эпицентрального поля и сейсмическая активность Прибайкалья. [Текст] / С. И. Голенецкий // Геологогеофизические исследования Института земной коры 1972г. – 1973. – С. 12–15.
 19. Голенецкий, С. И. Землетрясения Прибайкалья [Текст] / С. И. Голенецкий // Сб. "Землетрясения в СССР в 1973 году". М.: Наука, 1976. – С. 108 – 125.
 20. Голенецкий, С. И. О мощности земной коры на наблюдениях на сейсмических станциях Прибайкалья. [Текст] / С. И. Голенецкий, Ф.В. Новомейская // Байкальский рифт. Вып. 2. Под редакцией Н. А. Флоренсова. – Новосибирск: Наука, 1975. – С. 34 – 43.
 21. Голенецкий, С. И. Прибайкалье (Каталоги дополнительныхъ параметров очагов сильных землетрясений. I. Механизмы очагов землетрясений по регионам) [Текст] / С. И. Голенецкий, Л. В. Анисимова // Сб. "Землетрясения в СССР в 1979 году". М.: Наука, 1982. – С. 250 – 251.
 22. Голенецкий, С. И. Прибайкалье (Каталоги дополнительныхъ параметров очагов сильных землетрясений. I. Механизмы очагов землетрясений по регионам) [Текст] / С. И. Голенецкий, Л. В. Анисимова // Сб. "Землетрясения в СССР в 1980 году". М.: Наука, 1983. – С. 262 – 263.

23. Голенецкий, С. И. Проблема изучения сейсмичности Байкальского рифта. [Текст] / С. И. Голенецкий // Геодинамика внутриконтинентальных горных областей: Сб. науч. тр. 1990. – С. 228 – 235.
24. Голенецкий, С. И. Сейсмичность Байкальской рифтовой области. [Текст] / С. И. Голенецкий // Континентальный рифтогенез. 1977а. – С. 56 – 64.
25. Гордеев Е.И., Салтыков В.А., Синицын В.И., Чебров В.Н. Воздействие прогрева земной поверхности на высокочастотный сейсмический шум // Доклады АН СССР. 1991. Т.316. №1. С.85–88.
26. Гордеев, Е.И. Природа сейсмических сигналов на активных вулканах: автореф. дисс. докт. ф-мат. наук.: 04.00.22 / Гордеев Евгений Ильич. - М., 1998. - 35 с.
27. Добрынина А.А., Саньков А.В., Шагун А.Н. Сезонные вариации амплитудно-частотных характеристик микросейсмических колебаний по данным сейсмических станций Байкальской сети // Известия Сибирского отделения секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41. № 3 (64). С. 22–34.
28. Дреннов А.Ф., Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннова Н.Н. Влияние верхней зоны разреза на амплитудно-частотный состав сейсмического сигнала на примере сейсмических станций Прибайкалья и Забайкалья // Сейсмические приборы. 2010. Т. 46. С. 48–58.
29. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии [Текст] / Отв. ред. В. П. Солоненко, Н. А. Флоренсов. – М.: Наука, 1985. – 224с.
30. Иванова, Г.М. Сравнительный анализ естественных сейсмоакустических импульсов и импульсов, возбуждаемых производственными работами / Г.М. Иванова // Применение сейсмоакустических методов в горном деле. - М.: Наука, - 1964. - С. 144-149
31. Иванова, Е.В. Исследование отклика верхней части земной коры на воздействие источника периодической модуляции в пунктах регистрации Архангельской сейсмической сети / Е.В. Иванова, В.И. Французова // Современная тектонофизика. Методы и результаты: материалы первой молод. школы-семинара. - М.: Институт физики Земли, - 2009. - С. 61-68.
32. Коваленко П.И., Красюков В.А., Новиков М.Я., Степанов Б.С. Результаты испытаний сейсмической системы оповещения о селевой опасности. – Селевые потоки. Сб. 3. М.: Гидрометеоиздат, 1978. – С. 92-96.
33. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97. М-б 1:8000000. М.: ИФЗ РАН. 1999. Комплект из трех карт и объяснительная записка на 57 стр.
34. Красюков В.А. Основные конструктивно-функциональные особенности датчиков систем оповещения о селевой опасности. – Селевые потоки. Сб. 2. М.: Гидрометеоиздат, 1977. – С. 64-66.

35. Крылов, С. В. Недра Байкала (по сейсмическим данным) [Текст] / С. В. Крылов и др. // Новосибирск: Наука, 1981. – 105 с.
36. Крылов, С. В. О глубинах байкальских землетрясений и сейсмоконтролирующих факторах. [Текст] / С. В. Крылов // Геология и геофизика. – 1980. – №5. – С. 97 – 112.
37. Леви, К. Г. Постгляциальная тектоника в Байкальском рифте [Электронный ресурс] / К. Г. Леви, В. Д. Мац, Ю. С. Куснер // Российский журнал наук о Земле. – 1998. – 1. Режим доступа: <http://eos.wdcb.rssi.ru/>
38. Логачев, Н. А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны [Текст] / Н. А. Логачев // ДАН. – 2001. – Т. 376. – № 4. – С. 510 – 513
39. Любушин А.А. Сейсмическая катастрофа в Японии 11 марта 2011 г.: долгосрочный прогноз по низкочастотным микросейсмам // Геофизические процессы и биосфера. 2011. Т. 10. № 1. С. 9–35
40. Макаров С.А., Черкашина А.А., Атутова Ж.В., Бардаш А.В., Воропай Н.Н., Кичигина Н.В., Мутин Б.Ф., Осипова О.П., Ухова Н.Н. Катастрофические селевые потоки, произошедшие в поселке Аршан Тункинского района Республики Бурятия 28 июня 2014 г. Иркутск: Издательство Института географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, 2014. 111 с.
41. Манжиков Б.Ц. Синхронизация акустической эмиссии при деформировании горных пород в поле низкочастотных вибраций // Физические основы прогнозирования разрушения горных пород. Материалы 1-ой Международной школы-семинара. Красноярск, 9-15 сентября 2001. Красноярск. 2002. С.42-47.
42. Масальский, О. К. Современное состояние сейсмических наблюдений в Прибайкалье [Текст] / О. К. Масальский, В. В. Чечельницкий, Н. А. Гилева // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Второй международной сейсмологической школы. Под редакцией В. И. Уткина. – Обнинск: ГС РАН, 2007. – С. 140 – 144.
43. Масальский О.К., Гилёва Н.А., Хайдурова Е.В., Тубанов Ц.А. Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения России в 2014 г. – Обнинск: ГС РАН, 2016. – С.37–42.
44. Мельникова, В. И. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991–1996 гг. [Текст] / В. И. Мельникова, Н. А. Радзиминович // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39. – № 11. – С. 1598 – 1607.
45. Мельникова, В. И. Особенности разрядки напряжений в очагах землетрясений Байкальской рифтовой зоны в 2004 году [Текст] / В.И. Мельникова, А.А. Добрынина и др. // Современная геодинамика и опасные природные процессы в Центральной Азии: Материалы Всероссийской конференции. Под редакцией К. Г. Леви, – С. И. Шермана. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. – С. 96 – 100.
46. Мельникова, В. И. Параметры деформирования земной коры Байкальской рифтовой зоны за период 2003–2005 гг. (по сейсмологическим данным) [Текст] / В. И. Мельникова, Н. А. Радзиминович, А. А. Добрынина //

- Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-азиатского подвижного пояса (от океана к континенту): Материалы совещания. Под редакцией Е. В. Склярова. Вып. 4. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2006. – Т. 2. – С. 12 – 15.
47. Мельникова, В. И. Параметры сейсмотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным [Текст] / В. И. Мельникова, Н. А. Радзиминович // ДАН. – 2007. – Т. 416. – № 4. – С. 543 – 545.
48. Мельникова, В. И. Прибайкалье и Забайкалье (IV. Каталоги механизмов очагов землетрясений) [Электронный ресурс] / В. И. Мельникова, Н. А. Радзиминович // Сб. "Землетрясения Евразии в 1997г." Обнинск: ФОП, 2003. – 280с. 1 электрон. опт. диск (CD-ROM)
49. Мельникова, В. И. Характер напряженно–деформированного состояния земной коры в районе дельты р. Селенги (Центральный Байкал) [Текст] / В. И. Мельникова, Ц. А. Тубанов, А. А. Добрынина и др. // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы II международной сейсмологической школы. Под редакцией А. А. Маловичко. – Обнинск: ГС РАН, 2007б. – С. 145 – 148.
50. Мирзоев К.А., Виноградов С.Д., Рузибаев З. Влияние микросейсм и вибраций на акустическую эмиссию // Физика Земли. 1991. №12. С.69-72.
51. Мишарина, Л. А. Исследование механизма очагов повторных толчков Среднебайкальского землетрясения 29 августа 1959 г. [Текст] / Л. А. Мишарина // Бюл. Совета по сейсмологии. – 1963. – № 15. – С. 81 – 94.
52. Мишарина, Л. А. Исследование механизма очагов слабых землетрясений северо–восточного сектора Байкальского рифта [Текст] / Л. А. Мишарина // Труды III Всесоюзного симпозиума по сейсмическому режиму. 1969. – Часть I. – С. 147 – 166.
53. Мишарина, Л. А. Механизм очагов землетрясений юго–западного фланга Байкальской рифтовой зоны [Текст] / Л. А. Мишарина, Н. В. Солоненко // Сейсмические исследования в Восточной Сибири. – М.: Наука, 1981. – С. 3 – 11.
54. Мишарина, Л. А. Механизм очагов и поле тектонических напряжений. [Текст] / Л. А. Мишарина, Н. В. Солоненко // Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого–геофизические основы. Под редакцией В. П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, 1977. – С. 71 – 78.
55. Мишарина, Л. А. Напряжения и разрывы в очагах землетрясений [Текст] / Л. А. Мишарина, А. В. Солоненко, В. И. Мельникова и др. // Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность [Текст] / Под редакцией С. Л. Соловьева. – Новосибирск: Наука, 1985. – 192 с.
56. Мишарина, Л. А. Некоторые особенности эпицентрального поля Байкальской рифтовой зоны в сопоставлении с механизмом очагов землетрясений [Текст] / Л. А. Мишарина, Н. В. Солоненко, М. Б. Вертиг // Сейсмичность и сейсмогеология Восточной Сибири. – М.: Наука, 1977. – С. 43 – 61.

57. Миширина, Л. А. О механизме очагов слабых землетрясений Прибайкалья [Текст] / Л. А. Миширина, Н. В. Солоненко // Вопросы сейсмичности Сибири. Часть II. Сейсмичность, сейсмогеология, сейсмический режим, механизм очагов землетрясений. – Новосибирск: Наука, 1972. – С. 70 – 78.
58. Миширина, Л. А. Результаты исследования напряжений в очагах слабых землетрясений Прибайкалья способом групповой обработки [Текст] / Л. А. Миширина, Н. В. Солоненко, Л. Р. Леонтьева // Сейсмичность и глубинное строение Сибири и Дальнего Востока. – Владивосток, 1976. – С. 13 – 19.
59. Монахов, Ф.И. Низкочастотный сейсмический шум Земли / Ф.И. Монахов. - М.: Наука, 1977. - 96 с.
60. Потапов В.А., Табулевич В.Н., Черных Е.Н. // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №8. С.1411—1419.
61. Радзиминович, Н. А. Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны [Текст] / Н. А. Радзиминович, С. О. Балышев, В. А. Голубев // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44. – № 11. – С. 1216 – 1225.
62. Радзиминович, Н. А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор [Текст] / Н. А. Радзиминович // Физика Земли. – 2010. – № 3. – С. 37 – 51.
63. Радзиминович, Н. А. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) [Т Электронный ресурс] / Н. А. Радзиминович, В. И. Мельникова, Н. В. Татомир // Сб. "Землетрясения Евразии в 1999 г. ". Обнинск: ФОП, 2005. – 367 с. 1 электрон. опт. диск (CD-ROM).
64. Радзиминович, Н. А. Прибайкалье и Забайкалье (VII. Каталоги механизмов очагов землетрясений) [Электронный ресурс] / Н. А. Радзиминович, В. И. Мельникова, Н. В. Татомир, А. А.Добрынина // Сб. "Землетрясения Евразии в 2003 г. ". Обнинск: ГС РАН, 2008. – 428 с. 1 электрон. опт. диск (CD-ROM). Ресурсы поверхностных вод СССР. Ангаро-Енисейский район. Ангара. – Л.: Гидрометеоиздат, 1972. – Т.16. – Вып. 2. – 595 с.
65. Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цыплаков В.В. Явление модуляции высокочастотных сейсмических шумов Земли // «Открытия в СССР в 1983 г.». М. 1984. ВНИИГИ. С.46.
66. Рыкунов А.Л., Смирнов В.Б.
Общие особенности сейсмической эмиссии на различных временных масшта бах// Известия АН СССР. Физика Земли. 1985б. № 6. С. 83–87.
67. Салко Д.В., Борняков С.А. Автоматизированная система для мониторинга геофизических параметров на геодинамических полигонах // Приборы. 2014. № 6. С. 24–28.

68. Салтыков В.А. О возможности использования приливной модуляции сейсмических шумов в целях прогноза землетрясений // Физика Земли. 2017. №2. С. 84-86.
69. Семинский К.Ж., Добрынина А.А., Борняков С.А., Саньков В.А., Поспев А.В., Рассказов С.В., Перевалова Н.П., Семинский И.К., Лухнев А.В., Бобров А.А., Чебыкин Е.П., Едемский И.К., Ильясова А.М., Салко Д.В., Саньков А.В., Король С.А., Снопков С.В. Комплексный мониторинг опасных геологических процессов в Прибайкалье: организация пилотной сети и первые результаты // Геодинамика и тектонофизика. 2022. В печати.
70. Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
71. Соболев Г.А. Вариации микросейсм перед сильным землетрясением // Физика Земли. – 2004. – N 6. – С.3–13.
72. Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: Изд-во ИФЗ РАН, 2011. 56 с.
73. Соболев Г. А. Сейсмический шум / Г. А. Соболев; Российская акад. наук, Ин-т физики Земли им. О. Ю. Шмидта. - Москва: Наука и образование, 2014. - 271 с.: ил., цв. ил.; 25 см. - Библиогр.: с. 259-268
74. Суворов, В. Д. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под центральным Байкалом [Текст] / В. Д. Суворов, Ц. А. Тубанов // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49. – № 8. – С. 805 – 818.
75. Табулевич В. Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск, Наука, 1986, 149с.;1972—1989,с.250—300.
76. Табулевич В.Н., Дреннова Н.Н., Потапов В.А., Черных Е.Н. // Геология и геофизика. 2001. Т.42. №8. С.1271—1278.
77. Татьков Г.И., Тубанов Ц.А., Базаров А.Д., Толочко В.В. (Геологический институт СО РАН), Ковалевский В.В., БРАГИНСКАЯ Л.П., ГРИГОРЮК А.П (Институт вычислительной математики и математической геофизики СО РАН). Вибросейсмические исследования литосферы Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий / 2013. 14 с.
78. Трапезников Ю.А., Манжиков Б.Ц., Богомолов Л.М. Влияние слабых вибраций на деформирование горных пород при постоянной нагрузке // Вулканология и сейсмология. 2000. №1. С.66-71.
79. 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. 2021. Т. 48. № 4. С. 32–47.
80. Французова, В.И. Исследование микросейсмического шума в пункте установки сейсмической станции “Соловки” / В.И. Французова, К.Б. Данилов, Д.В. Попов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы международной конференции по сейсмологии, геофизике и геодинамике. Материалы международной конференции по сейсмологии, геофизике и геодинамике, 2021. Т. 48. № 4. С. 32–47.

посвященной 100-летию открытия сейсмических станций “Пулково” и “Екатеринбург”. - Петергоф. Обнинск: 2006. - С. 125 – 129

81. Французова, В.И. Вариации интенсивности фонового микросейсмического поля, инициированные карьерными взрывами / В.И. Французова, К.Б. Данилов // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных: Материалы Третьей Межд. Сейсмологической школы. - Обнинск, 2008. - С. 198-201
82. Чеботарева И.Я., Векторная эмиссионная томография: исследования эмиссионной активности в районе вулканического фронта (Япония) / И.Я. Чеботарева, А.В. Николаев, Х. Сато // Проблемы геотомографии. - М.: Наука, 1997. - С. 161-175.
83. Черных Е.Н., Табулевич В.Н. О создании базы данных по сейсмическим шумам // Геодинамика и геологические изменения в окружающей среде северных регионов. Архангельск: Институт экологических проблем севера УРО РАН, 2004. Т. 2. С. 357–361.
84. Шубик, Б.М. Микросейсмическая активность в гидротермальной области/ Б.М. Шубик, В.Л. Киселевич, А.В. Николаев, Л.Н. Рыкунов // Физические основы сейсмического метода. Нетрадиционная геофизика. М.: Наука, 1991. С. 143-158.
85. Шерман, С. И. Тектоника и вулканализм юго–западной части Байкальской рифтовой зоны [Текст] / С. И. Шерман, М. Е. Медведев, В. В. Ружич и др. // Новосибирск: Наука, 1973. – 134 с.
86. Шерман, С. И. Физические закономерности формирования разломов в земной коре [Текст] / С. И. Шерман // Новосибирск: Наука, 1977. –102 с.
87. Юдахин, Ф.Н. Микросейсмические наблюдения / Ф.Н. Юдахин, Н.К. Капустян. – Архангельск: ИЭПС УрО РАН. - 2004.
88. Юдахин, Ф.Н. Инженерно-сейсмические исследования геологической среды и строительных конструкций с использованием ветровых колебаний зданий. / Ф.Н. Юдахин, Н.К. Капустян, Г.Н. Антоновская. - Екатеринбург: УрО РАН, 2007. - 156 с.
89. Юдахин, Ф.Н. Использование микросейсм для научных и практических целей / Ф.Н. Юдахин, Н.К. Капустян, В.И. Французова, Г.Н. Антоновская, Е.В. Шахова, К.Б. Данилов, Е.В. Иванова // Структура, свойства, динамика и минерагения литосферы Восточно-Европейской платформы: Мат. XVI межд. конф., Научная книга. - Т II. - Воронеж: 2010. - С 393-397.
90. Arattano M., Coviello V., Abancó C., Hürlimann M., McArdell B.W. Methods of data processing for debris flow seismic warning // International Journal of Erosion Control Engineering Vol. 9, No. 3, 2016
91. Bard P.-Y. Effects of surface geology on ground motion: recent results and remaining issues. In: 10th European Conference on Earthquake Engineering, Duma (Editor), Balkema, Rotterdam, 1995. P. 305–323.

92. Bessason B., Eiríksson G., Thórarinsson O., Thórarinsson A., Einarsson S. Automatic detection of avalanches and debris flows by seismic methods // Journal of Glaciology, Vol. 53, No. 182, 2007
93. Bonilla, L. F. Site amplification in the San Fernando Valley, California: variability of site–effect estimation using the S–wave, coda, and H [Текст] /V methods [Текст] / L. F. Bonilla, J. H. Steidl, G. T. Lindley et al. // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1997. – V.87. – P. 710 – 730.
94. Borcherdt, R. D. Effects of local geology on ground motion near San Francisco Bay [Текст] / R. D. Borcherdt // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1970. – V.60. – P. 29 – 61.
95. Delouis, B. A reappraisal of the 1950 (Mw 6. 9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south – western end of the Baikal rift zone [Текст] / B. Delouis, J. Deverchere, V. Melnikova et al. // Terra Nova. – 2002. – V.6. – P. 491 – 500.
96. Deverchere, J. Depth distribution of earthquakes in the Baikal rift system and its implications for the rheology of the lithosphere [Текст] / J. Devershere, C. Petit, N. Gileva et al. // Geophys. J. Int. – 2001. – V.146. – P. 714 – 430.
97. Dobrynina A.A., Perevalova N.P., Sankov V.A., Edemsky I.K., Lukhnev A.V. Analysis of the Seismic and Ionospheric Effects of the Kudarinsky Earthquake on December 9, 2020 // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13. № 2s. P. 0622. doi:10.5800/GT-2022-13-2s-0622
98. Drouet, S. Comparison of site – effects estimation methods using the Lefkas, Greece, 2003 earthquake aftershocks [Текст] / S. Drouet, P. Triantafyllidis, A. Savvaidis et al. // Bull. Seismol. Soc. Am. – 2008. – V. 98. – P. 2349 – 2363.
99. Golenetsky. S. I. Problems of seismicity of the Baikal rift zone [Текст] / S. I. Golenetsky // Journal of Geodynamics. – 1990. – V.11. – P. 293 – 307.
100. Field E.H., Jacob K.H. The theoretical response of sedimentary layers to ambient seismic noise // Geophys. Res. Lett. 1993. Vol. 20. P. 2925–2928.
101. Konno, K. A smoothing function suitable for estimation of amplification factor of the surface ground from microtremor and its application [Текст] / K. Konno, T. Ohmachi // J. JSCE. – 1995. – V.525. – P. 247 – 259 (in Japanese with English abstract).
102. Konno, K. Ground – motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor [Текст] / K. Konno, T. Ohmachi // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1998. – V.88. – P. 228 – 241.
103. Korol S.A., Sankov A.V., Dobrynina A.A., Sankov V.A. Ambient Seismic Noise Variations before Earthquakes in the Baikal Rift System // Geodynamics & Tectonophysics. 2022. V. 13. № 2s. P. 0632.
104. Lermo, J. Are microtremors useful in site response evaluation? [Текст] / J. Lermo, F. J. Chavez – Garcia // Bull. Seismol. Soc. Am. – 1994. – V.84. – P. 1350 – 1364.
105. Makarov S., Cherkashina A., Atutova Zh., Bardash A., Voropai N., Kichigina N., Mutin B., Osipova O., Ukhova N.. Debris Flows of the Tunkinsky

Goltsy Mountains (Tunkinsky District, Republic of Buryatia in Eastern Siberia). International Journal of Geohazards and Environment. 2016 2(3): 166-179. doi:10.15273/ijge.2016.03.016

106. Nakamura, Y. A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface [Текст] / Y. Nakamura // QR Railw. Tech. Res. Inst. – 1989. – V.30. – P. 25 – 33.
107. Nogoshi, M. On the amplitude characteristics of microtremor (part 2) [Текст] / M. Nogoshi, T. Igarashi // J. Seism. Soc. Jpn. – 1971. – V.24. – P. 26 – 40.
108. Ohmachi, T. Refinement and application of an estimation procedure for site natural periods using microtremor [Текст] / T. Ohmachi, K. Konno, T. Endoh et al. // J. JSCE. – 1994. – V.489. – P. 251 – 261 (in Japanese with English abstract).
109. Parolai S., Richwalski S.M. The importance of converted waves in comparing H/V and RSM site responses // Bull. Seism. Soc. Am. 2004. Vol. 94. P. 304–313.
110. Perov V., Chernomorets S., Budarina O., Savernyuk E., Leontyeva T. Debris flow hazards for mountain regions of Russia: regional features and key events. Natural Hazards. 2017. P. 1–37. Doi: 10.1007/s11069-017-2841-3.
111. Petit, C. Present – day stress field changes along the Baikal rift and tectonic implications [Текст] / C. Petit, J. Deverchere, F. Houdry et al. // Tectonics. – 1996. – V.15. – P. 1171 – 1191.
112. Saltykov V.A. On the Possibility of Using the Tidal Modulation of Seismic Waves for Forecasting Earthquakes // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2017. V. 53. № 2. P. 250–261.
113. San'kov, V. A. Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone[Текст] / V. A. San'kov, A. I. Miroshnichenko, K. G. Levi et al. // Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. – 1997. – V.21. – P. 435 – 455.
114. Sankov A.V., Dobrynina A.A., Chernykh E.N., Sankov V.A., Shagun A.N. Investigation of the boundary and internal fault zones of Tunka basin (Baikal rift system) using HVSR method // Proceedings of the International Conference on Astronomy and Geophysics in Mongolia. Ulaanbaatar, Mongolia, 20-22 July, 2017. Ulaanbaatar, Mongol Altay printing CoLtd. 2017. P. 231-234.
115. Sankov V.A., Dobrynina A.A. Active faulting in the Earth's crust of the Baikal rift system based on the earthquake focal mechanisms // Moment Tensor Solutions. Springer Natural Hazards. Springer, Cham., 2018. P. 599–618.
116. SESAME group. Final report on measurements guidelines, LGIT Grenoble, CETE Nice, WP02, H/V technique: experimental conditions. 2003.
117. Sobolev G.A. Microseismic Variations Prior to a Strong Earthquake // Izvestiya, Physics of the Solid Earth. 2004. V. 40. № 6. P. 455–464.
118. Sobolev G.A., Lyubushin A.A., Zakrzhevskaya N.A. Asymmetrical Pulses, the Periodicity and Synchronization of Low Frequency Microseisms // Journal of Volcanology and Seismology. – 2008. – V. 2. – N. 2. P. 118–134.

119. Suvorov, V. D. Structure of the crust in Baikal rift zone and adjacent areas from Deep Seismic Sounding data [Текст] / V. D. Suvorov, Z. R. Mishenkina, G. V. Petrick et al. // *Tectonophysics*. – 2002. – V.354. – P. 61 – 74.
120. <https://www.bibliofond.ru/view.aspx?id=59875>
121. http://sesame.geopsy.org/Delivrables/D08-02_Texte.pdf
122. <https://www.gismeteo.ru>
123. Бончковский В.Ф. Микросейсмы и их причины. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946. 39 с.
124. Рыкунов Л.Н. Микросейсмы: экспериментальные характеристики естественных микровибраций грунта в диапазоне периодов 0,07-8 сек. М. Наука, 1967. 83с.
125. Винник Л.П. Структура микросейсм и некоторые вопросы методики группирования в сейсмологии. М.: Наука, 1968. 104 с.
126. Longuet-Higgins M.S. A theory of the origin of microseisms. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A // Mathematical, Physical and Engineering Sciences*. 1950. V. 243(857). P. 1–35.
<https://doi.org/10.1098/rsta.1950.0012>
127. Садовский М.А. Новые методы сейсмической разведки. Перспективы развития / М.А. Садовский, А.В. Николаев // Вестн. АН СССР. – 1982. – № 1. – С. 82-84.
128. Беседина А.Н., Тубанов Ц.А., Предеин П.А., Санжиева Д.П., Иванченко Г.Н. Особенности микросейсм озера Байкал по данным сети сейсмических станций // Физика земли. - 2024. - №3. - С. 30-50. doi: 10.31857/S0002333724030041
129. Добрынина А.А., Саньков А.В., Шагун А.Н. Сезонные вариации амплитудно-частотных характеристик микросейсмических колебаний по данным сейсмических станций байкальской сети // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле Российской академии естественных наук. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41. № 3. С. 22–34. DOI: 10.21285/2541-9455-2018-41-3-22-34