

УДК 550.34

ОСОБЕННОСТИ МИКРОСЕЙСМ ОЗЕРА БАЙКАЛ ПО ДАННЫМ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ

© 2024 г. А. Н. Беседина^{1,2}*, Ц. А. Тубанов¹,
П. А. Предеин¹, Д. П.-Д. Санжиева¹, Г. Н. Иванченко^{1,2}

¹Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия

²Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

*E-mail: besedina.a@gmail.com

Поступила в редакцию 10.08.2023 г.

После доработки 20.09.2023 г.

Принята к публикации 04.10.2023 г.

Проведено исследование особенностей микросейсмического фона по данным сети сейсмических станций, расположенных в центральной части Байкальского рифта. Вероятностный подход позволил детально изучить картину суточных вариаций микросейсм и проанализировать амплитудный уровень и частотный состав пространственных аномалий и временных периодичностей (сезонные и годовые изменения фона). На основе данных за 2020–2021 гг. построена региональная вероятностная модель микросейсмического фона в широком диапазоне периодов.

Исследование микросейсм в полосе частот около 1 Гц позволило выделить на фоне глобального минимума спектра мощности микросейсмического шума сезонную аномалию, которая наблюдается в период с мая по декабрь на сейсмостанциях, окружающих озеро Байкал, за исключением северной части озера. Направление обратного азимута в исследуемом диапазоне частот указывает на акваторию озера, что позволяет идентифицировать эти колебания как озерные микросейсмы. Высокие значения функции когерентности свидетельствуют о наличии линейной связи между скоростью ветра и возникновением озерных микросейсм. Детальный анализ спектральных и поляризационных параметров микросейсмического шума позволил выделить два типа озерных микросейсм с частотами 0.4–0.7 Гц и 0.7–1.5 Гц. Можно предположить, что первый диапазон частот соответствует одночастотным озерным микросейсам, в то время как второй интервал содержит диапазоны двухчастотных микросейсм.

Ключевые слова: микросейсмы, микросейсмический шум, Байкальский рифт, озеро Байкал, спектральная плотность мощности, первичные и вторичные микросейсмы, поляризационный анализ, озерные микросейсмы.

DOI: <https://doi.org/10.31857/S0002333724030041>, **EDN:** AKEJZI

ВВЕДЕНИЕ

Микросейсмические колебания, распространяясь в блочной среде, приобретают характерные особенности, отражающие как структуру земной коры, так и происходящие в ней процессы накопления и релаксации напряжений. Обобщение имеющихся данных привело к пониманию, что микросейсмический шум является результатом нелинейного взаимодействия между атмосферой, океаном и поверхностью Земли. В результате такого взаимодействия — колебаний локальных блоков среды, волн в океане, ветра, транзитных волн, их отражений, деятельности человека и пр. — формируется

микросейсмическое поле, являющееся результатом взаимодействия сейсмических волн различных типов. Очевидно, что бесконечное множество источников превращает микросейсмический фон, который регистрируется на сейсмических станциях, в случайный процесс, который чаще всего и моделируют как результат интерференции волнового поля случайных источников.

Задачами исследования вариаций микросейсмического шума и их связи с различными геофизическими параметрами в Байкальском регионе (сейсмической активностью, вариациями уровня оз. Байкал, геомагнитными бурями и пр.) занимались многие исследователи (см., например,

[Табулевич, 1986; Табулевич и др., 2001; Добрынина и др., 2018]).

К настоящему времени разработаны разнообразные подходы с использованием микросейсм в геофизических исследованиях (см. работу [Беседина, Тубанов, 2023]). При решении задач микросейсмического районирования использование спектральных отношений горизонтальных и вертикальных компонент H/V микросейсмического шума дает информацию о частотах и коэффициентах усиления, вносимых рыхлыми осадочными породами. Наблюдается увеличение резонансной частоты между твердыми и мягкими породами и повышение коэффициента усиления для более мягких слоев [Fernandez, Brandt, 2000]. Наблюдаемые сезонные вариации параметра H/V могут быть связаны с сезонными вариациями сейсмических скоростей в земной коре или сезонными изменениями относительного возбуждения более высоких мод по сравнению с волнами Рэлея основной моды [Tanimoto et al., 2006]. Метод микросейсмического зондирования (ММЗ) на основе наблюдений микросейсмического шума на поверхности позволяет восстановить глубинные разрезы от сотен метров до десятков километров [Горбатиков, Барабанов, 1993; Цуканов, Горбатиков, 2020]. Последние несколько десятилетий развиваются исследования глубинного строения земной коры и верхней мантии с помощью анализа кросс-корреляционной функции микросейсмического шума [Shapiro et al., 2005; Bensen et al., 2007; Королева и др., 2009; Яновская, Королева, 2011; Campillo et al., 2011; и др.]. Использование методов кросс-корреляции компонент микросейсм имеет большой потенциал для изучения структуры Земли на различных масштабах. При этом следует иметь в виду, что эффективность микросейсмических методов тесно связана с качеством используемых сейсмических данных, с частотным диапазоном и условиями проведения измерений. Все это требует исследования вариаций параметров шума во времени и пространстве, изучения основных факторов, влияющих на формирование микросейсмических колебаний в различных частотных диапазонах. Исследования (см. работы [Evangelidis, Melis, 2012; Sevim et al., 2018; Сычева и др., 2020; D'Alessandro et al., 2021; и др.]) показывают наличие локальных и региональных особенностей шумов, которые определяют их спектральную структуру, что показывает актуальность исследования природы и характера микросейсмического фона в разных регионах.

Большое развитие получили методы цифровой обработки данных, позволяющие анализировать вариации параметров шума во времени и пространстве [Кишкина, 2003; McNamara, Buland, 2004; Михайлова, Комаров, 2006], изучать поляризационные характеристики волновых полей [Koper et al., 2009; Koper, Hawley, 2010; Xu et al., 2017; Nakata et al., 2019]. Широко зарекомендовал себя подход, основанный на оценке статистических параметров сигналов в частотной области за большой период времени [McNamara, Buland, 2004; Pandey et al., 2020; D'Alessandro et al., 2021]. Применение подобного подхода на основе анализа продолжительных записей большого количества сейсмических станций позволяет достаточно детально изучить пространственные и временные (сезонные и годовые) периодичности и аномалии, выделить локальные особенности размещения станций. На основе вероятностного подхода удобно проводить построение как локальных моделей шума для конкретного региона [Pandey et al., 2020; D'Alessandro et al., 2021], так и уточнение глобальных моделей [Berger et al., 2004; Wolin, McNamara, 2020]. Такой статистический подход был применен в данной работе для анализа микросейсмического шума Прибайкалья во времени и пространстве в диапазоне частот от 0.01 до 50 Гц на основе данных локальной сейсмической сети ГИН СО РАН и Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН с привлечением данных ряда станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Это позволило впервые для оз. Байкал, с помощью исследования сезонной изменчивости параметров шума и поляризационного анализа, определить параметры микросейсмических колебаний, которые, были идентифицированы как озерные микросейсмы.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

Как показано в работах [Потапов и др., 1997; Табулевич и др., 2001] озеро Байкал представляет собой естественную модель, с помощью которой можно определить действие вибраций от штормовых микросейсм [Табулевич, 1986] на сейсмический режим. Эта модель имеет явные преимущества по сравнению с Тихим океаном: лед на озере в зимнее время полностью исключал стоячие волны на воде, которые создают вибрации, передающиеся дну и земной коре [Табулевич и др., 2001].

Озеро Байкал расположено в центральной части Байкальского рифта и морфологически состоит из трех впадин, образующих единый

водный бассейн: Южной, Центральной и Северной, разделенных Селенгино–Бугульдейской и Ольхон–Академической перемычками. Впадина Южного Байкала отделена от Центральной поднятием дна на траверсе дельта р. Селенги – устье р. Бугульдейки, где глубина озера уменьшается до мелководного шельфа (до 100 м), контрастируя с близлежащими глубоководными частями к юго-западу (1416 м) и северо-востоку (1637 м) (рис. 1, врезка). В отличие от Ольхон–Академической перемычки, Селенгино–Бугульдейская перемычка сформирована преимущественно аккумуляцией осадков, но при этом, в целом морфология и структура этой перемычки определяются комбинацией быстрого накопления осадков, принесенных р. Селенгой, и эпизодических движений отдельных блоков кристаллического фундамента [Scholz, Hutchinson, 2000; Логачев, 2003]. Южная и Центральная впадины Байкальского рифта, с мощной осадочной толщей, представленной сложным комплексом аллювиальных, озерных, пролювиальных, делювиальных осадков, заложены на раннедокембрийском фундаменте, сложенном в основном гнейсо-диоритовым комплексом [Scholz, Hutchinson, 2000; Мац и др., 2001; Государственная..., 2009].

Впадины акватории озера вместе с осложняющими их структурами, бортовыми сбросами и сопровождающими горными поднятиями (плечами) и составляют морфологический рифт, для которого характерно асимметричное строение [Уфимцев, 1994]. Региональные разломы, обрамляющие рифтовые впадины Байкала, лучше выражены вдоль их северо-западных бортов, где отмечаются крутые сбросовые уступы высотой до 1500–2000 м, а северо-западные (“платформенные”) подводные склоны впадин более высокие и крутые, чем противоположные [Леви и др., 1995]. В разломно-блоковом строении рифтовых впадин и их горном обрамлении встречаются разрывные нарушения различных направлений. По значимости они выстраиваются следующим образом: северо-восточные, северо-западные, субширотные, субмеридиональные, что подтверждается результатами визуального и компьютерного линейного анализа совместно с данными полевых наблюдений [Лунина, 2016; Иванченко и др., 2022].

В Байкальской рифтовой зоне ежегодно происходит несколько тысяч землетрясений, при этом на долю относительно сильных и умеренных событий (энергетический класс $K_p \geq 10$) приходится всего несколько процентов [Radziminovich et al., 2013; Тубанов и др., 2021]. В центральной части рифта,

в основном, эпицентральные области этих землетрясений расположены непосредственно в Южно-байкальской впадине (рис. 1).

Общая циркуляция атмосферы, горный рельеф, температурные различия озера и суши определяют ветровой режим на Байкале [Байкал, 1993]. Общая циклональная и антициклональная деятельность в зависимости от сезонов года моделируется региональными особенностями, определяемыми рельефом местности, в частности, наличием и простираемостью горных цепей и межгорных впадин, температурным режимом, связанным с наличием большого водного пространства оз. Байкал, смягчающим резко континентальный климат (более теплые зимы в прибрежной зоне Байкала по сравнению с окружающей территорией и более холодные летние месяцы в прибрежной и континентальной частях региона).

СИСТЕМА РЕГИСТРАЦИИ

В качестве исходных данных были привлечены записи сейсмостанций ГИН СО РАН и Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН (БуФ), в основном расположенных на юго-восточном берегу оз. Байкал, с привлечением данных станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН (БФ) (<http://www.seis-bykl.ru/Network>), установленных с западной стороны озерной котловины (рис. 1). В центральной части Байкальского рифта с 1996 г. начато уплотнение региональной сети сейсмических станций, в результате чего получены детальные данные, характеризующие сейсмичность и скоростное строение земной коры центральной части Байкальского рифта [Суворов, Тубанов, 2008; Тубанов и др., 2021a; 2021b].

Создание базы данных непрерывных сейсмических записей представляет хорошую возможность для мониторинга среды с использованием микросейсм. В настоящее время на станциях установлены сейсмометры (велосиметры) двух типов: короткопериодные однокомпонентные (СМ-3, СМ-3КВ с частотным диапазоном от 0.5 Гц) и широкополосные трехкомпонентные (Trilium Compact120s с частотным диапазоном от 0.008 Гц, GuralpCMG-40T с рабочей полосой от 0.033 Гц). Используются регистраторы Nanometrics Centaur (Канада) и отечественные регистраторы Байкал, Ермак, с частотой опроса 100 Гц (на станции TLY, входящей в состав международной сейсмической сети IRIS (<http://ds.iris.edu/mda/II/TLY>) частота опроса составляла 20 Гц). Пять сейсмических станций (HRMR,

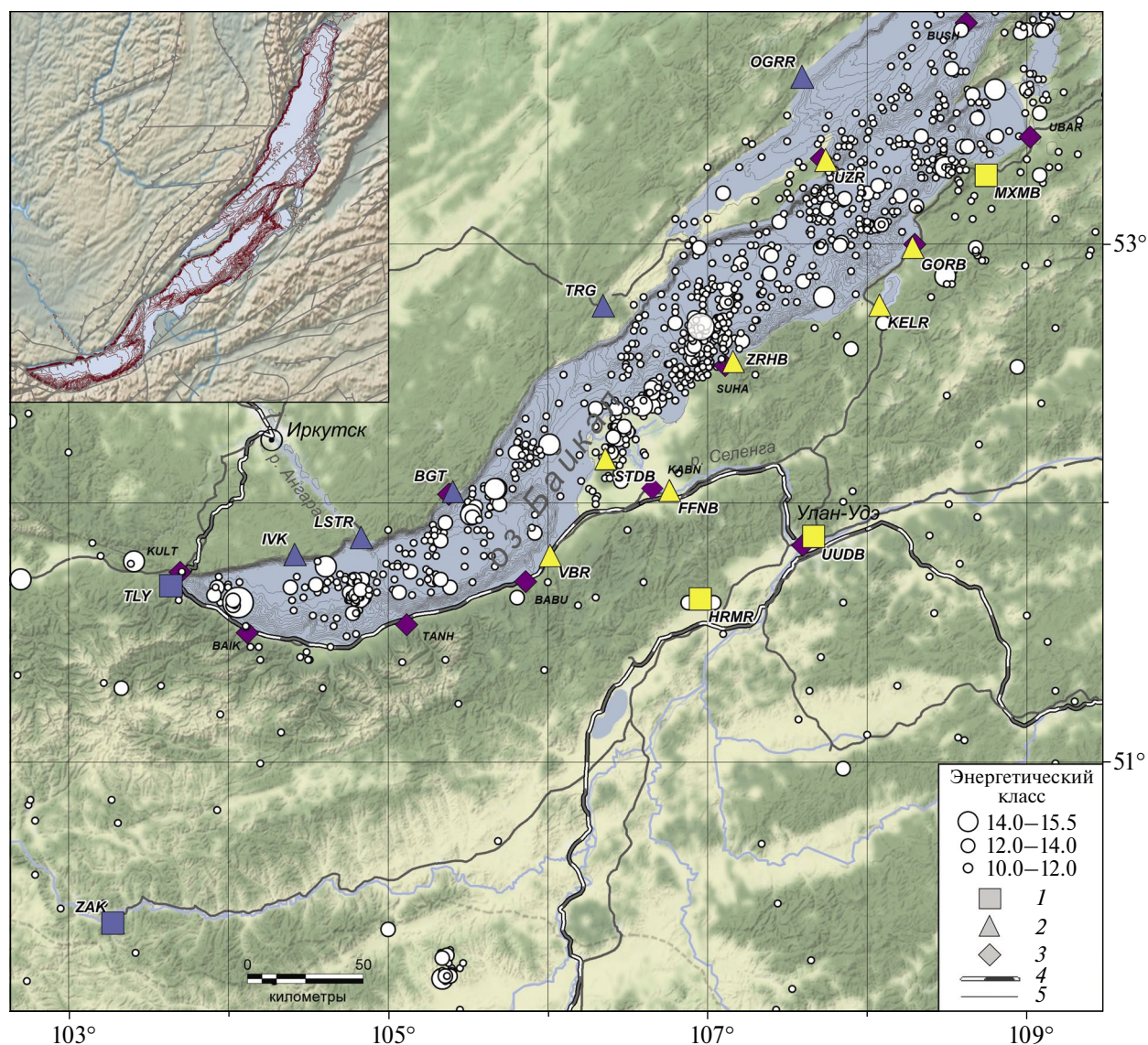


Рис. 1. Сейсмичность центральной части Байкальского рифта с 1960 по 2022 гг. (с $Kp \geq 10$, <http://www.seis-bykl.ru>): 1 – широкополосные сейсмостанции; 2 – короткопериодные сейсмостанции; 3 – метеостанции; 4, 5 – дороги. Желтым показаны станции ГИН СО РАН и Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН (БуФ); синим – станции Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН (БФ). На врезке показаны изобаты глубины оз. Байкал по данным сайта <https://www.noaa.gov> и основные разломы по работе [Лунина, 2016].

UADB, MXMB, TLY, ZAK), записи которых использовались в данной работе (рис. 1), были укомплектованы широкополосными сейсмометрами, остальные станции – короткопериодными датчиками. В течение всего исследуемого периода (2020–2021 гг.) сейсмостанции работали в режиме непрерывной записи.

Сейсмостанции расположены на разных бортах озерной котловины и в разной удаленности от его активных сейсмогенных разломов, в условиях разной литологии и мощности рыхлых отложений, тектонической раздробленности и сейсмической активности, наличия разных

экзогенных и техногенных источников микросейсм вблизи точек наблюдения. В целом, территория представляет собой сложный район с точки зрения выбора места для сейсмических станций, т.к. для нее характерен: высокий уровень сейсмических шумов как природного, так и техногенного характера; сложные грунты, обычно сложенные осадочными породами, в отдельных случаях обводненными; близость транспортных артерий разного уровня. Большинство сейсмостанций были установлены на окраине населенных пунктов, но с течением времени оказались в окружении домов и сооружений.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

В данной работе для анализа микросейсмического шума использовались сейсмические записи с частотой опроса 100 Гц (для станции TLY частота опроса составляла 20 Гц) за 2020–2021 гг. Чтение данных в региональном формате Байкал, первичная обработка, конвертация данных в формат MiniSEED проводилась с помощью разработанной авторами программы PPSDAnalyzer [Предеин, Тубанов, 2022]. Считывание данных в формате MiniSEED, поправка на АЧХ канала, расчет и сохранение значений спектральной плотности мощности (СПМ) производилось с помощью программного пакета с открытым кодом Obspy [Beyreuther et al., 2010; Krischer et al., 2015]. Использовались непрерывные участки записи длиной более часа. В процессе обработки исходные данные с предварительно удаленным линейным трендом разбивались на интервалы длительностью 1 ч с перекрытием 0.5 ч. Для каждого часового

интервала рассчитывалась спектральная плотность мощности методом Уэлча [Марпл, 1990] в скользящем окне длительностью 1/13 ч с перекрытием 75 %. Полученные результаты использовались для построения плотности вероятности для каждой частоты с шириной интервала 1 дБ. По рассчитанным значениям плотности вероятности для всех частот строилась спектрограмма вероятности появления определенного значения СПМ на каждой частоте. Для дальнейшего анализа использовалась статистическая мода, 10 и 90 процентиля плотности вероятности, рассчитанные по месячным данным за 2020–2021 гг.

В результате обработки данных за 2020–2021 гг. для станций сейсмической сети была построена вероятностная модель микросейсмического шума в широком диапазоне периодов. Создание вероятностной модели шума путем расчета функции плотности вероятности по значениям спектральной плотности мощности

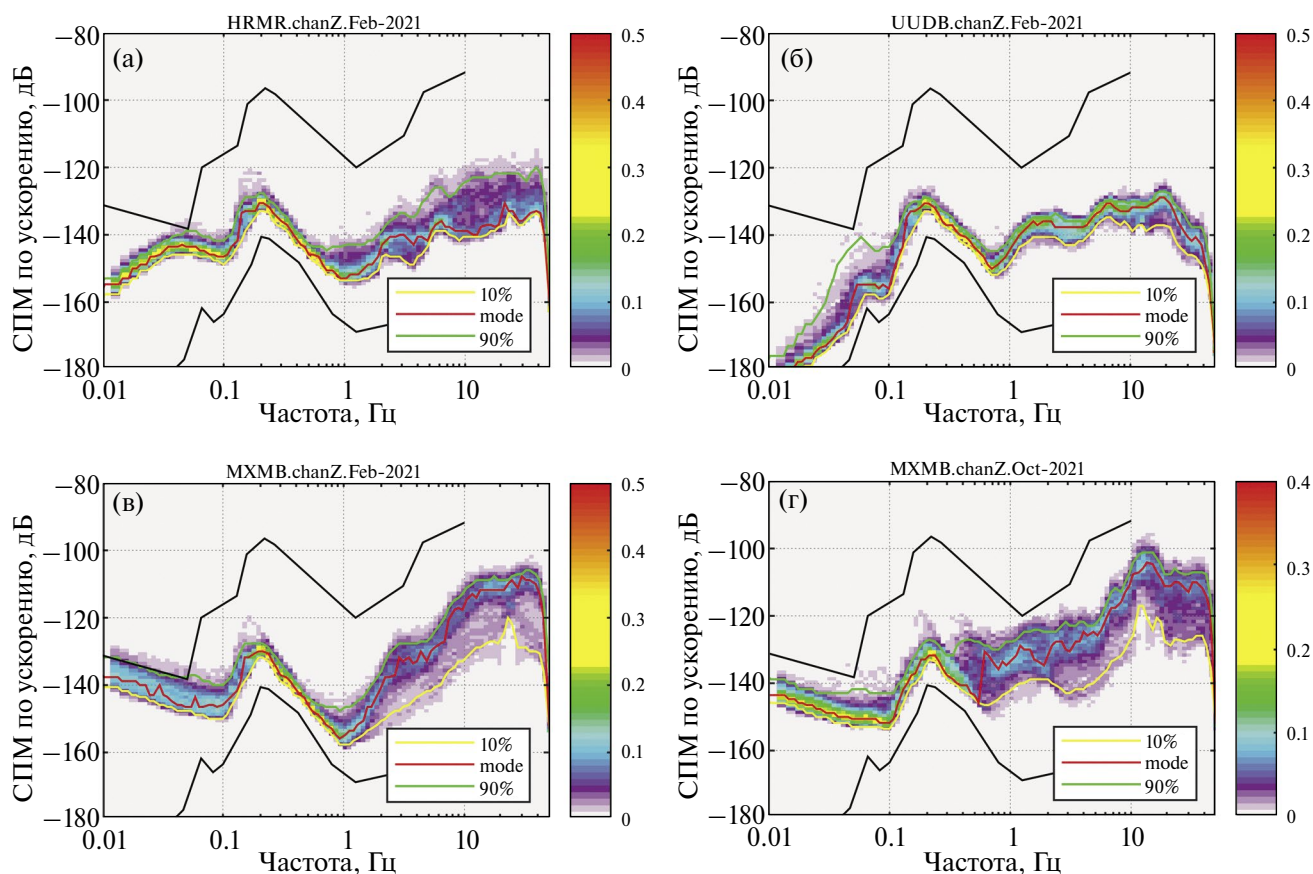


Рис. 2. Плотность вероятности распределения спектральной плотности мощности микросейсмического шума вертикальной компоненты ускорения грунта (цветовая шкала): (а) – с/с Хурамша (HRMR); (б) – с/с Улан-Удэ (UADB) за февраль 2021 г.; (в) – с/с Максимиha (MXMB) за февраль; (г) – октябрь 2021 г. Черные линии – минимальный и максимальный уровень шума по работе [Peterson, 1993]; красная линия – статистическая мода; желтая линия – 10 процентиль; зеленая линия – 90 процентиль плотности вероятности.

(СПМ) позволяет оценить статистические параметры сигналов в частотной области [McNamara, Buland, 2004]. Преимуществом используемого подхода является отсутствие необходимости предварительного выбора данных, который обычно исключает нестационарные сигналы (например, землетрясения, взрывы и т.п.). В общем потоке сейсмических записей подобные сигналы имеют низкую вероятность появления и не вносят искажения в вероятностную модель микросейсмического шума. На рис. 2 приведены примеры рассчитанной плотности вероятности СПМ и статистических параметров для сейсмостанций (с/с) Хурамша (HRMR), Улан-Удэ (UUDB) и Максимиха (MXMB) за февраль и октябрь 2021 г. в сопоставлении с минимальным и максимальным уровнем шума по модели [Peterson, 1993].

С помощью предложенного алгоритма обработки данных региональной сети сейсмических станций был проведен пространственно-временной анализ микросейсмического шума в широком диапазоне частот. Накопление часовых значений СПМ за двухлетний период и расчет плотности вероятности для каждого часа в течение суток позволили построить картину суточных вариаций микросейсмического шума (статистической моды) для каждой станции. Аналогичный подход, примененный для каждого месяца года, наглядно демонстрирует сезонную изменчивость в течение года.

В качестве удобных индикаторов изменения спектрального состава микросейсмического шума в каждом интервале частот рассматривались СПМ и спектральный центроид (СЦ — взвешенное среднее значений частот, присутствующих в сигнале). При этом СПМ демонстрирует как изменяется мощность (амплитуда) сигнала, а спектральный центроид указывает, где, главным образом, сосредоточена энергия колебаний в соответствующем диапазоне частот. Спектральный центроид позволяет уверенно выделить частоту, соответствующую центру спектрального пика. Расчет СПМ и СЦ был проведен в различных интервалах частот для сейсмических станций сети за 2020–2021 гг.

К поляризационному анализу микросейсмических колебаний, регистрируемых трехкомпонентными сейсмометрами, был применен спектральный подход [Koper, Hawley, 2010]. Для расчета поляризационных атрибутов использовался программный пакет Noise Toolkit Polarization (IRIS DMC) (<http://ds.iris.edu/ds/products/noise-toolkit-polarization>), где

данные обрабатывались методом аналогичным [McNamara, Buland, 2004], однако сглаживание производилось в диапазоне 1/4 октавы. При трехкомпонентной регистрации фазовые соотношения между компонентами являются надежными индикаторами режима распространения окружающего шума, как для объемных волн, так и для волн Рэлея или Лява. Ориентация эллипсоида поляризации также позволяет определить обратный азимут и угол падения сейсмических волн. Частотно-зависимый поляризационный анализ выполнялся по алгоритму из работ [Samson, 1983; Park et al., 1987; Koper, Hawley, 2010]. Метод основан на декомпозиции собственных векторов спектральной ковариационной матрицы и дает информацию о мощности шума для каждой компоненты. Для исходных часовых интервалов для каждой компоненты (Z, N, E) с помощью преобразования Фурье рассчитываются элементы спектральной ковариационной матрицы размерностью 3×3 . Диагональные элементы матрицы являются СПМ каждой компоненты, а недиагональные элементы — взаимные СПМ трех компонент. Элементы матрицы являются функциями частоты в диапазоне от 0.01 до 40 Гц для широкополосных станций (0.5 до 40 Гц для короткопериодных станций). Далее выполняется разложение матрицы на основе собственных векторов, и наибольшее собственное значение и соответствующий собственный вектор дает представление о поляризационных характеристиках шума за часовой интервал. Данный подход позволяет рассчитать: 1) наибольшее собственное значение $\lambda_{\max}$, изменение которого в зависимости от частоты аналогично изменению компонент колебаний и указывается в децибелах (дБ) спектрального ускорения грунта $10\log_{10}[\text{м}^2/\text{с}^4/\text{Гц}]$; 2) степень поляризации β^2 , которая безразмерна и варьируется от 0 до 1 и отражает, насколько велико наибольшее собственное значение по сравнению с двумя другими [Samson, 1983]; 3) θ_H , азимутальную ориентацию эллипсоида поляризации, изменяющуюся от 0° до 360° , которая характеризует обратный азимут для волн Рэлея или объемной волны; 4) θ_V , угол падения для Р-волны; 5) ϕ_{VH} , разность фаз между радиальной и вертикальной составляющими, которая изменяется от -90 до 90° ; 6) ϕ_{HH} , разница фаз между горизонтальными компонентами [Park et al., 1987]. Расчет поляризационных параметров описан в работах [Samson, 1983; Park et al., 1987].

Поскольку поляризация — явление узкополосное, из-за неустойчивого характера величин поляризации, целесообразнее делать выводы

о шумовом поле на основе статистического анализа большого количества измерений. На рис. 3 показаны функции плотности вероятности СПМ микросейсмического фона и атрибутов поляризации, рассчитанных для станции Максимиha за октябрь 2020 г.

Исследование ветровой нагрузки выполнялось по данным 11 метеостанций, расположенных вдоль берега озера Байкал: KULT, BGOL, BAIK, TANH, BABU, KABN, SUHA, GORY, UZUR, UBAR, BUSH. Исходные данные представляют собой средние значения 10-минутных измерений силы и направления ветра каждые три часа в течение суток на отдельной метеостанции [Аргучинцева и др., 2020]. Метеоданные за 2020–2021 гг. (<http://gp5.ru>) приводились к периоду дискретизации 1 ч, рассчитывалась средняя скорость ветра по данным всех метеостанций. Далее проводилось сравнение СПМ ускорения грунта в узкой полосе частот

с вариациями скорости ветра. Предварительно данные СПМ ускорения грунта приводились к периоду дискретизации 1 ч, затем данные СПМ и скорости ветра сглаживались в скользящем окне 11 ч. Для сейсмических станций и ближайших метеостанций проведено исследование спектрального состава сигналов и выполнен расчет функции когерентности, который позволяет выделить значимые частоты, проявляющиеся в разных рядах данных.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

На основе обзора сведений о частотном составе микросейсмического шума [Беседина, Тубанов, 2023] и предварительного анализа данных для дальнейшей работы выбирались данные в нескольких интервалах частот (0.1–0.4 (для широкополосных станций); 0.5–1.5; 2–5; 5–10; 10–30 Гц). При анализе записей короткопериодных станций

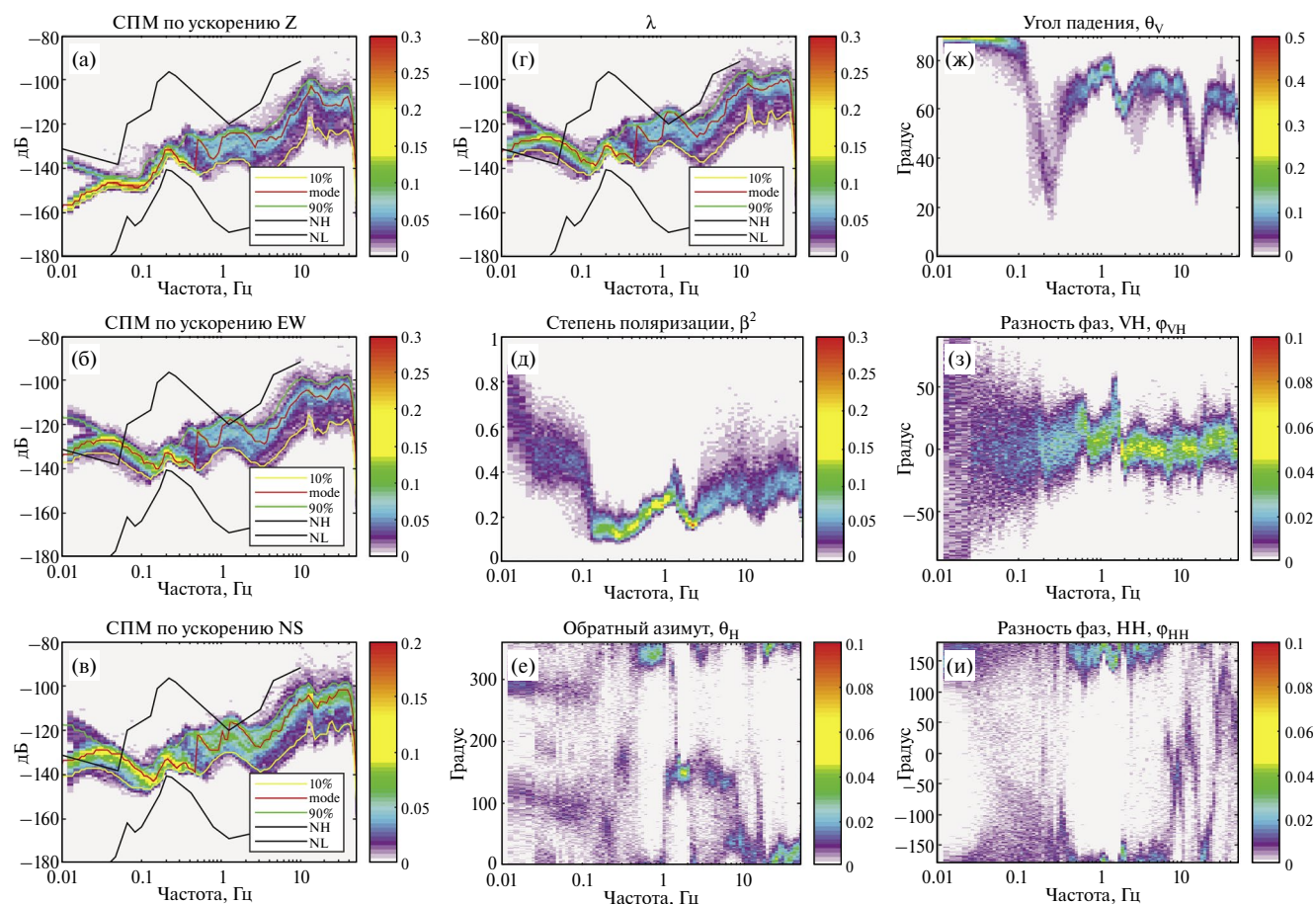


Рис. 3. Плотность вероятности распределения значений поляризационных атрибутов (цветовая шкала), полученные для станции Максимиha за октябрь 2020 г.: (а) – СПМ компоненты Z; (б) – EW; (в) – NS; (г) – наибольшее собственное значение $\lambda_{\max}$; (д) – степень поляризации β^2 ; (е) – азимутальная ориентация эллипсоида поляризации θ_H ; (ж) – θ_v , угол падения; (з) – разность фаз между радиальной и вертикальными составляющими ϕ_{vH} ; (и) – разность фаз между горизонтальными компонентами ϕ_{HH} .

учитывалась нижняя граничная частота датчиков 0.5 Гц, и анализ проводился в рабочем диапазоне частот измерительного канала. Комплексный анализ данных всех станций позволил проследить пространственно-временные вариации микросейсмического шума вблизи озера Байкал с шагом 1 месяц. В качестве примера на рис. 4 показаны пространственные вариации шума за август 2020 г. Для выделенных диапазонов частот 0.5–1.5; 2–5; 5–10; 10–30 Гц на всей территории Прибайкалья наибольшую интенсивность имеет СПМ в диапазоне 10–30 Гц, который обусловлен главным образом антропогенными источниками (см., например, статью [Webb, 2002]).

Используемый подход позволяет провести детальный анализ изменения как суточных вариаций микросейсмического фона в широком диапазоне периодов, так и выявить сезонные изменения. Например, на рис. 5 представлены суточные изменения, зарегистрированные на станции Максимиха (МХМВ) в 2020–2021 гг. Вариации микросейсм в диапазоне частот 0.2 Гц незначительны, однако для диапазона частот более 2–10 Гц, который связывают с влиянием метео- и антропогенных факторов (станция расположена на удалении ~ 70 м от автомагистрали),

наблюдается дневное усиление спектральной мощности микросейсмического шума на ~ 10 –20 дБ (по сравнению с уровнем микросейсм на частотах ~ 0.2 Гц) с 7 до 23 ч по местному времени. Суточные вариации для станции Сухой ручей (VBR), расположенной в ~ 700 м от ж/д путей и ~ 170 м от автомагистрали, демонстрируют максимум интенсивности СПМ на частотах 5–30 Гц. Как показал анализ данных всех сейсмических станций для микросейсм с частотой более 10 Гц, в основном наблюдается уменьшение интенсивности СПМ в ночные часы (см. например, рис. 5а – сейсмостанция МХМВ).

Анализ сезонных вариаций микросейсмического шума на широкополосных станциях показал увеличение СПМ в диапазоне частот около 0.2 Гц (вторичные микросейсмы) в зимние месяцы и смещение пика в область больших периодов (рис. 6). Эти изменения согласуются с увеличением интенсивности штормов в океанах осенью и зимой [McNamara, Buland, 2004], а проведенный поляризационный анализ показал, что в Прибайкалье в этом диапазоне частот уровень микросейсмического фона определяется мощностью вторичных микросейсм с источниками, расположенными в Тихом океане.

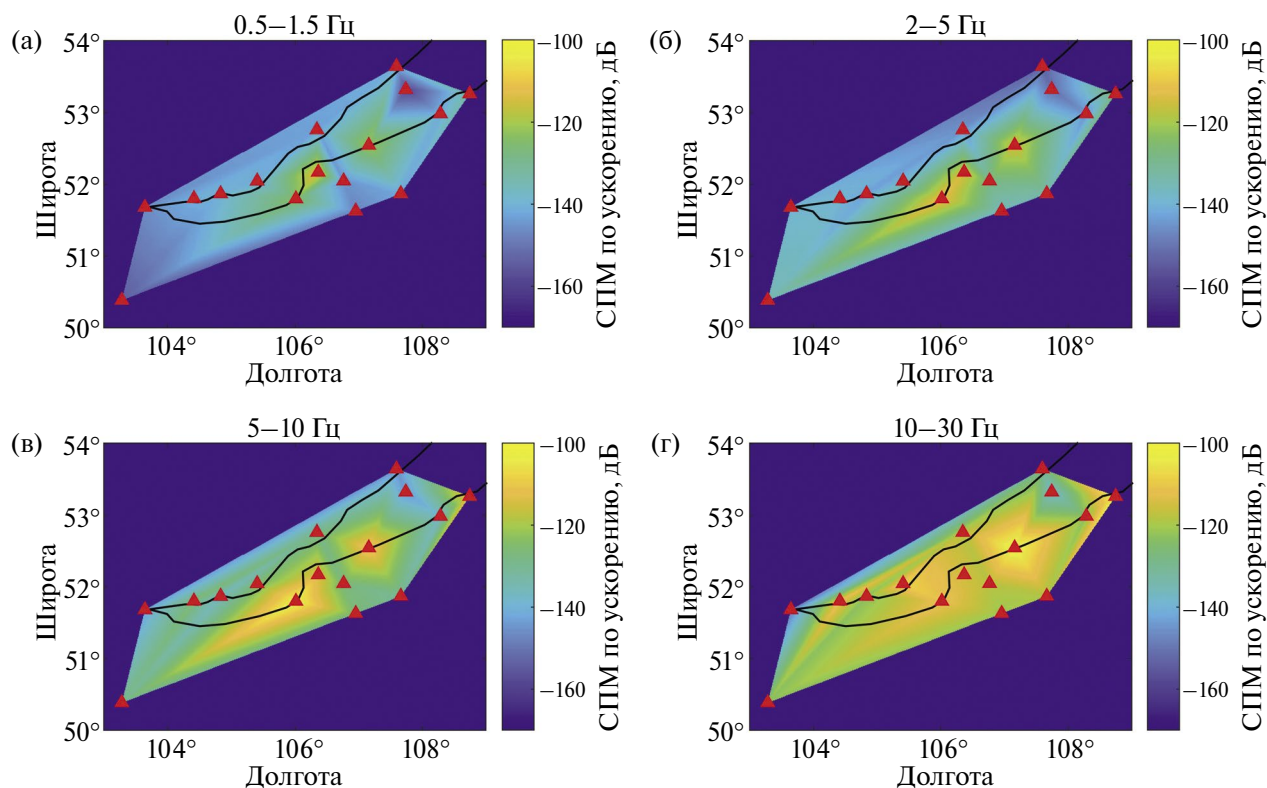


Рис. 4. Распределение моды плотности вероятности СПМ ускорения грунта (Z компонента) на территории Прибайкалья в разных диапазонах частот: (а) – 0.5–1.5 Гц; (б) – 2–5 Гц; (в) – 5–10 Гц; (г) – 10–30 Гц в августе 2020 г.

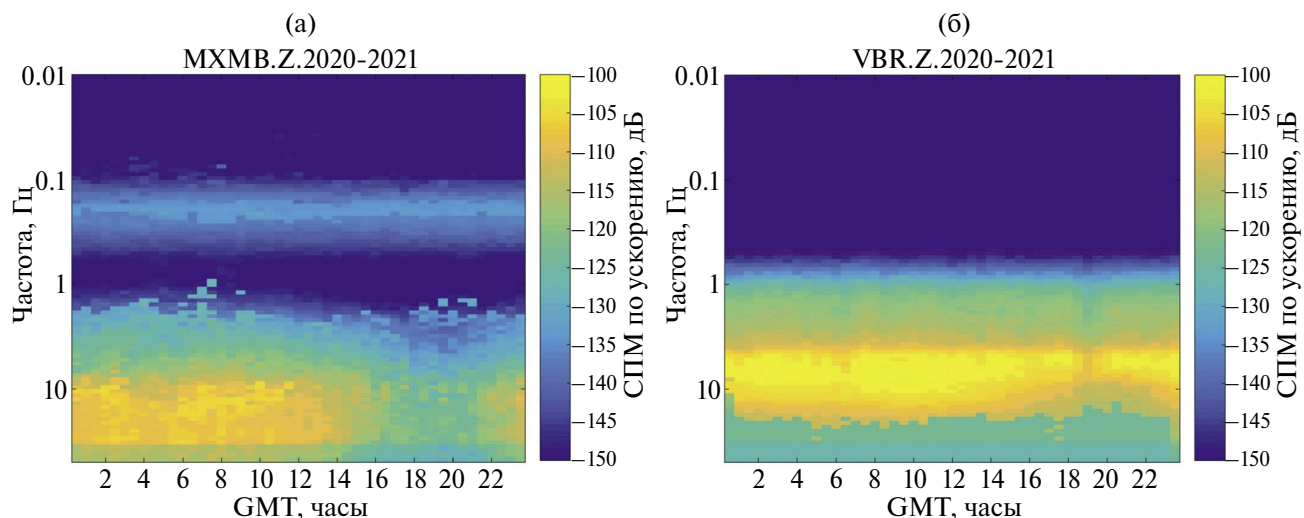


Рис. 5. Суточные вариации микросейсмического шума за 2020–2021 гг. для станций: (а) – Максимиха (MXMB); (б) – Сухой ручей (VBR); пунктир соответствует нижней граничной полосе короткопериодных датчиков 0.5 Гц. Местное время +8 ч.

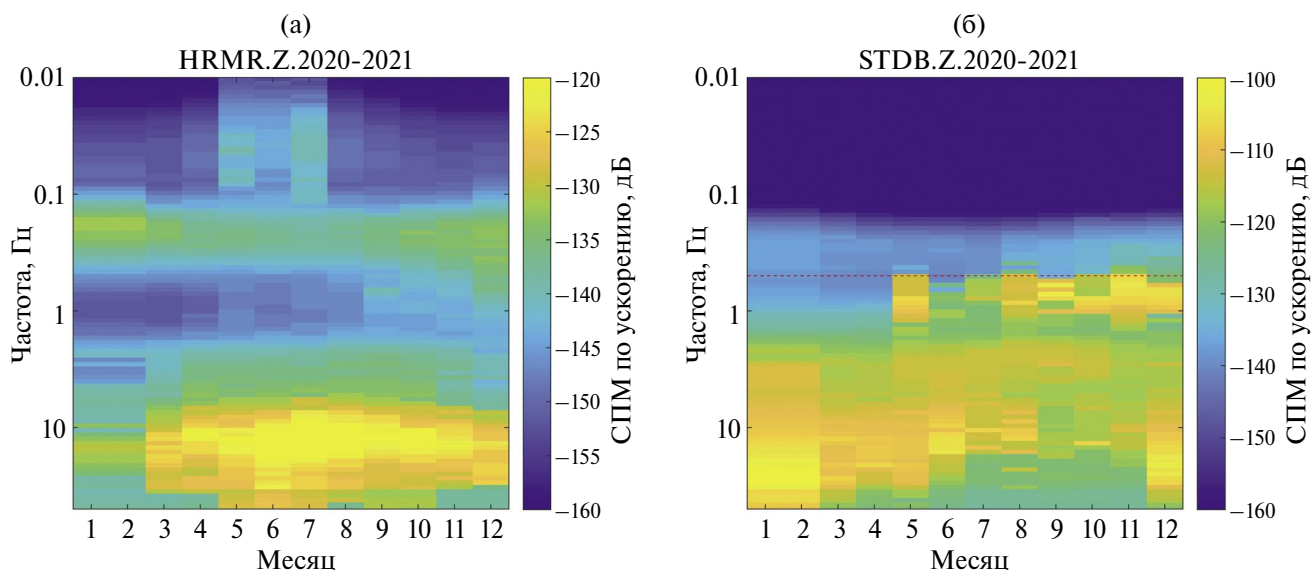


Рис. 6. Сезонные вариации микросейсмического шума за 2020–2021 гг. для: (а) – широкополосной станции Хурамша (HRMR); (б) – короткопериодной станции Степной дворец (STDB); пунктир соответствует нижней граничной полосе короткопериодных датчиков 0.5 Гц.

Также отмечается рост интенсивности колебаний на частотах 10–30 Гц в сезон с марта по декабрь с пиком в летние месяцы. Отмеченная тенденция может быть связана как с увеличением антропогенного шума в летние месяцы, так и с изменением ветровой нагрузки, которая подвержена сезонным, суточным изменениям и, как известно из литературных данных [Беседина, Тубанов, 2023], может определять колебания уровня микросейсм в полосе от 1 до 60 Гц. Это подтверждается интенсивными суточными

вариациями СПМ шума в диапазоне частот 10–30 Гц.

Значения СПМ в диапазоне 0.5–1.5 Гц демонстрируют наличие наиболее выраженных сезонных вариаций. На рис. 6б показаны сезонные вариации микросейсмического шума для станции Степной дворец (STDB), где отчетливо отмечается усиление интенсивности СПМ с мая по декабрь в интервале частот 0.5–1.5 Гц. Подобные изменения уровня спектра в полосе частот около 1 Гц также обнаружены на всех

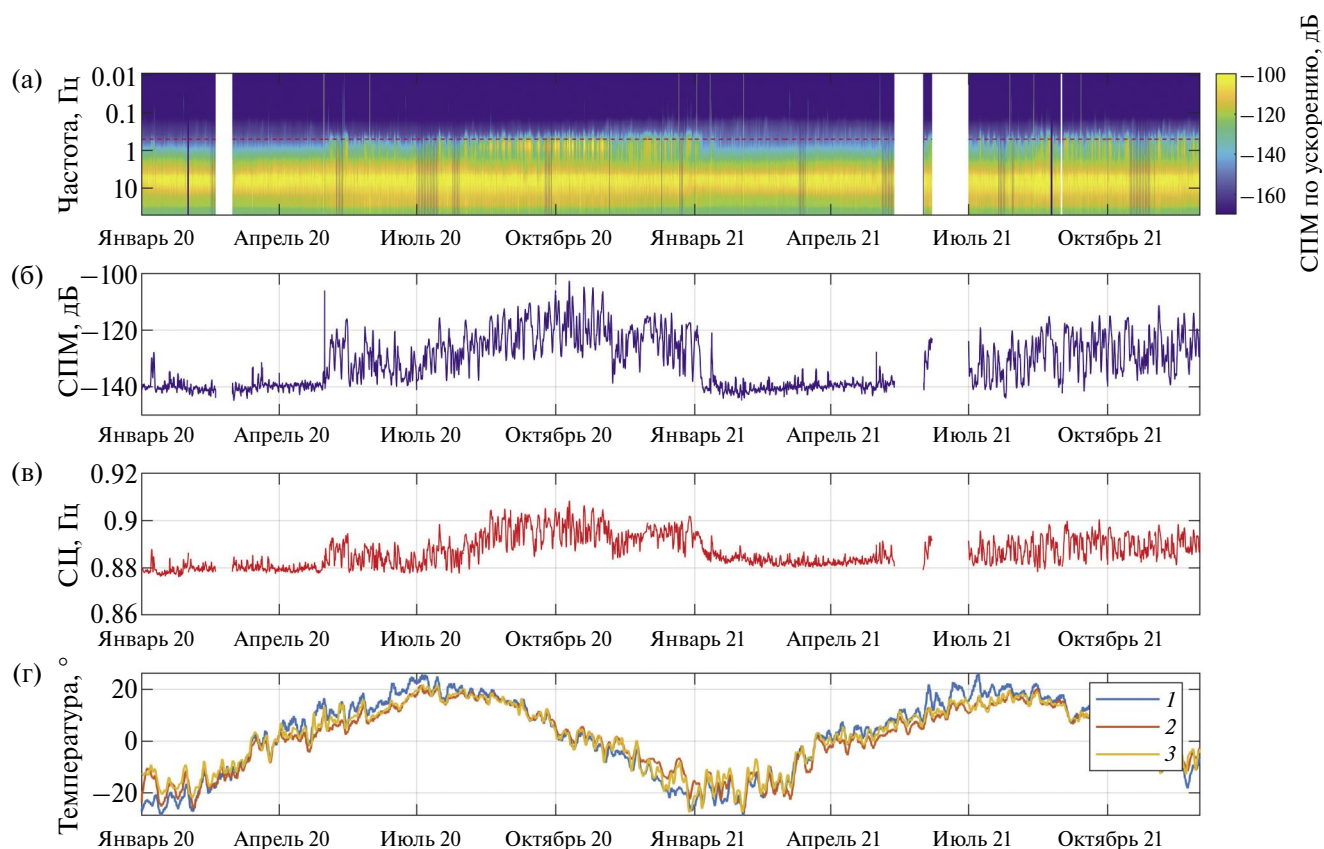


Рис. 7. Спектральный анализ данных станции Сухой ручей (VBR) за 2020–2021 гг.: (а) – спектрограмма (пунктир соответствует нижней граничной полосе короткопериодных датчиков 0.5 Гц); (б) – СПМ ускорения грунта в диапазоне 0.5–1.5 Гц; (в) – спектральный центроид в диапазоне 0.5–1.5 Гц; (г) – вариации температуры по данным нескольких метеостанций региона (1 – UUDV, 2 – GORB, 3 – BGT). Станция Сухой ручей (VBR) находится на расстоянии около 1 км от береговой линии оз. Байкал.

сейсмических станциях исследуемой сети. Это хорошо иллюстрируют графики плотности вероятности СПМ микросейсмического шума для станции Максимиха (MXMB) за февраль и октябрь 2020 г. (рис. 2в, 2г), где наблюдается повышение значений статистической моды и диапазона доверительных интервалов в полосе частот от 0.4–0.5 до 1.5 Гц в октябре по сравнению со значениями в феврале. Значения параметров СПМ и спектрального центроида (СЦ) в диапазоне частот 0.5–1.5 Гц (0.5 Гц выбирается как нижний граничный диапазон регистрации короткопериодных станций) увеличиваются с мая по январь для ряда станций в периоды открытой воды на оз. Байкал, что согласуется со значениями температуры по данным нескольких метеостанций региона (например, диаграммы для станции Сухой ручей (VBR) показаны на рис. 7). Полученные закономерности позволяют предполагать, что отмеченные вариации микросейсм в полосе частот от 0.4–0.5 до 1.5 Гц могут быть связаны с влиянием озера.

Для дополнительного исследования природы возникновения микросейсм с частотами около ~ 1 Гц и уточнения характерного для них диапазона частот проведен поляризационный анализ микросейсмического шума. На рис. 3, построенном по данным станции Максимиха (MXMB) за октябрь 2020 г., видно, что в различных частотных диапазонах достаточно четко выделяются следующие особенности.

На низких частотах (< 0.1 Гц) шум поляризован, что приводит к разбросу величин разности фаз (рис. 3з, 3и). Изучение спектров мощности отдельных компонентов (рис. 3а, 3б, 3в) наглядно демонстрирует, что горизонтальное движение микросейсмических колебаний преобладает над вертикальным, в результате чего СПМ θ_v имеет четкий пик около 90° . Также ясно, что мощность компоненты NS немного меньше, чем мощность EW, в результате чего СПМ θ_h сгруппированы около 120° и 300° . Диапазон значений СПМ параметра ϕ_{vh} очень широкий, вероятно, из-за незначительности вертикального движения (СПМ

вертикальной компоненты меньше горизонтальных). Напротив, СПМ φ_{HH} имеют пик значений около 150° , степень поляризации достигает 0.8, что свидетельствует о горизонтальном эллиптическом движении. Возможно, эти колебания представляют в основном наклоны (фундамента или датчика) вблизи места регистрации, что говорит о недостаточной изоляции от влияния внешних факторов (температуры, изменения атмосферного давления и пр.) [Кислов, Гравиров, 2013].

В микросейсмическом диапазоне (0.1–0.4 Гц) на СПМ вертикального канала имеются два отчетливых шумовых пика 0.16 и 0.2 Гц **вторичных микросейсм**, связанных с волнениями мирового океана [Ardhuin et al., 2011]. На горизонтальных каналах слабый пик 0.16 Гц теряется за низкочастотными помехами. Относительно низкая степень поляризации β^2 , как и относительно низкие абсолютные значения вертикальной радиальной разности фаз φ_{VH} в этом частотном диапазоне указывают на то, что колебания не являются волной Рэлея в чистом виде, а представляют собой комбинацию волн Рэлея, Лява и, возможно, объемных волн. Отметим, что только в диапазоне вторичных микросейсм мощность на вертикальной компоненте выше горизонтальных (угол падения на уровне 20°). Обратные азимуты θ_H в этом диапазоне для частоты около 0.2 Гц слабо сгруппированы в районе 50° – 70° , а для частоты 0.3 Гц — в районе 150° – 180° . Это согласуется с данными [Koper, Burlacu, 2015] о расщеплении микросейсмического пика вторичных микросейсм. В целом наблюдается небольшое размытие азимутальной ориентации эллипсоида поляризации, возможно, связанное с изменениями положения микросейсмических источников вторичных микросейсм во времени.

В полосе микросейсм 0.4–2 Гц на СПМ компонент Z, EW, NS и наибольшего собственного значения λ_{MAX} наблюдаются два пика на частоте 0.5 и 1.4 Гц. Степень поляризации увеличивается относительно диапазона 0.1–0.4 Гц и достигает 40% на частоте 1.4 Гц. Относительно большие углы падения 150° – 180° говорят о преимущественно горизонтальном движении. Небольшие значения вертикальной радиальной разности фаз φ_{VH} (на уровне 10°), свидетельствуют о том, что энергия не является явно волной Рэлея основной моды, а, вероятно, представляют собой смесь волн *P* и *Lg*, которые, как известно, доминируют в этой полосе частот [Koper et al., 2010]. Но, повышение φ_{VH} до 30° и 50° , на частотах, соответственно, 0.5 и 1.4 Гц, говорит о приближении к рэлеевскому распространению шума

и информативности азимутальной ориентации эллипсоида поляризации θ_H на этих частотах. СПМ θ_H в полосе 0.5–1 Гц имеет значение около 340° , что согласуется с направлением на берег озера Байкал, до которого около 500 м от сейсмостанции. Однако выше 1 Гц обратный азимут резко меняет направление на прямо противоположное — 150° (в этом направлении находится лесной массив). Колебания в этом диапазоне частот, обусловленные влиянием озера, будем называть озерными микросейсмками (ОЗМ). Природа ОЗМ будет более детально рассмотрена в разделе Дискуссия.

На высоких частотах (> 2 Гц) СПМ степени поляризации β^2 существенно меняет свой характер. Здесь источником генерации микросейсм могут служить антропогенные и природные факторы (ветер), так что наблюдается множество импульсных и квазистационарных сигналов с большой степенью поляризации. Обратные азимуты θ_H указывают направление на нескольких источниках антропогенного шума, находящихся поблизости (жилые дома, автомагистраль, вышка сотовой связи).

Отметим, что из-за обширного временного осреднения влияние нестационарных сигналов от землетрясений и импульсных помех на СПМ поляризационных атрибутов (рис. 3) пренебрежимо мало, а квазистационарные сигналы от океанских и озерных волн, ветра, транспорта и т.д. усиливаются. Это хорошо демонстрируют спектрограммы поляризационных атрибутов на рис. 8, где видно, что шум всех перечисленных выше частотных диапазонах имеет отчетливую временную структуру и это позволяет более детально интерпретировать природу микросейсм.

На спектрограмме наибольшего собственного значения λ_{MAX} (рис. 8а), обратим внимание на уменьшение нижней частоты ОЗМ до 0.3 Гц в периоды интенсивной ветровой нагрузки по сравнению с безветренными интервалами. Таким образом, происходит перекрытие частотных полос вторичных и озерных микросейсм. Спектрограммы β^2 , φ_{HH} , θ_V позволяют достаточно четко обозначить частотный диапазон ОЗМ 0.4–1.5 Гц и отделить их от вторичных (0.1–0.4 Гц) и высокочастотных (>2 Гц) микросейсм. Наиболее информативными атрибутами поляризации для выделения ОЗМ во времени оказались обратный азимут θ_H и вертикальная радиальная разность фаз φ_{VH} . На спектрограмме θ_H видно, что в периоды усиления ветра, совпадающие с пиками СПМ озерных микросейсм,

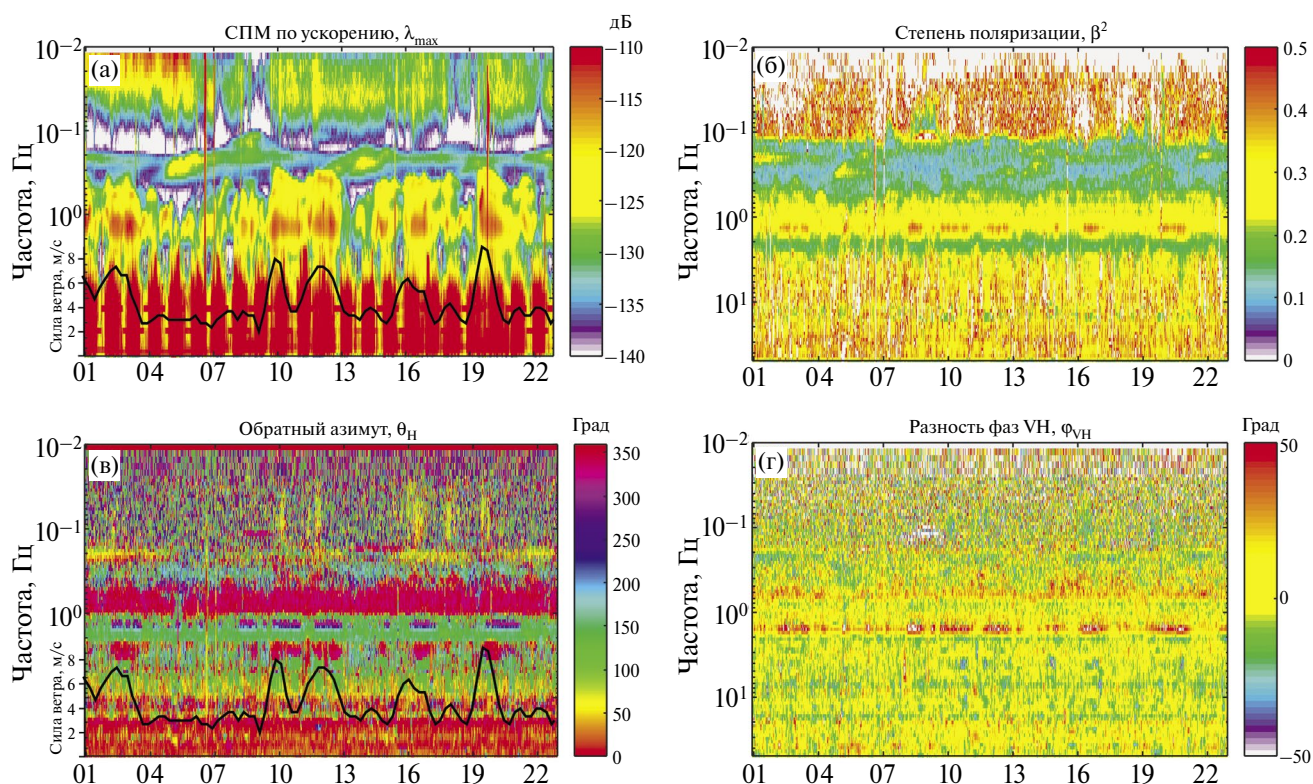


Рис. 8. Спектрограммы, построенные по данным станции Максимиха за октябрь 2020 г.: (а) — наибольшее собственное значение $\lambda_{\max}$; (б) — степень поляризации β^2 ; (в) — азимутальная ориентация эллипсоида поляризации θ_H ; (г) — разность фаз между радиальной и вертикальной составляющими ϕ_{VH} ; черной линией показана скорость ветра на метеостанции Узур (UZUR) в октябре 2020 г.

обратный азимут на источник находится в северном направлении от сейсмостанции.

Как показал анализ данных, микросейсмы с характерными частотами около 1 Гц проявляются на всех сейсмических станциях сети. Для ряда сейсмостанций значения параметров СПМ и спектрального центроида в диапазоне частот от 0.4–0.5 до 1.5 Гц увеличиваются с мая по январь (в периоды открытой воды на оз. Байкал).

ДИСКУССИЯ

Подробный анализ, проведенный в диапазоне частот 0.1–2 Гц, позволил выделить на фоне глобального минимума спектра микросейсм в районе 1 Гц сезонную аномалию СПМ, которая наблюдается в период с мая по декабрь на сейсмостанциях, окружающих озеро Байкал. Привлечение поляризационного анализа позволяет исследовать обратный азимут (направление на источник) отмеченных микросейсмических колебаний. На рис. 9 представлены полярные диаграммы θ_H для станций Листвянка (LSTR, ~90 м от берега), Б. Голоустное (BGT, ~400 м от берега), Максимиха (MXMB, ~700 м от берега)

и Улан-Удэ (UUDB, ~84 км от берега) в диапазоне частот 0.5–1.5 Гц (для станции UUDB — 0.5–1 Гц) за октябрь 2020 г. Направление обратного азимута в исследуемом диапазоне указывает на озеро, что позволяет идентифицировать эти колебания как озерные микросейсмы (ОЗМ). В пользу предположения о связи отмеченных микросейсм с влиянием озера свидетельствуют работы, в которых проведено исследование озерных микросейсм для озера Онтарио (Канада, США) [Kerman, Mereu, 1993; Xu et al., 2017]; системы Великих озер (Канада, США) [Lynch, 1952; Anthony et al., 2018]; Большого невольничьего озера (Канада) [Koper et al., 2009; Xu et al., 2017]; озер Dianchi, Erhai, Fuxian в провинции Юньнань (Китай) [Xu et al., 2017]; озера Йеллоустон (США) [Xu et al., 2017; Smalls et al., 2019]; озера Малави (Африка) [Accardo et al., 2017; Carchedi et al., 2022].

Проведенный нами анализ спектральных и поляризационных характеристик микросейсмического шума вблизи оз. Байкал позволил обнаружить озерные микросейсмы на всех сейсмических станциях, используемых в работе; в том числе и на станциях, расположенных на

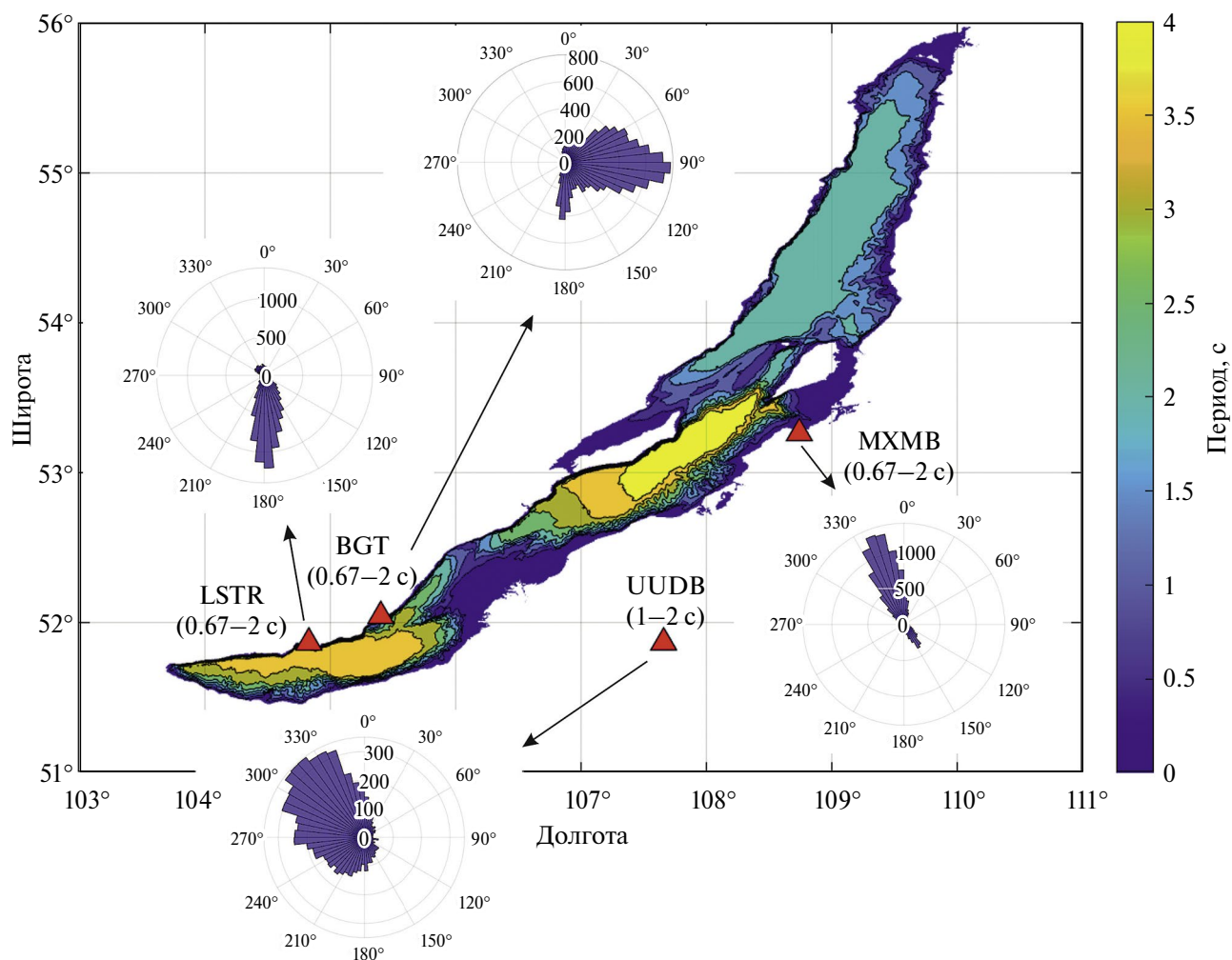


Рис. 9. Диаграммы направленности обратного азимута для сейсмических станций Листвянка (LSTR, ~90 м от берега); Б. Голоустное (BGT, ~400 м от берега); Максимиha (MXMB, ~700 м от берега); Улан-Удэ (UUDB, ~84 км от берега) в диапазоне частот 0.5–1.5 Гц (для станции UUDB – 0.5–1 Гц) за октябрь 2020 г. Периоды, в которые происходит усиление микросейсм (аналог вторичных океанических микросейсм) в зависимости от глубины оз. Байкал по модели в работах [Longuet-Higgins, 1950; Tanimoto, 2013].

удалении более 80 км от берега, хотя в некоторых публикациях, например, [Xu et al., 2017; Carchedi et al., 2022], было отмечено, что наземными станциями озерные микросейсм могут быть зарегистрированы на расстоянии не далее 20–30 км от берега. Наши данные скорее подтверждают результаты работы [Соколова, Михайлова, 2008], где показано наличие характерного пика спектральной плотности шума в диапазоне частот 0.4–0.7 Гц во время штормов на оз. Иссык-Куль на сеймостанциях, расположенных на расстояниях до 400 км от озера.

Большинство исследователей [Xu et al., 2017; Smalls et al., 2019; Carchedi et al., 2022] полагают, что существенный вклад в генерацию озерных микросейсм оказывает ветровая нагрузка. В пределах котловины озера среднемесячные

и годовая скорости ветра выше в Центральном и Южном Байкале и ниже на Северном Байкале. Это связано с преобладанием выхода циклонов и тыловых вторжений на южную и среднюю части озера и с большей орографической защищенностью северной котловины. В холодное время года на побережье оз. Байкал доминируют ветры с суши на озеро, в теплое – с озера на сушу [Атлас..., 1977]. Сезонность регистрации озерных микросейсм на оз. Байкал, вероятно, определяется ледовым режимом. Озеро ежегодно полностью замерзает (средняя толщина льда зимой – 1 м), покрываясь льдом постепенно с севера на юг, покрыто льдом почти 5 месяцев в году. В конце октября замерзают мелководные заливы, в середине зимы (1–14 января) – наиболее глубоководные районы. Сроки ледостава

значительно меняются по годам — колебания достигают 40 дней. Взлом льда начинается 25–30 апреля.

В этой связи было проведено сопоставление вариаций мощности отмеченных сигналов с температурой воздуха, зарегистрированной на метеостанциях вблизи оз. Байкал, а также с ветровой нагрузкой. С точки зрения энергии генерации ветровых микросейсм в пределах оз. Байкал интерес представляют не локальные возмущения метеопараметров, а когерентные усиления скорости ветра на сети метеостанций [Bandi, 2017]. Сопоставление СПМ микросейсмического фона в диапазоне от 0.4–0.5 до 1.5 Гц со средней скоростью ветра, рассчитанной по данным всех метеостанций, и со скоростью ветра на ближайшей метеостанции показало наличие корреляции между параметрами. На рис. 10 хорошо видно визуальное соответствие между параметрами. Исследование спектрального состава показало наличие спектральных пиков в микросейсмическом шуме с периодами 1.55,

3 и 6 дней, и 1, 1.55 и 3 дня для скорости ветра на метеостанции KABN (периоды 2 и 4 дня проявляются на усредненных метеоданных), что соответствует высоким значениям функции когерентности на периодах 1.55 и 3 суток и свидетельствует о наличии линейной связи между озерными микросейсмическими и скоростью ветра. Отмеченные значения периодов согласуются с тем, что синоптический цикл, вызванный, как правило, прохождением атмосферного циклона через данную точку земной поверхности, продолжается обычно несколько суток [Кабатченко и др., 2015].

Детальный анализ спектральных и поляризационных параметров микросейсмического шума, зарегистрированного на всех станциях исследуемой сейсмической сети, позволяет предполагать, что мы наблюдаем два типа озерных микросейсм с частотами 0.4–0.7 Гц и 0.7–1.5 Гц (однако отчетливые максимумы выделить не удастся). Это подтверждает исследование отношения СПМ ускорения грунта, рассчитанной за месяцы свободной

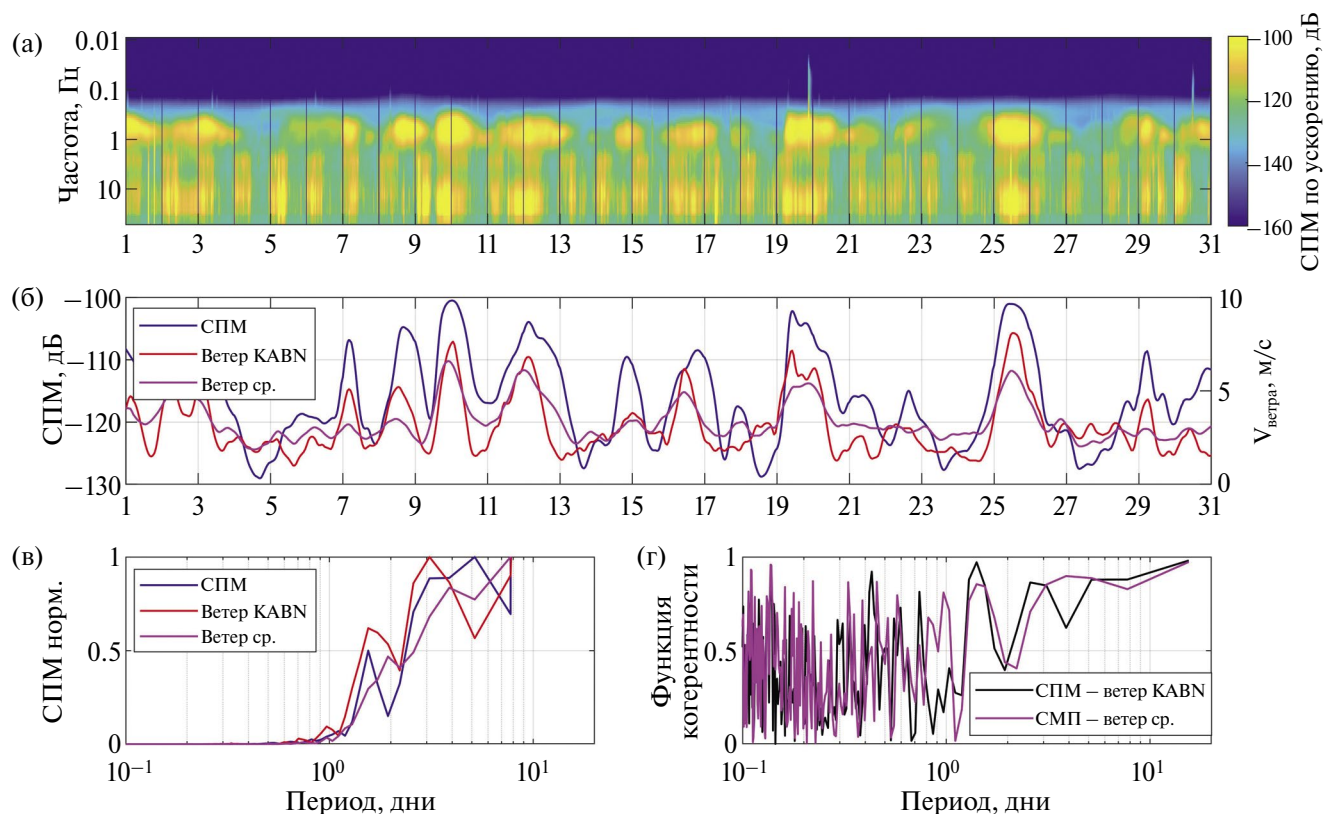


Рис. 10. Параметры микросейсмического фона на станции Степной дворец (STDB) за октябрь 2020 г.: (а) — СПМ ускорения грунта; (б) — СПМ ускорения грунта в полосе 0.5–1.5 Гц, скорость ветра по данным метеостанции KABN и средняя по всем метеостанциям; (в) — их нормированные спектры; (г) — функция когерентности между СПМ ускорения грунта в полосе 0.4–1.5 Гц и скоростью ветра по данным метеостанции KABN и средней скоростью ветра по всем метеостанциям.

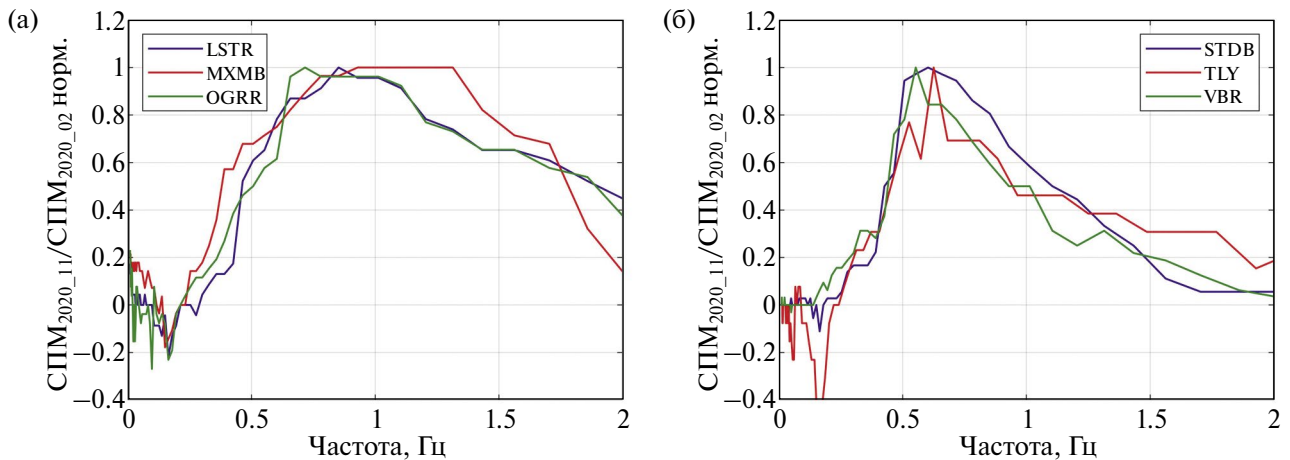


Рис. 11. Отношения СПМ ускорения грунта, рассчитанной за ноябрь 2020 г., к СПМ, рассчитанной за февраль 2020 г., нормированные на максимум. Станции с характерным диапазоном частот: (а) – 0.4–1.5 Гц (LSTR, MXMB, OGGR); (б) – 0.4–0.7 Гц (TLY, STDB, VBR) на уровне ~ 0.7 .

воды в озере к СПМ за период, когда озеро покрыто льдом (например, $\text{СПМ}_{2020_11}/\text{СПМ}_{2020_02}$), нормированного на максимум (рис. 11). По ширине полученного пика все станции удалось разделить на две группы: с характерным диапазоном частот 0.4–0.7 Гц (например, TLY, STDB, VBR) и 0.4–1.5 Гц (например, LSTR, MXMB, OGGR). Можно предполагать, что первый диапазон частот соответствует одночастотным озерным микросейсам, в то время как второй интервал содержит диапазоны как одночастотных, так и двухчастотных микросейсм. Четкое разделение микросейсм с разными частотными диапазонами можно проследить на рис. 8 на спектрограмме поляризационных атрибутов (λ_{MAX} и θ_H) для станции Максимиха (MXMB). Хотя, для некоторых станций два пика выделить не удастся из-за осреднения во времени.

Механизмы озерных микросейсм мало изучены, хотя обнаружены и исследованы на озерах в Африке, Канаде, Китае, США с различной глубины и общей площадью от 210 до 27 000 км². Исследователи сходятся во мнении относительно периода ОЗМ, который охватывает диапазон 0.5–3 с (0.3–2 Гц), но не пришли к единому мнению – является ли процесс их генерации линейным, аналогично одночастотным (первичным) океаническим микросейсам или же представляет собой нелинейное взаимодействие волн, которое формирует микросейсм удвоенной частоты (аналогично двухчастотным (вторичным) микросейсам в океане). Наиболее распространенная модель генерации вторичных микросейсм, предложенная М.С. Лонге-Хиггинсом [Longuet-Higgins, 1950], рассматривает возбуждение волн Рэлея на дне океана в зависимости от частоты, батиметрии и скорости S -волны

в коре. Альтернативная теория предполагает, что при распространении волн на шельфе возникает незатухающее с глубиной переменное давление, которое может порождать микросейсм с удвоенной частотой, по сравнению с частотой волн на поверхности океана [Арсеньев и др., 1990; 2006]. Более короткий, по сравнению с океаническими, период микросейсм, генерируемых озером, может быть связан с меньшей протяженностью открытой воды, на которую воздействует ветер (разгон ветра), формируя гравитационные волны в озере [Xu et al., 2017].

По аналогии с теориями генерации микросейсм, связанными с волнами в океанах, рассчитаем диапазоны периодов, которые можно ожидать для озерных микросейсм. Используя эмпирическое соотношение из работы [Carter, 1982], можно оценить максимальный период волн (T_m , с) в водоеме в зависимости от длины разгона ветра (X , км) и скорости ветра (V , м/с):

$$T_m = 0.605X^{0.33}V^{0.34}. \quad (1)$$

При средней скорости ветра около 2 м/с максимальный период микросейсм будет составлять 2.06–2.78 с (0.36–0.49 Гц) при разгоне ветра от 20 до 50 км, что соответствует поперечному размеру озера (см. таблицу). Таким образом, период двухчастотных микросейсм при таких параметрах будет составлять 1.06–1.39 с (0.72–0.98 Гц). Наблюдаемые более короткие периоды (меньше 2.5 с) по сравнению с расчетными могут говорить о том, что волновое поле формируется за счет взаимодействия ветра и волн в закрытой части или по короткой оси озера. Это предположение подтверждается исследованием

направленности ветровой активности. Например, на рис. 12 показано преобладающее ССЗ направление ветра поперек озера при скорости ветра менее 4 м/с. При большей скорости ветра направление ветра существенно меняется на СВ. Кроме того, на формирование озерных микросейсм также может влиять продолжительность и интенсивность ветровой нагрузки. Так, авторы в работе [Carchedi et al., 2022] отмечают, что дневной характер энергии ветра, воздействующей на берег озера, может не вызывать устойчивых ветров в течение достаточно долгого времени, чтобы сформировались микросейсм с большей длиной волны.

Штормовые ветры на Байкале обычны в конце лета и осенью. Как показал анализ метеоданных (рис. 12), гористый рельеф берегов озера способствует формированию продолжительных и сильных ветров вдоль длинной оси акватории. Линейные размеры озера в продольном направлении вполне допускают ветровой разгон гравитационных волн до 100 км. В нашем исследовании, например, для октября 2020 г. наблюдалось усиление ветровой активности, что

коррелировало со смещением энергии микросейсм в сторону длинных периодов. На рис. 8 видно, что для станции Максимиха период озерных микросейсм достигает 3 с и уже пересекается с основным диапазоном вторичных океанических микросейсм. Это свидетельствует в пользу того, что сила и продолжительность ветра действительно является фактором, влияющим на параметры озерных микросейсм.

Согласно модели Лонге-Хиггинса усиление двухчастотных микросейсм происходит в зависимости от глубины озера. Период (T , с) двухчастотных микросейсм, который испытывает максимальное усиление из-за резонанса на глубине (d , м), можно оценить как [Longuet-Higgins, 1950; Tanimoto, 2013]:

$$T = \frac{2\pi d}{0.85\beta}, \quad (2)$$

где β — скорость поперечной волны, 2800 м/с. Для расчета периодов данные батиметрии (рис. 1, врезка) взяты на <https://www.noaa.gov/>. Расчет периодов, на которых происходит усиление двухчастотных микросейсм в зависимости

Оценка периода волн в озере Байкал по работе [Carter, 1982]

Разгон ветра X , км	T_m , с ($V = 2$ м/с)	T_m , с ($V = 4$ м/с)
20	2.06	2.60
30	2.35	2.98
50	2.78	3.52
100	3.5	4.43

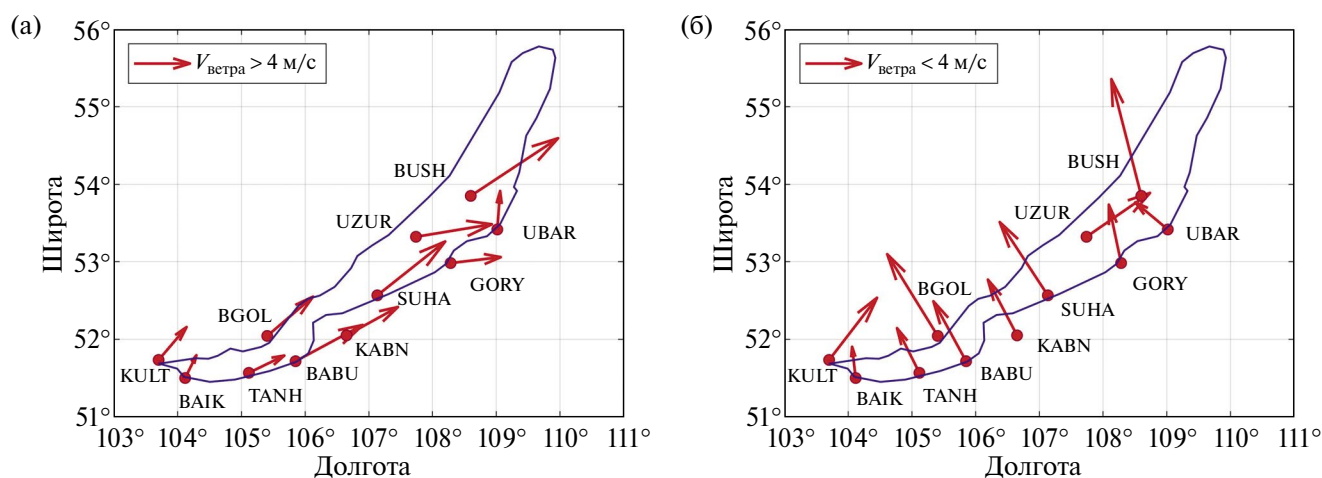


Рис. 12. Среднее направление ветра на метеостанциях вблизи оз. Байкал за октябрь 2020 г. при скорости ветра больше 4 м/с (а) и меньше 4 м/с (б).

от глубины озера показал, что полученные значения более 2 с для трех впадин оз. Байкал не соответствуют отмеченным диапазонам периодов 0.67–2 с выделенных озерных микросейсм (рис. 9). Это, возможно, связано со сложностью рельефа дна оз. Байкал, и поэтому в качестве возможного механизма двухчастотных озерных микросейсм мы предполагаем, что при распространении волн на мелководье (центральная часть акватории озера и восточное побережье), происходит генерация волн с удвоенной частотой (модель в работах [Арсеньев и др., 1990; 2006]).

Следует отметить, что вариации СПМ микросейсм в диапазоне 0.4–1.5 Гц скорее всего связаны как с генерацией озерных микросейсм, так и с непосредственным воздействием сильного ветра на окружающую обстановку вокруг сейсмостанции (лес, неровности рельефа, застройка) [Lott et al., 2017; Webb, 2002]. Нельзя также исключать влияния грунтовых условий из-за сезонного промерзания грунта и вариации уровня грунтовых вод на усиление (или поглощение) сейсмической энергии. Привлечение поляризационного анализа позволяет дифференцировать источники микросейсм.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Комплексный анализ микросейсмических данных сейсмостанций, расположенных в окрестности оз. Байкал, за два календарных года в широком диапазоне частот (0.01–50 Гц) позволил проследить пространственно-временные региональные вариации микросейсм (с шагом один месяц) и выделить диапазоны, демонстрирующие наиболее выраженные сезонные вариации. Были выделены микросейсмические шумы, которые различаются как по частотному составу, так и по пространственной приуроченности. Накопление часовых значений СПМ за двухлетний период и расчет плотности вероятности для каждого часа в течение суток сформировало устойчивую картину суточных вариаций микросейсмического шума в широком диапазоне периодов для каждой станции. Аналогичный подход, примененный для каждого месяца года, наглядно продемонстрировал сезонную изменчивость.

В отличие от экстремальной модели шума Петерсона [Peterson, 1993], используется оценка наиболее вероятного уровня шума по методике из работы [McNamara, Buland, 2004], позволяющей оценить статистические параметры сигналов в частотной области. Также для поляризационного анализа микросейсмических колебаний,

регистрируемых трехкомпонентными сейсмометрами, был апробирован спектральный подход [Koper, Hawley, 2010], который наиболее эффективен для исследования дисперсных или наложенных волн с различным частотным составом.

Анализ сезонных вариаций микросейсмического шума на широкополосных станциях показал увеличение СПМ в диапазоне частот около 0.2 Гц (вторичные микросейсм) в зимние месяцы и смещение пика в область больших периодов. Также отмечается рост интенсивности колебаний на частотах 10–30 Гц с марта по декабрь с пиком в летние месяцы.

Как показывают наши данные, в окрестности озера Байкал, в диапазоне 0.4–1.5 Гц уровень спектра мощности микросейсм на сейсмостанциях имеет сильные сезонные колебания. Детальный анализ микросейсмических вариаций, поляризационных атрибутов и исследование диаграмм направленности показал, что сезонные аномалии вызваны генерацией озерных микросейсм.

Атмосферные процессы, начиная от мелкомасштабной турбулентности и заканчивая сильными штормами синоптического масштаба, воздействуют на поверхность земли и вызывают сильные широкополосные шумы в сейсмологических записях [Lott et al., 2017; Dybing et al., 2019]. Механизм этих процессов определяется диссипацией энергии ветра путем трения о подстилающую поверхность — сушу с ее растительностью, почвой, рельефом, зданиями и сооружениями, а также путем образования волн на воде [Голицин, 2010]. Точный механизм возникновения микросейсм, генерируемых озером, остается открытым вопросом, требующим дальнейшего исследования. Для определения механизма источника необходимы плотные сейсмические наблюдения по периметру озера в сочетании с наблюдениями за высотой волн и ветром. Озеро Байкал, в этом смысле, является уникальным местом для геофизического эксперимента, где сочетаются сильные ветра и глубоководная, протяженная внутриконтинентальная акватория с большими участками прибрежного шельфа. Природа механизма важна, поскольку микросейсм, генерируемые озером, в основном возникают на мелководье, мощность микросейсм озера может быть полезным косвенным показателем для пространственно-интегрированной оценки скоростей эрозии побережья. Сеть инструментальных сейсмологических наблюдений в окрестности оз. Байкал действует больше

полувека и данные анализа микросейсм могут быть полезны в качестве комплексного инструмента косвенного мониторинга динамических процессов, связанных с озером.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Исследование выполнено при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда РНФ № 22-27-20066 с использованием данных, полученных на УНУ “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аргучинцева А.В., Кочугова Е.А., Михеева А.В.* Характеристики ветра над Байкалом // Вестник Иркутского государственного университета. Серия Науки о Земле. 2020. Вып. 33. С. 21–32. <https://doi.org/10.26516/2073-3402.2020.33.21>
- Арсеньев С.А., Рыкунов Л.Н., Шелковников Н.К.* Нелинейная генерация второй гармоники длинной волной на шельфе // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 821–824.
- Арсеньев С.А., Шелковников Н.К.* Происхождение микросейсм и их влияние на земную кору // Вестник Московского университета. Серия 3. Физика. Астрономия. 2006. № 2. С. 62–65.
- Атлас волнения и ветра озера Байкал / Г.В. Ржеплинский, А.И. Сорокина (ред.). Л.: Гидрометеиздат. 1977. 117 с.
- Байкал. Атлас / Г.И. Галазий (ред.). М.: Федеральная служба геодезии и картографии России. 1993. 160 с.
- Беседина А.Н., Тубанов Ц.А.* Микросейсм как инструмент геофизических исследований. Состояние вопроса // Вулканология и сейсмология. 2023. № 2. С. 12–32. <https://doi.org/10.31857/S0203030623700116>.
- Голицын Г.С.* Энергетический цикл ветровых волн на поверхности океана // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2010. Т. 46. № 1. С. 10–18.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Ангара-Енисейская. Лист N-48. Иркутск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ. 2009. 574 с.
- Горбатилов А.В., Барабанов В.Л.* Опыт использования микросейсм для оценки состояния верхней части земной коры // Физика Земли. 1993. № 7. С. 85–90.
- Добрынина А.А., Саньков А.В., Шагун А.Н.* Сезонные вариации амплитудно-частотных характеристик микросейсмических колебаний по данным сейсмических станций байкальской сети // Изв. СО Секции наук о Земле РАЕН. Геология, разведка и разработка месторождений полезных ископаемых. 2018. Т. 41. № 3. С. 22–34.
- Иванченко Г.Н., Горбунова Э.М., Черемных А.В.* Некоторые возможности линеamentного анализа при картировании разноранговых разломов (на примере Прибайкалья) // Исследование Земли из космоса. 2022. № 3. С. 66–83.
- Кабатченко И.М., Введенский А.Р., Литвиненко Г.И.* Моделирование волнения в экстремальных штормах Черного моря // Труды Государственного океанографического института. 2015. № 216. С. 209–220.
- Кислов К.В., Гравиров В.В.* Исследование влияния окружающей среды на шум широкополосной сейсмической аппаратуры // Вычислительная сейсмология. Вып. 42. М.: КРАСАНД. 2013. 240 с.
- Кишкина С.Б., Спивак А.А.* Проявление резонансных свойств земной коры в микросейсмических колебаниях // Докл. РАН. 2003. № 4. С. 543–545.
- Королева Т.Ю., Яновская Т.Б., Патрушева С.С.* Использование сейсмического шума для определения структуры верхней толщи Земли // Физика Земли. 2009. № 5. С. 3–14.
- Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларкин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.К., Дельво Д., Колман С.* Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 154–163.
- Логачев Н.А.* История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 391–406.
- Лунина О.В.* Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407–434.
- Марпл-мл. С.Л.* Цифровой спектральный анализ и его приложения. 1990. 190 с.
- Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М., Алакшин А.М., Поспеев А.В., Шимараев М.Н., Хлыстов О.М.* Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: строение и геологическая история. Новосибирск: изд-во СО РАН, филиал “Гео”. 2001. 252 с.
- Михайлова Н.Н., Комаров И.И.* Спектральные характеристики сейсмического шума по данным Казахстанских станций мониторинга // Вестник НЯЦ РК. 2006. Т. 2. С. 19–26.
- Потапов В.А., Табулевич В.Н., Черных Е.Н.* Влияние штормовых микросейсмических колебаний на сейсмичность в районе Курильских островов Тихого океана и на озере Байкал // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 8. С. 1411–1419.
- Предеин П.А., Тубанов Ц.А.* PPSDAnalyzer (анализ спектральной плотности мощности микросейсмического шума). Официальный бюллетень “Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем”. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2022683207. Российская Федерация. правообладатель: ФГБУН ГИН СО РАН. Заявка № 2022683223/69, дата поступления: 02.12.2022, дата регистрации: 02.12.2022.

- Соколова И.Н., Михайлова Н.Н. О характеристиках сейсмического шума на периодах, близких к 1.7 с, по данным станций Северного Тянь-Шаня // Вестник НЯЦ РК. 2008. Вып. 1. С. 48–53.
- Суворов В.Д., Тубанов Ц.А. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под центральным Байкалом // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 8. С. 805–818.
- Сычева Н.А., Сычев И.В., Мансуров А.Н., Кузиков С.И. Исследование уровня сейсмического шума станций сети KNET // Вулканология и сейсмология. 2020. № 4. С. 22–39.
- Табулевич В.Н. Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск. 1986. 149 с.
- Табулевич В.Н., Дреннова Н.Н., Потапов В.А., Черных Е.Н. Влияние штормовых микросейсм на проявление сейсмичности в береговой зоне озера Байкал // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. № 8.
- Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д., Кобелева Е.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р. Кударинское землетрясение 09.12.2020 г. ($M_w = 5.5$) на озере Байкал: Результаты инструментальных и макросейсмических наблюдений // Вопросы инженерной сейсмологии. 2021. Т. 48. № 4. С. 32–47. <https://doi.org/10.21455/VIS2021.4-2>
- Тубанов Ц.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р., Санжиева Д.П.-Д., Радзиминович Н.А., Базаров А.Д. Результаты и перспективы сейсмологических наблюдений в центральной части Байкальского рифта // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 4. С. 38–57. <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.4.03>
- Уфимцев Г.Ф. Сейсмичность и структура Байкальского рифта // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 44–49.
- Цуканов А.А., Горбатилов А.В. Исследование влияния вклада объемных волн на результат применения метода микросейсмического зондирования // Акустический журнал. 2020. Т. 66. № 2. С. 198–205.
- Яновская Т.Б., Королева Т.Ю. О влиянии землетрясений на кросс-корреляционную функцию сейсмического шума // Физика Земли. 2011. № 9. С. 3–12.
- Accardo N.J., Gaherty J.B., Shillington D.J., Ebinger C.J., Nyblade A.A., Mbogoni G.J., Chindandali P.R.N., Ferdinand R.W., Mulibo G.D., Keir D., Scholz C., Selway K., O'Donnell J.P., Tepp G., Gallacher R., Mtelela K., Salima J., Mruma A., Kamihanda G. Surface wave imaging of the weakly extended Malawi Rift from ambient-noise and teleseismic Rayleigh waves from onshore and lake-bottom seismometers // Geophysical Journal International. 2017. V. 209. N. 3. P. 1892–1905. <https://doi.org/10.1093/gji/ggx133>
- Anthony R.E., Ringler A.T., Wilson D.C. The widespread influence of Great Lakes microseisms across the Midwestern United States revealed by the 2014 polar vortex // Geophysical Research Letters. 2018. V. 45. P. 3436–3444. <https://doi.org/10.1002/2017GL076690>
- Ardhuin F., Stutzmann E., Schimmel M., Mangeney A. Ocean wave sources of seismic noise // J. Geophys. Res. 2011. V. 116. P. C09004. <https://doi.org/10.1029/2011JC006952>
- Bandi M.M. Spectrum of wind power fluctuations // Phys. Rev. Lett. 2017. V. 118. № 2. P. 028301. <https://doi.org/10.1103/PhysRevLett.118.028301>
- Bensen G.D., Ritzwoller M.H., Barmin M.P., Levshin A.L., Lin F., Moschetti M.P., Shapiro N.M., Yang Y. Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements // Geophys. J. Int. 2007. V. 169. P. 1239–1260. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2702.2007.03374.x>
- Berger J., Davis P., Ekstrom G. Ambient earth noise: A survey of the global seismographic network // Journal of Geophysical Research. 2004. V. 109(B11). <https://doi.org/10.1029/2004jb003408>
- Beyreuther M., Barsch R., Krischer L., Megies T., Behr Y., Wersmann J. ObsPy: A Python toolbox for seismology // Seismological Research Letters. 2010. V. 81. № 3. P. 530–533.
- Campillo M., Roux P., Shapiro N.M. Correlation of seismic ambient noise to image and to monitor the solid Earth. Encyclopedia of Solid Earth Geophysics / Harsh K. Gupta (ed.). Springer Science+Business Media B.V. 2011. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8702-7>
- Carchedi C.J.W., Gaherty J.B., Webb S.C., Shillington D.J. Investigating short-period lake-generated microseisms using a broadband array of onshore and lake-bottom seismometers // Seismol. Res. Lett. 2022. V. 93. P. 1585–1600. <https://doi.org/10.1785/0220210155>
- Carter D.J.T. Prediction of wave height and period for a constant wind velocity using the JONSWASP results // Ocean Eng. 1982. V. 9. № 1. P. 17–33.
- D'Alessandro A., Greco L., Scudero S., Lauciani V. Spectral characterization and spatiotemporal variability of the background seismic noise in Italy // Earth and Space Science. 2021. V. 8. № 10. <https://doi.org/10.1029/2020EA001579>
- Dybing S.N., Ringler A.T., Wilson D.C., Anthony R.E. Characteristics and Spatial Variability of Wind Noise on Near-Surface Broadband Seismometers // Bulletin of the Seismological Society of America. 2019. V. 109. № 3. P. 1082–1098. <https://doi.org/10.1785/0120180227>
- Evangelidis C.P., Melis N.S. Ambient noise levels in Greece as recorded at the Hellenic Unified Seismic Network // Bulletin of the Seismological Society of America. 2012. V. 102. № 6. P. 2507–2517. <https://doi.org/10.1785/0120110319>
- Fernandez L.M., Brandt M.B.C. The reference spectral noise ratio method to evaluate the seismic response of a site // Soil Dynamics and Earthquake Engineering. 2000. V. 20. № 5–8. P. 381–388. [https://doi.org/10.1016/s0267-7261\(00\)00086-5](https://doi.org/10.1016/s0267-7261(00)00086-5)
- Kerman B.R., Mereu R.F. Wind-induced microseisms from Lake Ontario // Atmosphere-Ocean. 1993. V. 31. № 4. P. 501–516. <https://doi.org/10.1080/07055900.1993.9649483>
- Koper K.D., Burlacu R. The fine structure of double-frequency microseisms recorded by seismometers in North America // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2015. V. 120. P. 1677–1691.
- Koper K.D., Hawley V.L. Frequency dependent polarization analysis of ambient seismic noise recorded at a broadband seismometer in the central United States // Earthquake Science. 2010. V. 23. № 5. P. 439–447. <https://doi.org/10.1007/s11589-010-0743-5>

- Koper K.D., de Foy B., Benz H.* Composition and variation of noise recorded at the Yellowknife Seismic Array, 1991–2007 // *Journal of Geophysical Research*. 2009. V. 114(B10). P. B10310. <https://doi.org/10.1029/2009JB006307>
- Krischer L., Megies T., Barsch R., Beyreuther M., Lecocq T., Caudron C., Wassermann J.* ObsPy: A bridge for seismology into the scientific Python ecosystem // *Computational Science & Discovery*. 2015. V. 8. № 1. P. 014003.
- 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>
- Lott F.F., Ritter J.R.R., Al-Qaryouti M. et al.* On the Analysis of Wind-Induced Noise in Seismological Recordings // *Pure Appl. Geophys.* 2017. V. 174. P. 1453–1470. <https://doi.org/10.1007/s00024-017-1477-2>
- Lynch J.* The Great Lakes, a source of two-second frontal microseisms // *Eos, Transactions of the American Geophysical Union*. 1952. V. 33. № 3. P. 432–434. <https://doi.org/10.1029/TR033i003p00432>
- McNamara D.E., Buland R.P.* Ambient noise levels in the continental United States // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 2004. V. 94. № 4. P. 1517. <http://dx.doi.org/10.1785/012003001>
- Nakata N., Gualtieri, L., Fichtner A.* (eds.) *Seismic ambient noise*. Cambridge University Press. 2019. 344 p.
- Pandey A.P., Singh A.P., Bansal B.K., Suresh G., Prajapati S.K.* Appraisal of seismic noise scenario at national seismological network of India in COVID-19 lockdown situation // *Geomatics, Natural Hazards and Risk*. 2020. V. 11. № 1. P. 2095–2122. <http://dx.doi.org/10.1080/19475705.2020.1830187>
- Park J., Vernon F.L., Lindberg C.R.* Frequency dependent polarization analysis of high-frequency seismograms // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 12,664–12,674. <http://dx.doi.org/10.1029/JB092iB12p12664>
- Peterson J.* Observations and Modeling of Background Seismic Noise, Open-file report. U.S. Geological Survey, Albuquerque, NM. 1993. P. 93–322.
- Radziminovich N.A., Gileva N.A., Melnikova V.I., Ochkovskaya M.G.* Seismicity of the Baikal rift system from regional network observations // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2013. V. 62. P. 146–161.
- Samson J.C.* Pure states, polarized waves, and principal components in the spectra of multiple, geophysical time-series // *Geophys. J. R. Astron. Soc.* 1983. V. 72. P. 647–664.
- Scholz C.A., Hutchinson D.R.* Stratigraphic and structural evolution of the Selenga Delta accommodation zone, Lake Baikal rift, Siberia // *Int. J. Sci.* 2000. V. 89. P. 212–228.
- Sevim F., Zor E., Acikgoz C., Tarancioglu A.* Ambient noise levels and characterization in Aegean region, Turkey // *J. Seismol.* 2018. V. 22. P. 499–518. <https://doi.org/10.1007/s10950-017-9720-y>
- Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H.* High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise // *Science*. 2005. V. 307(5715) P. 1615–8.
- Smalls P.T., Sohn R.A., Collins J.A.* Lake-bottom seismograph observations of microseisms in Yellowstone Lake // *Seismological Research Letters*. 2019. V. 90. P. 1200–1208. <https://doi.org/10.1785/0220180242>
- Tanimoto T., Ishimaru S., Alvizuri C.* Seasonality in particle motion of microseisms // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 166. P. 253–266.
- Tanimoto T.* Excitation of microseisms: views from the normal-mode approach // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 194(3). P. 1755–1759. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt185>
- Webb S.C.* Seismic Noise on Land and on the Sea Floor, in *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* / W.H.K. Lee (ed.). Academic Press. 2002. V. 81(A). P. 305–318. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(02\)80222-4](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(02)80222-4)
- Wolin E., McNamara D.E.* Establishing high-frequency noise baselines to 100 Hz based on millions of power spectra from IRIS MUSTANG // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2020. V. 110(1). P. 270–278. <https://doi.org/10.1785/0120190123>
- Xu Y., Koper K.D., Burlacu R.* Lakes as a source of short-period (0.5–2 s) microseisms // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2017. V. 122. P. 8241–8256. <https://doi.org/10.1002/2017JB014808>

Lake Baikal Microseisms Based on Regional Seismic Network Data

A. N. Besedina^{a,b,*}, Ts. A. Tubanov^a, P. A. Predein^a, D. P.-D. Sanzhieva^a, and G. N. Ivanchenko^{a,b}

^aDobretsov Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, 670047 Russia

^bSadovsky Institute of Geospheres Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia

*e-mail: besedina.a@gmail.com

Received August 10, 2023

revised September 20, 2023

accepted October 4, 2023

Abstract – Seismic ambient noise in the regional seismic network in the central part of the Baikal rift is studied. The probabilistic approach is used to thoroughly investigate the pattern of diurnal variations in microseisms and to analyze amplitude level and frequency content of spatial anomalies and temporal changes (seasonal and annual). Based on the 2020–2021 data, a regional probabilistic model of the microseismic noise is built in a wide range of periods.

The study of microseisms in the frequency band of about 1 Hz revealed a seasonal anomaly against the level of the global minimum in the microseismic noise power spectrum. The anomaly is observed from May to December at seismic stations surrounding Lake Baikal except for the northern part of the lake. The direction of the back azimuth in the frequency range of about 1 Hz indicates the location of the lake, suggesting that these signals can be identified as lake microseisms. The high coherence values suggest a linear relationship between the wind speed and the occurrence of lake microseisms. The detailed analysis of the spectral and polarization parameters of seismic ambient noise revealed two types of lake microseisms with frequencies of 0.4–0.7 and 0.7–1.5 Hz. The first frequency interval is likely to correspond to single-frequency lake microseisms, while the second interval contains the frequency ranges of dual-frequency microseisms.

Keywords: microseisms, ambient seismic noise, Baikal Rift, Lake Baikal, power spectral density, primary and secondary microseisms, polarization analysis, lake microseism