

УДК 550.34

МИКРОСЕЙСМЫ КАК ИНСТРУМЕНТ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

© 2023 г. А. Н. Беседина^а, *, Ц. А. Тубанов^а

^аГеологический институт им. Н.Л. Дobreцова СО РАН, ул. Сахьяновой, ба, Улан-Удэ, 670047 Россия

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

Поступила в редакцию 29.08.2022 г.

После доработки 07.12.2022 г.

Принята к публикации 23.12.2022 г.

При рассмотрении микросейсмического шума в качестве инструмента геофизических исследований определяющее значение имеют пространственно-временные характеристики самого шума. Важным этапом исследований является характеристика распределения источников шума как в частотном диапазоне, так и по энергетическому составу. В обзоре рассмотрены основные механизмы генерации микросейсмических колебаний в широком диапазоне частот, включая первичные и вторичные микросейсмы (0.05–0.3 Гц), низкочастотные колебания (0.2–50 мГц), высокочастотные колебания (2–60 Гц), озерные микросейсмы (0.5–2 Гц). В работе также описаны наиболее востребованные методики, используемые для обработки и анализа непрерывного потока данных микросейсмического шума; продемонстрирован широкий спектр геофизических задач, для решения которых привлечены результаты регистрации микросейсмических колебаний.

Ключевые слова: микросейсмы, микросейсмический шум, сейсмические волны, модель локальных неоднородностей, участок земной коры, частотный диапазон, спектральная плотность мощности, сейсмический мониторинг

DOI: 10.31857/S0203030623700116, **EDN:** MHVAJM

ВВЕДЕНИЕ

Еще Б.Б. Голицын, проводя сейсмические наблюдения на нефтяных промыслах Баку, отмечал связь фоновых колебаний с процессами, происходящими в среде. В середине XX века стало окончательно понятно, что микросейсмы не просто помеха или побочный продукт сейсмической регистрации, а являются уникальным инструментом диагностики среды [Саваренский, Кирнос, 1949; Монахов и др., 1959; Винник, 1965 и многие др.]. Были получены данные, свидетельствующие о том, что характеристики микросейсмических колебаний несут в себе информацию об особенностях строения среды, об изменениях, которые готовятся или происходят в массиве горных пород.

Появление более чувствительного оборудования, активное развитие сейсмических наблюдений во всем мире и расширение возможностей цифровой обработки способствовали получению нового объема знаний; в том числе и о микросейсмических колебаниях. За последнее десятилетие созданы новые модели генерации микросейсм, появились более совершенные методики их анализа. Соответственно, расширились области применения результатов регистрации микро-

сейсмических колебаний, как инструмента геофизических исследований. Например, их используют при изучении процессов, происходящих в океанах [Ardhuin et al., 2012; Larose et al., 2015; Podolskiy, Walter, 2016; Anthony et al., 2018] и озерах [Lynch, 1952; Kerman, Mereu, 1993; Koper et al., 2009; Xu et al., 2017; Anthony et al., 2018; Smalls et al., 2019; Carchedi et al., 2022], при проведении пассивной томографии [Королева и др., 2009; Яновская, Королева, 2011; Shapiro et al., 2005; Campillo et al., 2011], для изучения изменений напряженно-деформированного состояния разных участков земной коры [Wegler, Sens-Schonfelder, 2007; Brenguier, 2008a, 2008b; Wegler et al., 2009; Chen et al., 2010; Zacarelli et al., 2011; Hobiger et al., 2016 и др.], для мониторинга площадок особо ответственных сооружений, месторождений и пр. [Алешин, 2017; Хогоев и др., 2019].

Существенная модернизация региональных сетей сейсмологических наблюдений в России позволила в основном завершить переход на цифровую регистрацию, увеличить количество сейсмостанций, оснастив их широкополосными датчиками и расширив возможности передачи информации. Все это позволяет использовать данные долговременных наблюдений стационарных сейсмостанций для анализа микросейсмического шума с таким

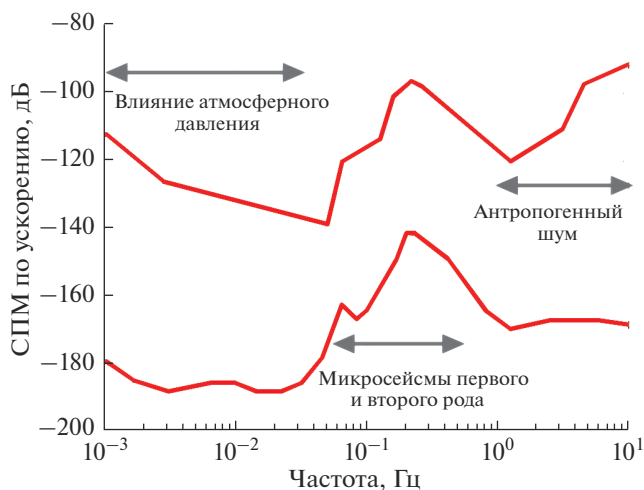


Рис. 1. Минимальный и максимальный уровень микросейсмического шума по модели [Peterson, 1993] с отмеченными основными механизмами в соответствующих диапазонах частот.

же успехом, как это раньше делалось только в ходе специальных полевых экспериментов.

В предлагаемом обзоре рассмотрены основные параметры микросейсмических колебаний в широком диапазоне частот и методики, позволяющие использовать их свойства и характеристики в качестве инструмента геофизических исследований. В первую очередь — для построения геомеханических моделей массива и выявления локальных неоднородностей участков земной коры по данным долговременных наблюдений сейсмической сети. В качестве иллюстрации применения современных методов анализа микросейсм в статье использованы данные, полученные на УНУ «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

СТРУКТУРА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ШУМА

Микросейсмические колебания были замечены, а их источники были во многом определены одновременно с началом сейсмических измерений. Уже в работах начала XX века был установлен круг возможных источников и выяснен преимущественный физический механизм микросейсмических волн, их связь с волновыми явлениями, ветром, давлением и пр. Одно из первых определений микросейсмических колебаний, данное Б.Б. Голицыным [Голицын, 1909] вполне актуально до сих пор: микросейсмические явления — это непрерывные колебания грунта, регистрируемые повсюду в мире, независимо от активности землетрясений.

На первых этапах развития сейсмологии такие колебания существенно осложняли исследования. «... Эти колебания, налагаясь подчас на записи сейсмографами отдаленных землетрясений, очень затрудняют, — особенно, если послѣднія мало интенсивны, — чтение и разработку соответствующих сейсмограмм ...» [Голицын, 1909]. Так что основное направление исследований было подчинено изучению микросейсмических колебаний как помех (появилось замещающее понятие «микросейсмический шум»), поиску источников их возникновения и исследованию основных характеристик сейсмического шума. При этом, довольно быстро стало очевидным, что регистрация микросейсмических колебаний способна обеспечить исследователя весьма информативными данными.

Общее представление о механизмах генерации и особенностях распространения микросейсм было сформировано уже к середине XX века и развивается до сегодняшнего дня [Бончковский, 1946; Саваренский, Кирнос, 1949; Монахов и др., 1959; Винник, 1965; Монахов, 1977; Табулевич, 1986; Longuet-Higgins, 1950; Wilson, 1953; Hasselmann, 1963; Bard, 1999 и многие другие]. В 1980-е годы была впервые опубликована, повсеместно используемая в качестве эталона, модель максимального и минимального уровня микросейсмических колебаний, которая несколько раз уточнялась [Peterson, 1982, 1993].

Обобщение всех имеющихся данных привело к пониманию, что микросейсмический шум (в англоязычной литературе установлен термин *seismic ambient noise*) является результатом нелинейного взаимодействия между атмосферой, океаном и твердой Землей. В результате такого взаимодействия — волн в океане, ветра, колебаний локальных блоков среды, транзитных волн, их отражений, деятельности человека и пр. — формируется микросейсмическое поле, являющееся результатом взаимодействия сейсмических волн различных типов. Очевидно, что бесконечное множество источников превращает микросейсмические колебания в случайный процесс, который чаще всего и моделируют как результат интерференции набора случайных источников. По частотному диапазону микросейсмические шумы в общем можно разделить на низкочастотные (менее 1 Гц) и высокочастотные от 1 до 1000 Гц (диапазон частот более 1000 Гц уже попадает в область сейсмоакустических шумов). Часто выделяется диапазон первичных и вторичных микросейсм: частоты от 0.05 до 0.3 Гц (рис. 1).

Здесь и далее мы будем использовать набор терминов, используемый в русскоязычной литературе (микросейсмь, микросейсмический шум, микросейсмическое поле и пр.), считая их сино-

нимами для названия микросейсмических колебаний во всем диапазоне частот.

Первичные и вторичные микросейсм

Типичные спектры микросейсмических колебаний, которые на Земле регистрируются повсеместно, содержат два основных широких пика: в районе 0.07 и 0.14 Гц. Один из них формируется колебаниями с типичными частотами 0.05–0.1 Гц (периоды 10–20 с), которые называют микросейсмными первого рода (или “первичными микросейсмными”). Второй отражает колебания в диапазоне частот 0.1–0.3 Гц (3–10 с), которые называют микросейсмными второго рода (или “вторичными”); именно они составляют основную массу данных сейсмической регистрации и являются самыми сильными фоновыми колебаниями.

Модели процессов генерации микросейсм до сих пор разрабатываются и уточняются. Считается, что первичные микросейсм образуются вблизи побережья: они генерируются океанскими волнами, достигшими мелководного морского дна [Hasselmann, 1963; Nishida et al., 2008; Arduin, 2018], в то время как источники вторичных микросейсм могут находиться как на мелководье [Шулейкин, 1941; Монахов, 1977; Арсеньев и др., 2006; Harms et al., 2010; Stutzmann et al., 2012; Gualtieri et al., 2020], так и в глубоком океане [Kedar et al., 2008; Gualtieri et al., 2020].

В качестве основного механизма микросейсм второго рода рассматривают нелинейное взаимодействие океанских волн. Одна из первых моделей была построена В.В. Шулейкиным. Он считал, что микросейсм возбуждаются ударами прибой об отвесные морские берега, и детально исследовал этот процесс, предлагая достаточно простые формулы расчетов [Шулейкин, 1941, 1949]. Наиболее распространенная в мире модель возбуждения вторичных микросейсм была опубликована М.С. Лонге-Хиггинс [Longuet-Higgins, 1950], который вычислил возбуждение волн Рэлея на дне океана в зависимости от частоты, батиметрии и скорости S-волны в коре. Он предположил, что микросейсм возникают, когда встречаются две линейные океанские гравитационные волны одинаковой частоты и противоположных направлений распространения и, соответственно, создают поле давления, генерирующее сейсмические волны Стоунли на дне океана. Теоретически было объяснено удвоение частоты микросейсм по отношению к частоте источника — частоте штормовых волн.

Статья [Longuet-Higgins, 1950] считается знаковой теоретической работой для понимания физического механизма генерации микросейсм, хотя появлялись и альтернативные точки зрения. Так, в 1960–1970 гг. математически была доказана

неустойчивость установившихся нелинейных волн на поверхности глубокой воды [Захаров, 1968; Benjamin, Feir, 1967] и продемонстрировано, что такие волны не могут распространяться на значительные расстояния от источника. Параллельно наблюдения [Монахов, 1977] заставляли предположить, что микросейсм возбуждаются бегущими океанскими волнами на континентальном или островном шельфе в зоне прибрежного мелководья (где происходит обрушение волн), а затем распространяются вглубь континентов и океанов. Опираясь на эти данные, авторы работ [Арсеньев и др., 1990, 2006] изучили процесс обрушения волн на шельфе с помощью теоретического и лабораторного моделирования. Они рассмотрели теорию генерации микросейсм в длинных нелинейных волнах и показали, что при распространении океанских волн на шельфе возникает незатухающее с глубиной переменное давление, которое может порождать микросейсм с удвоенной частотой, по сравнению с частотой волн на поверхности океана. Таким образом, была предложена альтернативная модели Лонге-Хиггинса теория объяснения эффекта удвоения частоты микросейсм по отношению к частоте источника.

Развитие вычислительных мощностей сделало возможным количественное моделирование генерации сейсмического шума с использованием модели океанских волн. В работе [Kedar et al., 2008] для Северной части Атлантического океана была впервые рассчитана модель сейсмического шума, генерируемого в глубоком океане. Отметим, что Атлантика была давно определена как наиболее интенсивный источник микросейсм. Уже в работе [Рыкунов, 1967] эта область указана как генератор наиболее интенсивных микросейсм и представлена амплитудно-частотная характеристика шума с преобладающими периодами 4–5 с зимой и 3.5–4 с летом; причем зимние амплитуды на этих периодах превышают летние в среднем в 1.5–2 раза. Данные современных наблюдений также подтверждают, что Атлантический океан является одним из самых сильных генераторов микросейсм для многих областей северного полушария [Gualtieri et al., 2013]. Была обнаружена сезонная изменчивость вклада Атлантического и Индийского океана, а также Средиземного моря.

Авторы работы [Arduin et al., 2011] добавили в модель океанских волн прибрежное отражение и продемонстрировали хорошее согласие между микросейсмными, наблюдаемыми на станциях в Северной Америке, Гренландии, Исландии, Европе, и своими результатами расчетов, полученными путем применения теории Лонге-Хиггинса к спектрам океанских волн, передаваемых из Северной части Атлантического океана: фактически была разработана глобальная карта источников шума. На сегодняшний день появился целый

ряд подобных расчетов, причем модели становятся все более реалистичными [Stutzmann et al., 2012; Davy et al., 2015 и др.]. Например, в расчетах [Gualtieri et al., 2013] использовалась сетка точечных источников шума – весь океан дискретизирован с шагом всего в 50 км; при этом учитывался суммарный вклад всех источников и батиметрия.

Вероятно, на сегодняшний день можно говорить о прекращении споров о механизмах генерации вторичных микросейсм, поскольку подтверждается и версия об их формировании на мелководье, и предположение о том, что самые сильные источники шума находятся в глубоком океане. Более того, были идентифицированы источники, возникающие в результате взаимодействия океанских волн, приходящих от различных штормов: океанские волны от одного шторма могут преодолевать большие расстояния, прежде чем встретиться с океанскими волнами, порожденными другим штормом. Авторы работы [Obrebski et al., 2012] показали, что такие источники шума могут находиться в любой точке океанского бассейна, и порожденные ими микросейсм способны распространяться на несколько тысяч километров.

Озерные микросейсм

Наряду с первичными и вторичными микросейсм, формирование которых связывают с волнами в океанах, микросейсмические колебания могут также генерироваться волнами в относительно небольших водоемах [Lynch, 1952; Kerman, Mereu, 1993; Koper et al., 2009; Xu et al., 2017; Anthony et al., 2018; Smalls et al., 2019; Carchedi et al., 2022]. Такие микросейсм (озерные микросейсм или ОЗМ) имеют более короткие периоды, с выраженным пиком в диапазоне периодов 0.5–5 с. Колебания с подобными параметрами были обнаружены 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]. Часто отмечается, что микросейсм, генерируемые волнами в озерах, имеют выраженные сезонные вариации, связанные, вероятно, с замерзанием поверхности озера [Xu et al., 2017; Anthony et al., 2018; Smalls et al., 2019; Carchedi et al., 2022]. Для некоторых озер (например, Йеллоустон [Smalls et al., 2019] и Малави [Carchedi et al., 2022]) отмечены суточные вариации озерных микросейсм. Наземными станциями озерные микросейсм могут быть зарегистрированы на расстоянии не далее 20–30 км от берега, а в периоды замерзания поверхности озер обычно не реги-

стрируются даже на близких расстояниях [Xu et al., 2017; Carchedi et al., 2022].

Исследователи, как правило, сходятся во мнении относительно диапазона периодов ОЗМ, однако механизмы, ответственные за возникновение микросейсм на этих периодах, остаются неясными из-за отсутствия отчетливых спектральных пиков. Например, для озера Малави в Юго-Восточной Африке выделены два пика ОЗМ с периодами ~0.6–1.3 и ~1.3–3 с [Carchedi et al., 2022]. Авторы, с одной стороны, предполагают, что отмеченные диапазоны могут быть подобны первичным и вторичным океаническим микросейсм, которые связаны с передачей энергии волновых движений океана в земную кору. С другой стороны, суточный характер озерных микросейсм, а также их поляризация, позволяют предположить [Carchedi et al., 2022], что энергия волн обусловлена комбинацией сезонно меняющихся ночных ветров, направляемых прибрежным рельефом и волноводными эффектами, что свидетельствует о генерации ОЗМ в результате сложного взаимодействия волна–волна на поверхности озера в пределах закрытой северной оконечности озера. На основе анализа сейсмического мониторинга вблизи Великих озер [Anthony et al., 2018] предположили, что передача энергии гравитационных волн на поверхности озера в сейсмические колебания (аналог первичных микросейсм) не является доминирующим механизмом, ответственным за озерные микросейсм, поскольку период волны (7–10 с) в озере существенно больше, чем период результирующих сейсмических колебаний (~1.5 с). Кроме того, отсутствуют изменения в доминирующем периоде озерных микросейсм с изменением периода волны [Anthony et al., 2018]. Для озера Йеллоустон, наоборот, показано, что суточные колебания микросейсм в диапазоне 0.4–1.1 Гц хорошо согласуются с данными о скорости ветра при временной задержке ~3.4 ч между изменениями скорости ветра и амплитудой сейсмических колебаний. Эти наблюдения предполагают, что сигналы представляют собой микросейсм, генерируемые гравитационными волнами, которые, в свою очередь, возбуждаются ветром на поверхности озера [Smalls et al., 2019].

Высокочастотные микросейсм

Антропогенный шум. Многими авторами отмечается, что энергия и распределение источников шума определяется частотным диапазоном и условиями проведения измерений. Это особенно значимо для микросейсм в высокочастотной области, источники которых, по большей части, являются антропогенными. В диапазоне высоких частот выше 2–3 Гц уровни сейсмического шума (на суше) определяются главным образом ветровыми нагрузками и антропогенным воздействием

[Wilson, 1953; Webb, 2002], убывая с ростом частоты пропорционально квадрату периода [Запольский, 1960; Винник и др., 1967].

Регистрация микросейсм в разных точках поверхности Земли показывает, что антропогенные составляющие присутствуют в высокочастотном диапазоне спектра сейсмических колебаний практически везде [Капустян, 2000]. В составе волнового поля микросейсм они представлены весьма постоянными частотами, которые определяются в виде узких спектральных пиков. Набор подобных антропогенных (или “техногенных”) частот, достаточно хорошо известен [Яковлев, Алешин, 1994; Спивак, 1994; Капустян, Юдахин, 2007]. В первую очередь такие спектральные пики характерны для наводок, вызванных промышленными силовыми линиями передачи переменного тока с частотой 50 Гц, или для их гармоник 25, 12.5, 8.33, 2.78 Гц и т.д. (соответствующие гармоники наблюдаются на территории бывшего СССР повсеместно [Сероглазов, 1988; Капустян, Юдахин, 2007]). Ряд частот – 2.08, 2.78, 3.13, 4.3, 6.7 Гц – связывают с вибрацией мощных электрическими машин и ГЭС [Яковлев, Алешин, 1994; Капустян, Юдахин, 2007; Лисейкин, Селезнев, 2021]. Как правило, наличие антропогенных пиков или четко привязывается к рабочему времени, или имеет стационарный характер, если источником является оборудование непрерывного цикла работы. Присутствие таких вибраций в составе микросейсмического шума может в зависимости от характера работы оборудования длиться несколько секунд/минут или быть весьма продолжительным. Их амплитуды на горизонтальных компонентах, как правило, несколько превышают вертикальную составляющую, а значения частоты весьма слабо (около сотых долей герц) флуктуируют во времени. Характер движения частиц грунта на рассматриваемых частотах для различных моментов времени имеет вид, близкий к линейному [Кишкина, 2003].

Большая часть антропогенных источников (транспорт, дизельные установки и т.п.) генерирует сейсмически шум не на отдельных частотах, а в некотором диапазоне. На рис. 2 приведен пример спектральной характеристики микросейсмических колебаний, зарегистрированных в 3.5 км югу от железной дороги. Обычно продолжительность интенсивной фазы шума при прохождении поезда не превышает 3–5 мин; в спектральной области он проявляется на частотах свыше 2 Гц, с максимумом в полосе 4–6 Гц. В этой полосе уровень шума увеличивается на 10–12 дБ.

Влияние ветровой нагрузки на уровень высокочастотных микросейсм. Вызывают разногласия и данные о воздействии на уровень микросейсмических колебаний ветровой нагрузки. Еще в 1913 г. Б.Б. Голицыным были сопоставлены пе-

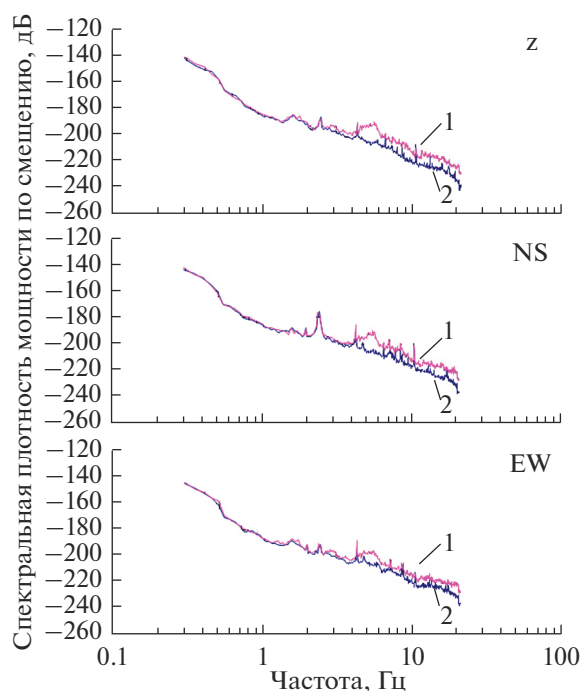


Рис. 2. Пример спектральной характеристики микросейсмических колебаний, зарегистрированных при прохождении поезда в 3.5 км от точки регистрации (1), в сравнении с фоновым уровнем шума (2).

риоды увеличения и уменьшения микросейсмических колебаний на четырех далеких сейсмических станциях с направлением и силой ветра (а также с состоянием моря на различных побережьях). При этом однозначной связи между локальными параметрами ветровой нагрузки и уровнем микросейсмических колебаний на станциях, установленных в совершенно разных условиях (Пулково, Иркутск, Тифлис, Ташкент), Б.Б. Голицын не обнаружил [Голицын, 1960].

Современные данные по оценке создаваемого ветром высокочастотного микросейсмического шума также весьма разнообразны. Основные вопросы – насколько линейна связь параметров ветра с уровнем регистрируемых на поверхности микросейсм и насколько эффективно можно понизить влияние ветровой нагрузки путем широко используемого небольшого заглубления аппаратуры.

Давно продемонстрировано, что при работе на поверхности важную роль играют условия установки датчиков: когда аппаратура оказывается в непосредственной близости от деревьев, амплитуды шума существенно увеличиваются. Во многих работах скорость ветра 3–4 м/с отмечена в качестве значимой границы появления эффекта [Wilson, 1953; Carter et al., 1991; Withers et al., 1996; Young et al., 1996]. Подчеркнем, что результаты экспериментов разных авторов подчас сильно

расходятся. В одних работах показано, что создаваемый ветром шум четко фиксируется на поверхности, но не наблюдается на заглубленных датчиках [Carter et al., 1991 и обзор там]. При этом в других условиях оказывается, что независимо от профиля ветра или местной литологии, все участки демонстрируют хорошую корреляцию между повышенным уровнем шума и более высокой скоростью ветра, даже на значительных глубинах: в работе [Young et al., 1996], например, речь идет о данных, полученных на глубине 367 м. По данным [Harms, 2010] на частотах менее 0.1 Гц вариации сейсмических амплитуд на глубине 90 м сильно коррелируют со скоростями приземного ветра; на глубине 1250 м такой корреляции нет.

Вероятно, можно сделать общий вывод, что создаваемый ветром шум является широкополосным (по крайней мере, от 1 до 60 Гц) и, по-видимому, нелинейным, резко усиливающимся при превышении порога скорости ветра (3–4 м/с в пределах нескольких метров от поверхности; и выше 8 м/с для глубины нескольких сотен метров) [Ананко, Смирнов, 1994; Young et al., 1996].

Параметры шума как функция глубины сильно зависят от места установки измерительного оборудования. Антропогенная деятельность, ландшафтные условия, геология и погодные условия являются основными факторами, влияющими на характеристики поля шумовых волн. Несмотря на зависимость от местоположения, по крайней мере одно общее наблюдение вытекает из исследований параметров микросейсмических колебаний на разной глубине регистрации: амплитуда шума уменьшается с глубиной, особенно на высоких частотах. Высокочастотные микросейсмические колебания на поверхности имеют большую амплитуду, они более изменчивы во времени и более когерентны, чем на подземных участках [Carter et al., 1991].

В зависимости от места установки разница между уровнем микросейсм на поверхности и в глубине может быть разной. Так, в одной точке установки на частотах в диапазоне от 15 до 40 Гц разница между шумами на поверхности и на глубине 900 м может составлять около 10 дБ [Carter et al., 1991]. А в другом месте заглубление всего на 40 м может позволить улучшить соотношение сигнал/шум на 10–20 дБ в диапазоне от 10 до 20 Гц [Withers et al., 1996]. Есть данные [Young et al., 1996 и обзор там], что в диапазоне от 3 до 10 Гц амплитуды, зарегистрированные на поверхности, даже меньше, чем в скважине глубиной 100 м. Соотношение менялось в пользу скважинных данных только в диапазоне свыше 20 Гц.

Несомненно, установка датчиков в прямыхках при временной регистрации позволяет избежать прямого воздействия на аппаратуру ветра и атмосферных осадков. Общие оценки, полученные с целью определения условий установки аппарату-

ры для максимально эффективной регистрации слабых сигналов, показали, что для достижения заметного снижения уровня микросейсмического шума необходимо заглубление аппаратуры не менее чем на 100 м [Кедров, 2005].

Амплитуды колебаний на поверхности могут существенно меняться в зависимости от толщины рыхлого слоя [Гайский, 1970; Саваренский, 1972; Алешин, 2017; Lermo, Chavez-Garcia, 1993 и др.]. Максимуму будут соответствовать ситуации, когда волна, приходящая к поверхности, и волны, отраженные внутри слоя, складываются, обладая одинаковой фазой. При этом, чем больше мощность рыхлых осадочных толщ, тем больше амплитуда шумов в определенном частотном диапазоне. Например, слой мощностью менее 5 м практически не будет влиять на характеристики колебаний в частотном диапазоне до 25–30 Гц [Сероглазов и др., 2009]. Изменяя общий уровень интенсивности регистрируемых на поверхности колебаний, осадочный слой не меняет общий характер спектральных форм [Дубянский и др., 2009].

Эндогенные микросейсмы. При спектральном анализе микросейсм может выделяться ряд гармоник, источники которых имеют эндогенный характер. Вариация частоты таких пиков способна достигать 0.5 Гц. Изменение амплитуды пиков и само их наличие, как правило, не привязывается к рабочему антропогенному циклу. Появление ряда экспериментальных и теоретических моделей блочной геофизической среды [Кочарян, Родионов, 1988; Кочарян, Федоров, 1990; Кочарян, 2016] позволило предположить, что природа таких гармоник в высокочастотных микросейсмических колебаниях связана со сложностью геофизической среды как механической системы [Кочарян, Кабыченко, 2003; Кочарян, Спивак, 2003; Колосова и др., 2015], отвечающей на внешнее длиннопериодное воздействие [Кишкина, Спивак, 2003; Колосова и др., 2015].

Наиболее доступное и удобное для изучения постоянно присутствующее внешнее возмущение — лунно-солнечный прилив, который часто рассматривается как весьма важный фактор, способный влиять на параметры эндогенных микросейсмических колебаний [Любушин и др., 1997; Авсюк, 1996; Кишкина, Спивак, 2003; Адушкин и др., 2012 и многие другие]. В 1980-х гг. прошлого века был опубликован ряд работ о явлении модуляции высокочастотных микросейсмических шумов, обусловленной длиннопериодными деформирующими процессами: земными приливами и собственными колебаниями Земли [Рыкунов и др., 1980; Каррыев, 1984; Сероглазов, 1991; Тюпкин, 2002]. При этом многие не обнаруживали подобных явлений или отметили их неустойчивость [Гальперин и др., 1987; Сидорин, 2004;

Vidale et al., 1998]. В некоторых работах [Спивак, Кишкина, 2004; Сероглазов и др., 2009] предполагается, что эффекты модуляции длиннопериодными деформационными процессами проявляются в отдельных частотных диапазонах сейсмического шума, в то время как для сигнала в целом модуляция не подтверждается. Предполагается, что это может быть связано со структурными особенностями изучаемого участка и речь идет об избирательной реакции блочной среды на внешние возмущения. Авторы [Сероглазов и др., 2009] отмечают, что к сопоставлению фаз земных приливов с результатами их наблюдений лучше всего подходит модель цепочек блоков массива, находящегося под действием приливных сил [Родионов, Кондратьев, 1996].

Большой объем работ по изучению связи параметров эндогенных микросейсмических колебаний с внешним действием приливных сил, обусловленных гравитацией Луны и Солнца, проделан на Камчатке [Салтыков и др., 2008; Салтыков, 2014 и др.]. Регистрация была организована в пунктах, достаточно удаленных от районов индустриальной и транспортной активности, что дало возможность реализовать максимальную чувствительность регистрирующей аппаратуры. Анализ длинных рядов непрерывных данных пополнил ряд свидетельств о модуляции высокочастотных микросейсмических шумов приливами, поскольку исследователи смогли выявить статистически значимые приливные эффекты в сейсмическом шуме [Салтыков и др., 2008; Кугаенко и др., 2008; Салтыков, 2014]. При этом авторы утверждают, что эффект не является стабильным во времени, а становится устойчивым только перед сильным региональным землетрясением.

Здесь следует уточнить, что неоднородное строение коры приводит к возникновению расхождений между расчетной и экспериментально измеренной величинами деформации в районе наблюдений, так что вопрос о механизме воздействия приливного возмущения на параметры сейсмических шумов остается открытым. Тем более, что любые околосуточные вариации крайне сложно отделить от антропогенного воздействия [Гальперин и др., 1989], даже на достаточно удаленных пунктах регистрации. Вероятно, можно говорить об избирательной реакции среды на внешние возмущения, когда для некоторых частот или частотных диапазонов наблюдается заметный отклик на внешние воздействия и, следовательно, наилучшая корреляция между двумя процессами. Тем не менее эффект требует дальнейшего подтверждения и разработки возможного механизма.

Низкочастотные микросейсм

В диапазоне очень низких частот 0.0002–0.05 Гц вариации параметров микросейсмического шума связывают с изменением атмосферного давления. На этих частотах вертикальные сейсмометры реагируют на изменение силы тяжести вследствие изменения атмосферного давления вблизи места установки датчика. Турбулентность в пограничном слое атмосферы непосредственно над поверхностью Земли является характерным источником шума, возникающего на горизонтальных компонентах сейсмометров [Murphy, Savino, 1975]. Натурные измерения, проводимые [Murphy, Savino, 1975], показали, что шумы, измеренные в штольне на глубине 150 м, связанные с флуктуациями атмосферного давления, затухают на 90% по сравнению со значениями на поверхности. Отметим, что широкополосные сейсмометры достаточно чувствительны к изменениям температуры, и при установке приборов большое внимание стали уделять изоляции корпуса для минимизации влияния вариаций давления и температур [Hutt, Ringler, 2009]. Широкополосные приборы с нарушенной герметичностью могут иметь повышенные шумы на горизонтальных компонентах из-за изменения силы тяжести при воздействии на инерционную массу сейсмометра [Кислов, 2009].

В последние годы развиваются новые подходы к обработке и интерпретации результатов регистрации микросейсм в низкочастотном диапазоне [Соболев, 2004, 2006, 2008; Соболев, Любушин, 2006, 2007; Lyubushin, 2021, 2022]. Эти подходы используются, в том числе, для прогноза крупных землетрясений, что будет рассмотрено ниже, в соответствующем разделе.

В качестве иллюстрации к разделу “Структура микросейсмического шума” на рис. 3 приведен пример годовых вариаций спектрального состава микросейсмических колебаний, зарегистрированных в 2020 г. станцией “Максимиха” (МХМВ) на расстоянии 700 м от береговой линии оз. Байкал. Эта сейсмостанция функционирует в составе сети наблюдений Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН с 1998 г. и укомплектована широкополосным датчиком Güralp CMG-40T [Тубанов и др., 2021]. На рисунке отчетливо выделяются разные диапазоны, характеризующие описанную выше структуру микросейсм: хорошо видна полоса частот выше 10 Гц, характерная для антропогенных шумов; диапазон частот 0.5–2 Гц соответствует озерным микросейсмам, которые проявляются в виде дискретно появляющихся областей повышенной интенсивности СПМ; пик вторичных микросейсм выражен в полосе частот в районе 0.2–0.3 Гц.

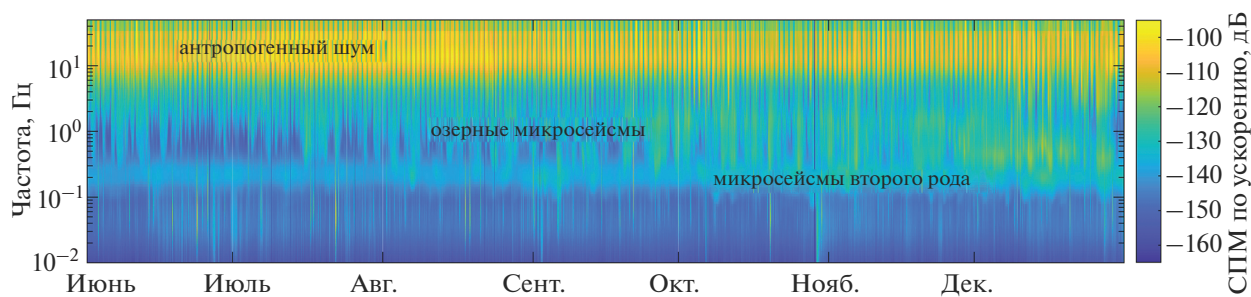


Рис. 3. Спектральная плотность мощности по ускорению, построенная по данным станции “Максимиха” (MXMB, Z – компонента, 700 м от береговой линии оз. Байкал) за 2020 г.

Волновой состав микросейсм

На сегодняшний день подтверждено, что доминирующей в сейсмическом шуме является основная мода волн Рэлея [Саваренский, Кирнос, 1949; Монахов и др., 1959; Рыкунов, 1967; Gualtieri et al., 2013]. Однако часть микросейсмических колебаний распространяется в виде объемных волн и волн Лява [Винник и др., 1967; Webb, 2002; Bonnefoy-Claudet et al., 2006a; Gualtieri et al., 2013, 2020].

В частности, Л.П. Винник [Винник и др., 1967] показал, что в тихой внутриконтинентальной области доля объемных волн может составлять вплоть до 60% энергии микросейсмического поля в области частот около 1 Гц. Согласно работе [Korper et al., 2010] энергия Р-волн, включающих региональные, мантийные и прошедшие через внешнее ядро волны, вносит около 28% в общий состав шума в диапазоне периодов 0.25–2.5 с, а остальную часть составляют волны Рэлея, возникающие, по большей части, вследствие техногенного шума. Авторы работы [Landes et al., 2010] показали, что в диапазоне частот 0.1–0.3 Гц в энергетический состав шума материковой части северного полушария вносят вклад также моды Р-волн с источниками в океане. Мониторинг очаговой зоны Венчуанского землетрясения с помощью малоапертурных групп выявил наличие в микросейсмическом шуме объемных волн [Wang et al., 2010]. Исследование сейсмического шума в Калифорнии с помощью сети Паркфилд продемонстрировало наличие группы Р-волн и волн Рэлея, приходящих со стороны Тихого океана [Roux et al., 2005]. На локальных участках Восточно-Европейской платформы, которая характеризуется мощными отложениями рыхлых осадочных пород, а также высоким уровнем антропогенных помех, в диапазоне высоких частот 0.5–40 Гц были обнаружены объемные и поверхностные волны, которые, вероятно, связаны с карстовыми областями [Беседина и др., 2017]. В Ростовской области при регистрации малоапертурной группой было отмечено присутствие поверхностных волн, связанных с влиянием Цимлянского водохрани-

лища, расположенного севернее места проведения измерений [Беседина и др., 2017].

Исследования состава микросейсмического шума в диапазоне 0.4–4 Гц по данным 18 сейсмических групп международной системы мониторинга IMS, расположенных по всему миру [Korper et al., 2010, Nishida et al., 2008], подтвердили предположения [Винник и др., 1967; Webb, 2002 и др.], что волны Лява могут давать весьма существенный вклад в состав микросейсм по отношению к кинетической энергии волн Рэлея. При этом было показано, что отношение энергий волн Лява и Рэлея зависит от частоты [Nishida et al., 2008], а в отдельных случаях вклад волн Лява может даже превышать рэлеевскую компоненту [Tanimoto et al., 2015]. Наблюдения микросейсмического шума показали, что волны Лява и Рэлея в значительной степени генерируются одними и теми же механизмами. Достаточно долго не появлялось достоверной теории генерации волн Лява, поскольку считалось, что в отличие от остальных типов волн, их механизм не может быть напрямую связан с реакцией Земли на вертикальные нагрузки давления, вызванные атмосферными и/или океаническими возмущениями. Предположение [Nishida et al., 2008; Fukao et al., 2010], что вертикальная сила, приложенная к неровностям океанского дна, может быть разделена на горизонтальную и вертикальную составляющие и, соответственно, возбуждать волны Лява и Рэлея, было подтверждено и уточнено моделированием. Результаты расчетов [Gualtieri et al., 2020] показали, что небольшая часть волн Лява в микросейсмах действительно генерируется в результате расщепления граничных сил на ненулевой крутизне склона, но большинство возникает в результате взаимодействия поля сейсмических волн с латеральной неоднородностью внутри Земли. L. Gualtieri с соавторами [Gualtieri et al., 2020] также продемонстрировали, что расчетные спектры, полученные с учетом 3D модели Земли (S40RTS) и данных батиметрии, с высокой точностью соответствуют реальным спектрам в диапазоне периодов 4–10 с.

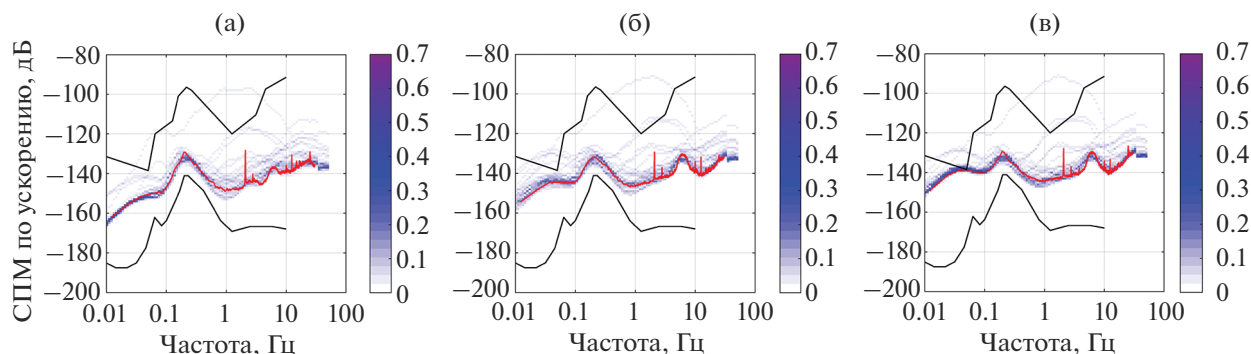


Рис. 4. Спектральная плотность мощности микросейсмического шума по ускорению по данным широкополосной станции “Хурамша” (HRMR) за январь 2021 г.

а – Z-компонента, б – N-компонента, в – E-компонента.

Цветом показано вероятностное распределение уровня шума по частоте. Красной линией показаны значения спектральной плотности мощности (СПМ), рассчитанные методом анализа сейсмического шума в дневные часы в отсутствие сигналов и антропогенных помех. Черные линии – минимальный и максимальный уровень шума, по [Peterson, 1993].

МЕТОДЫ АНАЛИЗА МИКРОСЕЙСМ

Увеличение числа сейсмических станций, сформированных в системы наблюдений разной конфигурации, а также возможность обработки огромных объемов данных – все это позволило распространить на микросейсмический шум многие классические методы обработки сейсмических сигналов. Развиваются и специальные методики, разработанные для анализа непрерывного потока многоканальных сейсмических данных. Рассмотрим наиболее популярные из них.

Метод анализа сейсмического шума путем расчета спектра плотности мощности отдельных фрагментов колебаний, не осложненных видимым сигналом, с учетом характеристик измерительного канала (примеры такой обработки есть, например, в работах [Кишкина, 2003; Михайлова, Комаров, 2006]), расширился до построения вероятностных моделей микросейсмического шума, когда по значениям спектральной плотности мощности в большом временном интервале строится функция плотности вероятности [Peterson, 1993; McNamara, Buland, 2004]. Обычно вероятностные модели локального участка наблюдений сопоставляются с мировыми эталонными моделями максимального и минимального уровня микросейсмического шума [Peterson, 1993]. В качестве примера такой вероятностной модели на рис. 4 приведен результат анализа данных сейсмостанции сейсмологической сети БуФ ФИЦ ЕГС РАН (Бурятского филиала геофизической службы РАН) за январь 2021 г., проведенного с помощью двух подходов.

Наличие группы сейсмических станций позволяет восстанавливать вектор медленности и обратный азимут с помощью $f-k$ анализа не только сейсмических сигналов, но и фоновых шумов

[Koper et al., 2009; Koper, Hawley, 2010]. Геометрия сейсмической группы определяет обычно достаточно узкий диапазон длин волн и, соответственно, частот, для которых возможно корректное восстановление вектора медленности. Например, многие постоянные сейсмические группы, как “Михнево” [Кочарян и др., 2022] или группы, входящие в Международную систему мониторинга (IMS) [Koper, Hawley, 2010], имеют малую апертуру около 1 км и будут эффективны для исследований параметров сейсмических сигналов в диапазоне частот больше 0.3 Гц.

Методом анализа, который эффективен в широком диапазоне частот, является поляризационный анализ [Koper et al., 2009; Koper, Hawley, 2010; Xu et al., 2017; Nakata et al., 2019], который, требует наличия трехкомпонентных станций. Наряду с оценкой обратного азимута, анализ частотно-временной поляризации является одним из важных инструментов характеристики и определения местоположения областей источников сейсмического шума. Непрерывный анализ поляризации в разных полосах частот на разных сейсмических станциях позволяет количественно определить поляризованные сигналы, соответствующие разным типам волн, и получить их обратные азимуты, определить зоны источников, генерирующие микросейсм. Таким образом, можно не только выделить наиболее активные области формирования микросейсм, но и проследить, например, сезонные вариации их параметров на различных частотах [Davy et al., 2015].

Как правило, поляризационный анализ основан на вычислении собственных значений и собственных векторов ковариационной матрицы, построенной в некотором временном окне [Flinn, 1965; Kanasewich, 1973; Vidale, 1986; Li et al., 2021].

При анализе сейсмического шума, в отличие от импульсных сигналов, характерных для землетрясений и взрывов, используют восстановление поляризационных параметров как функции частоты и времени [Samson, 1983; Park et al., 1987; Koper, Hawley, 2010].

В последние годы очень широко применяется оценка кросс-корреляции сейсмического шума [Королева и др., 2009; Яновская, Королева, 2011; Shapiro et al., 2005; Bensen et al., 2007; Campillo et al., 2011 и многие др.]. В этих работах теоретическая модель сейсмического шума представляется как усредненная по большому интервалу времени совокупность сигналов от произвольных равномерно распределенных источников. В этом случае кросс-корреляционная функция шума между двумя станциями описывает состояние среды между точками-приемниками в виде функции Грина, которая представляет собой импульсный отклик среды и несет в себе структурную информацию о массиве, в котором происходит распространение волн [Королева и др., 2009; Snieder, 2004].

Кросс-корреляция шумов используется в сейсмической интерферометрии коды волн, которая позволяет проследить изменение скорости распространения волн в земной коре. Кода волны распространяется в среде медленнее, чем прямые волны, поэтому она более чувствительна к изменению скорости. Подход, предложенный в работе [Roupinet et al., 1984] для парных землетрясений, позволяет проследить изменения в скорости распространения волн по разнице времен прихода коды волн двух сигналов в выбранном временном окне. Большим преимуществом сейсмической интерферометрии является отсутствие необходимости использования искусственных источников сейсмических колебаний и возможность использования данных долговременных наблюдений существующей мировой сети сейсмостанций.

Среди методик анализа, разработанных именно для микросейсмических шумов, одним из наиболее популярных остается метод оценки соотношения вертикальной и двух ортогональных горизонтальных составляющих H/V , получивший название метода Накамуры [Nakamura, 1989]. Реализация метода достаточно проста: на каждом исследуемом участке выбираются отрезки записи шума для вертикальной и двух ортогональных горизонтальных составляющих. Ютака Накамура [Nakamura, 1989] первым заметил, что отношения горизонтальных и вертикальных спектров весьма похожи для большинства пар (хотя записи заметно различаются, если компоненты рассматриваются отдельно), что позволяет их использовать для оценки усиления сейсмического воздействия на рыхлых грунтах. Позднее сформировался подход для решения задач сейсмического микрорай-

онирования, при котором в качестве эталона спектрального отношения H/V выбирается характеристика хорошо известного участка твердых пород. Затем все другие участки, представляющие интерес, сравниваются с этим стандартным участком, что дает информацию о частотах и коэффициентах усиления, вносимых рыхлыми осадочными породами [Fernandez, Brandt, 2000]. Как правило, результаты анализа демонстрируют отчетливое увеличение резонансной частоты между твердыми и мягкими породами, а значения коэффициентов усиления повышаются с увеличением мягкости слоя [Fernandez, Brandt, 2000]. Хотя записи для разных участков могут использоваться независимо, регистрацию рекомендуется вести одновременно, поэтому часто для подробного анализа используется большое количество аппаратуры [Noguchi, Nishida, 2002; Bonnefoy-Claudet et al., 2006b]. Так, для исследования района, который был серьезно поврежден во время землетрясения в Тоттори в 1943 г. (Tottori, *M* 7.2), на площади около 15×7 км было установлено 8 сейсмических групп разной апертуры и 417 трехкомпонентных станций [Noguchi, Nishida, 2002].

В цикле работ, выполненных под руководством А.В. Горбатикова [Горбатиков, 1993; Горбатиков, Степанова, 2008; Горбатиков и др., 2008; Горбатиков, Цуканов, 2011 и др.], было доказано в эксперименте и на численных моделях, что неоднородности земной коры закономерно искажают спектр низкочастотного микросейсмического поля. Над высокоскоростными неоднородностями спектральные амплитуды определенной частоты f уменьшаются, а над низкоскоростными неоднородностями амплитуды возрастают. Частота связана с глубиной H залегания неоднородности и скоростью фундаментальной моды волны Рэлея V_R соотношением $H = 0.5 V_R(f)/f$. Разработанный метод микросейсмического зондирования (ММЗ) [Горбатиков, 1993] позволяет провести наблюдения по поверхности с небольшим набором датчиков и получать глубинные разрезы от сотен метров до десятков километров. ММЗ применим и в тех случаях, когда вертикальная компонента микросейсмического поля помимо волн типа Рэлея содержит объемные продольные волны. При геологической интерпретации результатов необходимо принимать во внимание, что оценка скорости в обнаруженном включении будет искажена по сравнению с чисто рэлеевским полем [Цуканов, Горбатиков, 2020]. Следует отметить, что для особенностей амплитудного поля микросейсм, которые используются в ММЗ, предлагают и альтернативные объяснения [Яновская, 2017], из которых может быть сделан вывод, что метод способен оценивать только среднюю глубину залегания неоднородности, но не ее вертикальный размер. Однако, учитывая большое число объектов, подвергшихся анализу с помо-

стью ММЗ, и наглядность полученных экспериментальных результатов, можно предположить, что развитие метода будет продолжаться, как и совершенствование его теоретической базы.

ВОЗМОЖНОСТИ АНАЛИЗА МИКРОСЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ ПРИ РЕШЕНИИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Микросейсмические колебания нашли широкое применение в разных областях геофизики. Например, исследование строения геологической среды охватывает разнообразные задачи, включающие пассивную томографию, обнаружение локальных неоднородностей, выявление залежей углеводородов, сейсмическое микрорайонирование, изучение вулканов и геотермальных систем. Анализ результатов микросейсмического мониторинга активно применяется при оценке сейсмической обстановки в районе особо ответственных объектов [Алешин, 2017], при поиске предвестников землетрясений [Соболев, 2004, 2006, 2008; Соболев, Любушин, 2006, 2007; Кочарян, Остапчук, 2011; Kocharyan et al., 2018; Lyubushin, 2021, 2022], при оценке чувствительности измерительных сетей и проверке корректной работы оборудования [Мещерякова, Герасимова, 2018]. Характеристики микросейсмических колебаний в непрерывных сейсмических записях могут быть использованы для исследования источников микросейсм в океанах, таких как штормы и ураганы, их миграций в пространстве и изменений во времени, что делает возможным, например, региональный и глобальный мониторинг климата [Davy et al., 2015]. Результаты регистрации низкочастотных колебаний используют для исследования внутренней структуры Земли, построения функций распределения плотности, оценок скорости распространения волн [Nishida, 2013]. В этом разделе рассмотрим некоторые из упомянутых задач подробнее.

В последние несколько десятилетий набирает популярность использование метода томографии поверхностными волнами, выделенными в сейсмическом шуме [Shapiro et al., 2005; Campillo et al., 2011]. Наряду со стандартными активными сейсмическими методами, такой подход показывает достаточно высокую пространственную информативность. Томография поверхностными волнами позволила исследовать, например, низкоскоростные и высокоскоростные аномалии в одной из разломных зон Калифорнии [Shapiro et al., 2005; Campillo et al., 2011], структуру земной коры в районе центральной Мексики [Campillo et al., 2003] и на Кавказе [Королева, 2020]. Этот метод наиболее эффективен при проведении мониторинга плотными широкополосными сейсмическими сетями в масштабе континента [Yang et al., 2008; Stehly et al., 2009; Moschetti et al., 2010]. При

таких апертурах, на основе методов кросс-корреляции можно восстанавливать информацию о структуре земной коры и верхней мантии с высоким разрешением, включая сейсмическую анизотропию [Moschetti et al., 2010]. Полученные данные можно совмещать с результатами классической активной томографии, что позволяет восстанавливать скоростной разрез до больших глубин вплоть до 500 км [Yang et al., 2008].

Использование кросс-корреляционного анализа микросейсмического поля позволяет оценить вариации скорости распространения сейсмических волн dv/v , которые рассматриваются как индикатор изменения напряженного состояния в среде. Такие методики используются, например, при определении физических механизмов деформирования разломной зоны [Breguier et al., 2008a; Ikeda, Tsuji, 2018], в ходе исследования состояния геотермальных систем [Obermann et al., 2015; Sanchez-Pastor et al., 2019], при контроле изменений параметров окружающей среды [Meier et al., 2010; Lecocq et al., 2017; Clements, Denolle, 2018; Mao et al., 2019], а в некоторых случаях, при анализе микросейсмического шума перед землетрясениями [Niu et al., 2008]. Интерферометрия по кодам волнам находит применение также и при выделении косейсмических и постсейсмических изменений скорости распространения волн [Breguier et al., 2008a; Ikeda, Tsuji, 2018; Breguier et al., 2019], мониторинге вулканической активности [Breguier et al., 2008b, 2014; Obermann et al., 2016; Gomez-Garcia et al., 2018; Sanchez-Pastor et al., 2018], наблюдениях за приповерхностными изменениями массива [Nakata et al., 2019], а также при оценке напряженного состояния массива при ведении горных работ [Olivier et al., 2015ab].

С помощью методов кросс-корреляции микросейсмического шума отмечено изменение вариаций скорости dv/v при землетрясениях 2004 г. Mid-Niigata с M 6.8 [Wegler, Sens-Schonfelder, 2007; Wegler et al., 2009] и Noto Hanto M 6.9 2007 г. [Ohmi et al., 2008]. Также отмечено косейсмическое снижение скорости [Breguier et al., 2008a] для землетрясения San Simon 2003 г. с M 6.5 и изменение анизотропии [Durand et al., 2011] для землетрясения в Parkfield 2004 г. с M 6.0. Изменение скорости распространения волн на 0.08–0.84% с помощью анализа сейсмических шумов обнаружено также при землетрясении L'Aquila с M 6.1, 2009 г. в Италии [Zacarelli et al., 2011], Wenchuan с M 7.9, 2008 г. в Китае [Chen et al., 2010] и землетрясениях в Японии, включая Tohoku с M_w 9.0, 2011 г. [Hobiger et al., 2016] и др. Комплексные наблюдения изменения скорости распространения волн совместно с данными наблюдений GPS и InSAR, позволяющие выделить медленные движения по разломам, помогают проследить механизмы отмеченных вариаций. Например, резкое уменьшение флуктуаций скорости

после землетрясения Parkfield 2004 г. с $M 6.0$ связывают с постсейсмической релаксацией напряжений в более глубоких участках разломной зоны и окружающих областях [Brenguier et al., 2008a].

подавляющее большинство исследований микросейсмического шума с помощью кросс-корреляционных методов проводится с использованием поверхностных волн, поскольку используемые измерительные сети расположены, как правило, на поверхности, а в сейсмическом шуме преобладают поверхностные волны, возникающие в результате взаимодействия океана с твердой землей [Webb, 2002]. Использование кросс-корреляционных методов для выделения объемных волн оказалось не столь эффективным [Nakata et al., 2019], однако в некоторых случаях такая задача решается, и объемные волны могут быть обнаружены в составе сейсмического шума [Roux et al., 2005; Landes et al., 2010; Wang et al., 2010]. Например, для подземной шахты Гарпенберг (Швеция) в момент взрыва было отмечено понижение скорости распространения dv/v на 0.025%, а после периода релаксации скорость превысила значения, зафиксированные до взрыва, на 0.025% [Olivier et al., 2015b]. Для железорудной шахты им. Губкина (Белгородская область, Россия) отмечены значительные вариации параметра dv/v на $\pm(2-2.5)\%$, начиная с момента основных подрывов, и далее в течение часа [Besedina, 2020].

Микросейсмические колебания, которые отражают процессы, происходящие на поверхности и в приповерхностных слоях земной коры, можно использовать для мониторинга приповерхностных изменений, происходящих в различных геофизических полях. Например, для вулкана Мерапи (Индонезия) показано, что вариации скорости были вызваны изменением уровня подземных вод [Sens-Schönfelder, Wegler, 2006]. Во многих работах отмечены сезонные вариации изменений скорости [Hobiger et al., 2012, 2016; Hillers et al., 2015]. Для осадочного бассейна Лос-Анджелес (Калифорния) предполагается, что наблюдаемая сезонность может быть вызвана либо изменениями в подземном водоносном горизонте, либо вариациями термоупругих деформаций, которые сохраняются до глубины 15–22 км [Meier et al., 2010]. Термоупругие напряжения также рассматриваются как наиболее вероятный механизм годовых и суточных вариаций изменения скорости при наблюдениях, проводимых в пустыне Атакама (Чили) [Richter et al., 2014]. В осадочном бассейне Северной Германии годовые вариации скорости хорошо согласуются с изменением уровня подземных вод, а также с резким изменением дневной максимальной температуры ниже 0° [Gassenmeier et al., 2015]. Изменение уровня подземных вод при проведении наблюдений в долине Сан-Габриэль (Калифорния) рассматривается

в качестве основного фактора, влияющего на вариации скорости распространения волн [Clements, Denolle, 2018].

Исходя из предположений о том, что свойства микросейсмического шума связаны с напряженным состоянием массива, предпринимаются попытки использовать результаты измерений шумов в качестве характеристики процессов, происходящих в очаговой области [Соболев, Любушин, 2007; Соболев, 2008; Кочарян, Остапчук, 2011; Kocharyan et al., 2018; Беседина, 2019; Беседина и др., 2020 и др.] предвестников землетрясений [Соболев, 2004; Соболев, Любушин, 2007; Король и др., 2021 и др.] и даже составления прогнозов [Любушин, 2011, 2016; Салтыков, 2014; Lyubushin, 2009, 2021, 2022 и др.; Sovic et al., 2013].

Согласно лабораторным экспериментам [Кочарян, Остапчук, 2011], смещение спектра специфических низкочастотных микросейсм в длиннопериодную область может оказаться одним из возможных проявлений снижения жесткости разломной зоны перед динамическим срывом. Спектральный анализ возбуждаемых в лабораторной системе “блок–разлом” микроколебаний позволил продемонстрировать, что спектральный центроид собственных колебаний системы существенно снижается при переходе в метастабильное состояние [Kocharyan et al., 2018]. Описанная гипотеза нашла подтверждение при обработке натурных данных. Для двух зон с ярко выраженной сейсмической активностью (Чилийская зона субдукции и Камчатка) было показано, что для сильных событий с магнитудой $M_w \geq 8$ в период за 2–50 ч до землетрясения наблюдается понижение рассчитанного значения спектрального центроида на 0.12–0.26 Гц [Беседина, 2019; Беседина и др., 2020]. Для событий масштаба $7 \leq M_w < 8$ отмечалось снижение спектрального центроида на 0.12–0.18 Гц в течение 2–4 ч перед событием. Причем оценка связи выделенного признака с последующим землетрясением существенно отличается от случайного угадывания: эффективность по методу [Molchan, 1991, 2003, 2010] весьма высока и составляет $J_m = 0.61$.

Некоторые исследователи полагают, что по мере приближения момента землетрясения изменяется структура микросейсмического шума [Любушин, 2011, 2016; Салтыков и др., 2008; Салтыков, 2014]. Синхронизация длиннопериодных колебаний была ретроспективно выявлена по записям микросейсмических колебаний на станциях, расположенных за 1–2 тыс. км от очага для Кроноцкого (1997) и Суматранского (2004) землетрясения [Соболев и др., 2005; Соболев, Любушин, 2006, 2007]. Исследование спектральных характеристик микросейсмического шума после землетрясений с $M \geq 7$ в диапазоне частот 0.0017–0.0033 Гц проводилось в работе [Соболев, 2014]. Для землетрясений

с $M \geq 7$ было отмечено повышение меры когерентности на эпицентральных расстояниях около нескольких тысяч километров, а для землетрясений с $M \geq 8$ отмечена согласованность колебаний глобального масштаба, что, по мнению авторов [Соболев, 2014], указывает на обусловленность когерентности собственными колебаниями Земли.

На Камчатке, на основании экспериментально обнаруженного эффекта стабилизации фазы приливной компоненты высокочастотного сейсмического шума (ВСШ) при подготовке сильного землетрясения [Салтыков, Кугаенко, 2007; Зайцев и др., 2011] предложена методика прогноза сильных землетрясений. В работе [Салтыков, 2017] продемонстрировано, что перед сильным региональным землетрясением упорядочивается отклик ВСШ на приливные воздействия, т.е. сдвиг фазы, который наблюдался между выбранной волной приливного гравитационного потенциала (в настоящее время используется волна O_1 с периодом 25.82 ч) и выделенной из рядов огибающей ВСШ, становится устойчивым. Описанная методика в течение многих лет применяется на Камчатке.

Несмотря на отсутствие общепризнанного теоретического обоснования, ряд компаний давно начали весьма успешно применять методы прямого обнаружения и локализации залежей углеводородов по амплитудно-частотным аномалиям сейсмического шума [Авербух и др., 1978; Графов и др., 1996; Арутюнов и др., 1997; Lambert et al., 2009; Бережной и др., 2008; Кузнецов и др., 2016]. Возможно, первым подобный эффект обнаружил Б.Б. Голицын. Интерпретируя результаты наблюдений в Баку в 1915 г., он отметил “особый вид” микросейсмических колебаний в районе периодов около 2 с и предположил, что “... вероятно, существует тесная связь между этим особым видом колебаний и наличием слоев нефти под землей ...”. Предположение о том, что среда, насыщенная углеводородами, генерирует микросейсмические колебания в определенном частотном диапазоне, используется и в современных работах. Считается, что в зависимости от района расположения нефтегазовые залежи вносят возмущения в амплитудно-частотные свойства микросейсмических волновых процессов в разных диапазонах от 1–12 Гц [Графов и др., 1996; Akbar et al., 2013; Хогоев и др., 2019] до 2–150 Гц [Хогоева, Хогоев, 2021].

Интересные результаты на Астраханском газоконденсатном месторождении продемонстрировал рассмотренный выше метод микросейсмического зондирования [Горбатикив и др., 2010]. Полученные авторами [Горбатикив и др., 2010] вариации микросейсм в диапазоне частот от 0.03 Гц до 1 Гц позволили смоделировать трехмерное распределение относительных скоростей

S-волн до глубин в несколько десятков километров и получить новые данные о строении месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследования микросейсмического шума сегодня находят применение во многих областях наук о Земле, и для определения связи колебаний со структурой и процессами, происходящими в среде, необходимо использовать все имеющиеся в арсенале современной науки инструменты.

Список литературы, посвященной вопросу изучения микросейсмических колебаний, охватывает сотни работ и вряд ли в одной статье возможно их рассмотреть. В последние десятилетия развитие теоретических представлений, усовершенствование приборной базы и методических подходов к анализу данных позволили существенно продвинуться в изучении основных факторов, влияющих на формирование микросейсмических колебаний в различных частотных диапазонах.

Проведенный анализ показал разнообразие сложившихся подходов к использованию микросейсм в геофизических исследованиях. В данном обзоре внимание было уделено методам, позволяющим проанализировать вариации параметров шума во времени и пространстве. Одним из центральных представляется вывод о важности формирования вероятностной модели микросейсмического шума в широком диапазоне периодов за длительный интервал наблюдений. Использование долговременных измерений микросейсмических колебаний делает возможным обнаружение достаточно слабых изменений напряженно-деформированного состояния массива горных пород и восстановление модели геологических неоднородностей, что является весьма перспективным как для контроля состояния массива, так и, возможно, для выявления сейсмологических предвестников землетрясений. Следовательно, в список перспективных инструментов геофизического мониторинга сейсмической сети можно включить построение модели локальных скоростных аномалий/неоднородностей участков земной коры; а также сопоставление полученных результатов с расположением очагов значимых землетрясений. Основанием для этого будет исследование частотного состава микросейсмического шума в области проведения измерений на основе кросс-корреляционных методов, и оценка скорости распространения волн. Исследование распределения источников шума, локализация наиболее активных областей формирования микросейсм, дальнейший анализ амплитудно-частотных и поляризационных параметров микросейсмического поля, позволит, с одной стороны, выделить наиболее вероятные механизмы генерации микросейсм, а с другой,

позволит получить количественные индикаторы процессов, происходящих во вмещающем массиве среды.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность кандидату физ.-мат. наук С.Б. Кишкиной и профессору, доктору физ.-мат. наук Г.Г. Кочаряну за ценные советы и замечания при подготовке статьи. Авторы также глубоко признательны рецензентам, чьи замечания позволили существенно улучшить изложение материала.

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке гранта Российского научного фонда (РНФ № 22-27-20066, <https://rscf.ru/project/22-27-20066>) и с использованием данных, полученных на УНУ “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Авсюк Ю.Н.* Приливные силы и природные процессы. М.: ОИФЗ РАН, 1996. 188 с.
- Авербух А.Г., Гогоненков Г.Н., Гриншпун А.В. и др.* Аномалии кинематических и динамических характеристик волн, отраженных от нефтегазоносных залежей // Прикладная геофизика. № 95. М.: Недра, 1978. С. 62–75.
- Адушкин В.В., Спивак А.А., Харламов В.А.* Влияние лунно-солнечного прилива на вариации геофизических полей на границе земная кора атмосфера // Физика Земли. 2012. № 2. С. 14–26.
- Алешин А.С.* Фундаментальные аспекты сейсмического микрорайонирования // Сейсмостойкое строительство. Безопасность сооружений. 2017. № 4. С. 8–17.
- Ананко М.Ю., Смирнов В.Б.* Генерация высокочастотного сейсмического шума поверхностным ветровым воздействием // Вулканология и сейсмология. 1994. № 4/5. С. 205–214.
- Арсеньев С.А., Рыкунов Л.Н., Шелковников Н.К.* Нелинейная генерация второй гармоники длинной волны 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 МГУ. Серия 3. Физика. Астрономия. 2006. № 2. С. 62–65.
- Арутюнов С.Л., Кузнецов О.Л., Карнаухов С.М. и др.* АНЧАР – новые принципы разведочной геофизики // Международная геофизическая конференция и выставка ЕАГО // Сборник тезисов SEG, EAGE. М., 1997.
- Бережной Д.В., Биряльцев Е.В., Биряльцева Т.Е. и др.* Анализ спектральных характеристик микросейсм как метод изучения структуры геологической среды. Казань: Изд-во КГУ, 2008. С. 360–386.
- Беседина А.Н.* Анализ параметров низкочастотного микросейсмического фона на Камчатке. Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. [Электронный ресурс] // Труды Седьмой научно-технической конференции 29 сентября–7 октября 2019 г. Петропавловск-Камчатский, 2019.
- Беседина А.Н., Батухтин И.В., Остапчук А.А.* Анализ параметров микросейсмических колебаний центральной части Восточно-Европейской платформы / Динамические процессы в геосферах. Вып. 9 // Сборник научных трудов ИДГ РАН. М.: ГЕОС, 2017. С. 43–50.
- Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г. и др.* Анализ микросейсмического фона до и после сильных землетрясений на примере Чилийской зоны субдукции // Физика Земли. 2020. № 2. С. 10–20.
- Бончковский В.Ф.* Микросейсм и их причины // Тр. Сейсмологического ин-та АН СССР. 1946. № 120. С. 15–21.
- Винник Л.П.* Структура 4–6-секундных микросейсм // Докл. АН СССР. 1965. Т. 162. № 5. С. 1041–1044.
- Винник Л.П., Денисков А.С., Коньков Т.Д.* Структура микросейсм в области частот около 1 Гц. Результаты наблюдений // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1967. № 8. С. 21–28.
- Гайский В.Н.* Статистические исследования сейсмического режима. М.: Наука, 1970. 124 с
- Гальперин Е.М., Винник Л.П., Петерсен Н.В.* О модуляции высокочастотного сейсмического шума приливными деформациями литосферы // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1987. № 12. С. 102–109.
- Гальперин Е.И., Ситников А.В., Кветинский С.И. и др.* Опыт и результаты экспериментального изучения высокочастотных сейсмических шумов // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1989. № 10. С. 99–109.
- Кн. Голицынъ Б.Б.* О микросейсмических колебаниях // Известия Императорской Академии Наукъ. 1909. Серия VI. Т. 3. Выпуск 1. С. 59–68. Доложено въ засѣданіи Физико-Математическаго Отдѣленія 10 декабря 1908 г. (Голицынъ Б.Б. О микросейсмических колебаниях // Известия Императорской Академии Наук. 1909. Серия VI. Т. 3. Выпуск 1. С. 59–68)
- Голицын Б.Б.* Избранные труды // Т. 2. Сейсмология. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 490 с.
- Горбатилов А.В., Барабанов В.Л.* Опыт использования микросейсм для оценки состояния верхней части земной коры // Физика Земли. 1993. № 7. С. 85–90.
- Горбатилов А.В., Степанова М.Ю.* Результаты исследований статистических характеристик и свойств стационарности низкочастотных микросейсмических сигналов // Физика Земли. 2008. № 1. С. 57–67.
- Горбатилов А.В., Цуканов А.А.* Моделирование волн Рэлея вблизи рассеивающих скоростных неоднородностей. Исследование возможностей метода микросейсмического зондирования // Физика Земли. 2011. № 4. С. 96–112.
- Горбатилов А.В., Степанова М.Ю., Кораблев Г.Е.* Закономерности формирования микросейсмического поля под влиянием локальных геологических неоднородно-

- стей и зондирование среды с помощью микросейсм // Физика Земли. 2008. № 7. С. 66–84.
- Горбатов А.В., Степанова М.Ю., Цуканов А.А.* Новая технология микросейсмического зондирования для изучения глубинного строения месторождений нефти и газа // Нефтяное хозяйство. 2010. № 6. С. 15–17.
- Графов Б.М., Арутюнов С.Л., Казаринов В.Е. и др.* Анализ геоакустического излучения низкочастотной залежи при использовании технологии АНЧАР // Геофизика. 1996. № 5. С. 24–28.
- Дубянский В.И., Рослов Ю.В., Силкин К.Ю.* Предварительные результаты изучения информативного содержания микросейсмических шумов сейсмограмм МОВ ОГТ, полученных в условиях мелководного шельфа (Обская губа) // Вестник МГУ. Серия: Геология. 2009. № 1. С. 127–133.
- Зайцев В.Ю., Салтыков В.Л., Матвеев Л.А.* Модуляция высокочастотных сейсмических шумов приливными деформациями: особенности эффекта перед сильными землетрясениями и предлагаемый физический механизм // Физика Земли. 2011. № 11. С. 3–17.
- Запольский К.К.* Измерения уровня и спектрального состава короткопериодных микросейсм // Вопросы инженерной сейсмологии. 1960. № 3. С. 153–164.
- Захаров В.Е.* Устойчивость периодических волн конечной амплитуды на поверхность глубокой жидкости // Прикладная механика и техн. физика. 1968. № 2. С. 86.
- Капустян Н.К.* Антропогенные микросейсмические – новый инструмент геодинамического мониторинга // Геодинамика и техногенез. Ярославль, 2000. С. 64–67.
- Капустян Н.К., Юдахин Ф.Н.* Сейсмические исследования техногенных воздействий на земную кору и их последствий. Екатеринбург, 2007. 416 с.
- Каррыев Б.С.* Исследование высокочастотных сейсмических шумов Ашхабадского сейсмоактивного района // Дисс. ... канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 216 с.
- Кедров О.К.* Сейсмические методы контроля ядерных испытаний. М.: ИФЗ РАН, Саранск, 2005. 418 с.
- Кишкина С.Б.* Особенности микросейсмического фона в разных районах России // Сборник научных трудов ИДГ РАН “Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли”. 2003. Книга 1. С. 142–152.
- Кишкина С.Б., Спивак А.А.* Проявление резонансных свойств земной коры в микросейсмических колебаниях // ДАН. 2003. № 4. С. 543–545.
- 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, 2021. С. 193–194.
- Колосова Е.А., Лукк А.А., Серова О.А., Сидорин А.Я.* Природные и техногенные источники триггерной активности сейсмичности и сейсмического шума // Наука и технологические разработки. 2015. Т. 94. № 4. С. 30–43.
- Королева Т.Ю.* Карты распределения скоростей волн Релея на территории Кавказа по данным кавказской сети CNET // Российский сейсмологический журнал. 2020. Т. 2. № 3. С. 70–77.
<https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.3.06>
- 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.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.
- Кочарян Г.Г., Родионов В.Н.* О природе тектонических сил // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 304–305.
- Кочарян Г.Г., Федоров А.Е.* Об особенностях механики сейсмического процесса в блочной геофизической среде // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 6. С. 1345–1349.
- Кочарян Г.Г., Кабыченко Н.В.* Проявление блоковых движений в длиннопериодном сейсмическом фоне // Сборник научных трудов ИДГ РАН “Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли”. 2003. Книга 1. С. 98–107.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ “Академкнига”, 2003. 423 с.
- Кочарян Г.Г., Остапчук А.А.* Изменение жесткости разломной зоны в ходе сейсмического цикла // Докл. Академии Наук. 2011. Т. 441. № 3. С. 384–387.
- Кочарян Г.Г., Локтев Д.Н., Ряховский И.А., Санина И.А.* Уникальная научная установка “среднеширотный комплекс геофизических наблюдений “Михнево” // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 2. С. 1–6.
<https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-2-0590>
- Кугаенко Ю.А., Салтыков В.А., Сеницын В.И., Шишкин А.А.* Первые результаты исследования сейсмических шумов на о. Шикотан по данным долговременных наблюдений // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 3. С. 33–43.
- Кузнецов О.Л., Чиркин И.А., Радван А.А., Ризанов Е.Г., Колигаев С.О.* Сейсмические исследования на разрабатываемых месторождениях нефти и газа (промысловая сейсмометрия) // Научно-технический вестник “КАРОТАЖНИК”. 2016. Т. 12(270). С. 39–66.
- Лисейкин А.В., Селезнев В.С.* Важнейшие результаты научной деятельности Сейсмологического филиала ФИЦ ЕГС РАН в 2016–2020 гг. (сейсмические исследования) // Российский сейсмологический журнал. 2021. Т. 3. № 1. С. 54–74.
<https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.1.04>
- Любушин А.А.* Сейсмическая катастрофа в Японии 11 марта 2011 года. Долгосрочный прогноз по низкочастотным микросейсмам // Геофизические процессы и биосфера. 2011. Т. 10. № 1. С. 9–35.
- Любушин А.А.* Связь полей низкочастотных сейсмических шумов Японии и Калифорнии // Физика Земли. 2016. № 6. С. 28–38.
- Любушин А.А., Малугин В.А., Казанцева О.С.* Мониторинг приливных вариаций уровня подземных вод в

- группе водоносных горизонтов // *Физика Земли*. 1997. № 4. С. 52–64.
- Мещеракова В.А., Герасимова А.А.* Исследование спектральных характеристик шума и оценка его влияния на возможность регистрации сейсмических событий Карельской сейсмологической сети // *Вестник ВГУ. Геология*. 2019. № 2. С. 100–106.
- Михайлова Н.Н., Комаров И.И.* Спектральные характеристики сейсмического шума по данным Казахских станций мониторинга // *Вестник НЯЦ РК*. 2006. Т. 2. С. 19–26.
- Монахов Ф.И.* Низкочастотный сейсмический шум Земли. М.: Наука, 1977. 95 с.
- Монахов Ф.И., Пасечник И.П., Шебалин Н.В.* Сейсмические и микросейсмические наблюдения на Советских станциях в период МГГ. М.: АН СССР, 1959. 37 с.
- Родионов В.Н., Кондратьев С.В.* Движение масс вблизи земной поверхности в приливной волне // *Очерк геомеханики*. М: Научный мир, 1996. 64 с.
- Рыкунов Л.Н.* Микросейсмь. Экспериментальные характеристики естественных микровибраций грунта в диапазоне периодов 0.07–8 с. М.: Наука, 1967. 86 с.
- Рыкунов Л.Н., Хаврошкин О.Б., Цылаков В.В.* Лунно-солнечная приливная периодичность в линиях спектров временных вариаций высокочастотных микросейсм // *Докл. АН СССР*. 1980. Т. 252. № 3. С. 577–580.
- Саваренский Е.Ф.* Сейсмические волны. М.: Недра, 1972. 293 с.
- Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П.* Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Гостехтеоретиздат, 1949. 343 с.
- Салтыков В.А.* Механизм приливных эффектов в сейсмичности на основе модели амплитудно-зависимой диссипации // *Физическая мезомеханика*. 2014. Т. 17. № 5. С. 103–110.
- Салтыков В.А.* Приливные эффекты в высокочастотных микросейсмических шумах в сейсмоактивном регионе / *Дисс. ... доктора физ.-мат. наук*. М., 2017. 303 с.
- Салтыков В.А., Кугаенко Ю.Л.* Особенности пространственной связи приливной компоненты сейсмических шумов с областями подготовки сильных землетрясений (по материалам долговременных режимных наблюдений на Камчатке) // *Физика Земли*. 2007. № 9. С. 48–60.
- Салтыков В.А., Кугаенко Ю.А., Сеницын В.И., Чебров В.Н.* Предвестники сильных землетрясений на Камчатке по данным мониторинга сейсмических шумов // *Вулканология и сейсмология*. 2008. № 2. С. 110–124.
- Сероглазов Р.Р.* О возбуждении эндогенных короткопериодных микросейсм // *Доклады Академии наук Белорусской ССР*. 1988. Т. 32. № 7. С. 654.
- Сероглазов Р.Р.* Эндогенные свойства короткопериодных микросейсм // *Вулканология и сейсмология*. 1991. № 4. С. 32–43.
- Сероглазов Р.Р., Аронов А.Г., Колковский В.М., Аронова Т.И.* Структура, пространственно-временные и частотные характеристики сейсмического шума на территории Беларуси // *Литасфера*. 2009. Т. 2. № 19. С. 85–94.
- Сидорин А.Я.* Влияние Солнца на сейсмичность и сейсмический шум // *Сейсмические приборы*. 2004. Т. 40. С. 71–80.
- Соболев Г.А.* Вариации микросейсм перед сильным землетрясением // *Физика Земли*. 2004. № 6. С. 3–13.
- Соболев Г.А.* Серии асимметричных импульсов в минутном диапазоне микросейсм как индикаторы метастабильного состояния сейсмоактивных зон // *Физика Земли*. 2008. № 4. С. 3–16.
- Соболев Г.А.* Сейсмический шум. М.: ООО “Наука и образование”, 2014. 272 с.
- Соболев Г.А., Любушин А.А.* Микросейсмические импульсы как предвестники землетрясений // *Физика Земли*. 2006. № 9. С. 5–17.
- Соболев Г.А., Любушин А.А.* Микросейсмические аномалии перед землетрясением 26 декабря 2004 г. на Суматре // *Физика Земли*. 2007. № 5. С. 3–16.
- Соболев Г.А., Любушин А.А., Закржевская Н.А.* Синхронизация микросейсмических колебаний в минутном диапазоне периодов // *Физика Земли*. 2005. № 8. С. 3–27.
- Спивак А.А.* Релаксационный контроль и диагностика массивов горных пород // *Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых*. 1994. № 5. С. 8–26.
- Спивак А.А., Кишкина С.Б.* Исследование микросейсмического фона с целью определения активных тектонических структур и геодинамических характеристик среды // *Физика Земли*. 2004. № 7. С. 35–49.
- Табулевич В.Н.* Комплексные исследования микросейсмических колебаний. Новосибирск: Наука, 1986. 151 с.
- Тубанов Ц.А., Предин 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.
- Тюпкин Ю.С.* Модулирование слабой сейсмичности приливными деформациями перед сильными землетрясениями // *Вулканология и сейсмологи*. 2002. № 3. С. 3–10.
- Шулейкин В.В.* Физика моря. М., 1941. 835 с.
- Шулейкин В.В.* Очерки по физике моря. М., 1949. 335 с.
- Хогоев Е.А., Хогоева Е.Е., Шемякин М.Л.* О микросейсмическом отклике среды и возможности его использования при разведке месторождений углеводородов // *Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири*. 2019. Т. 3. № 39. С. 80–84.
- Хогоева Е.Е., Хогоев Е.А.* Возможность интеграции микросейсмического анализа с другими геофизическими методами на примере газоконденсатного месторождения // *Interexpo GEO-Siberia*. 2021. <https://doi.org/10.33764/2618-981X-2021-2-3-55-60>
- 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.

- Яковлев А.П., Алешин В.А.* Исследование монохроматических компонент в высокочастотном сейсмическом шуме // *Физика Земли*. 1994. № 3. С. 3–19.
- Яновская Т.Б.* К теории метода микросейсмического зондирования // *Физика Земли*. 2017. № 6. С. 18–23.
- 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., Mielela K., Salima J., Mruta 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. № 3. P. 1892–1905.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggx133>
- Akbar M.F., Afnimar, Nugraha A.D., Ramadhan D., Mulyanagara G.* Application and Noise Analysis of Passive Seismic Method for Hydrocarbon Reservoir // *Proceedings HAGI-IAGI Joint Convention Medan*. 2013.
- 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 // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 3436–3444.
<https://doi.org/10.1002/2017GL076690>
- Arduin F.* Large-scale forces under surface gravity waves at away bottom: A mechanism for the generation of primary microseisms // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45.
<https://doi.org/10.1029/2018GL078855>
- Arduin 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>
- Arduin F., Balanche A., Stutzmann E., Obrebski M.* From seismic noise to ocean wave parameters: General methods and validation // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. P. C05002.
<https://doi.org/10.1029/2011JC007449>
- Bard P.* Microtremor measurements: A Tool for the Effect Estimation? // *The Effects of Surface Geology on Seismic motion—recent progress and new horizon on ESG study* / Eds K. Irikura, K. Kudo, H. Okada, T. Sasatani. Rotterdam: Balkema, 1999. № 3. P. 1251–1279.
- Benjamin T.B., Feir J.E.* The Disintegration of Wave trains on Deep Water. Part 1: Theory // *J. Fluid Mech.* 1967. V. 27. P. 417–430.
<https://doi.org/10.1017/S002211206700045X>
- 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.1365-270246X.2007.03374.x>
- Besedina A.N.* Study of microseismic ambient noise in mine of Korobkovskoe ore deposit // *AIP Conference Proceedings*. 2020. V. 2310. P. 020029.
<https://doi.org/10.1063/5.0034312>
- Bonnefoy-Claudet S., Cotton F., Bard P.-Y.* The nature of noise wavefield and its applications for site effects studies: A literature review // *Earth-Science Reviews*. 2006a. V. 79. P. 205–227.
- Bonnefoy-Claudet S., Cornou C., Bard P.-Y., Cotton F., Moczo P., Kristek J., Feah D.* H/V ratio: A tool for site effects evaluation. Results from 1-D noise simulations // *Geophysical Journal International*. 2006b. V. 167. № 2. P. 827–837.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03154.x>
- Brenguier F., Campillo M., Hadziioannou C., Shapiro N.M., Nadeau R.M., Larose E.* Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations // *Science*. 2008a. V. 321. P. 1478–1481.
- Brenguier F., Shapiro N. M., Campillo M., Ferrazzini V., Dupute Z., Coutant O., Nercessian A.* Towards forecasting volcanic eruptions using seismic noise // *Nature Geoscience*. 2008b. V. 1. P. 126–130.
- Brenguier F., Campillo M., Takeda T., Aoki Y., Shapiro N. M., Briand X., Emoto K., Miyake H.* Mapping pressurized volcanic fluids from induced crustal seismic velocity drops // *Science*. 2014. V. 345. № 6192. P. 80–82.
<https://doi.org/10.1126/science.1254073>
- Brenguier F., Boué P., Ben-Zion Y., Vernon F., Johnson C.W., Mordret A. et al.* Train traffic as a powerful noise source for monitoring active faults with seismic interferometry // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 9529–9536.
<https://doi.org/10.1029/2019GL083438>
- Campillo M., Paul A.* Long-range correlations in the diffuse seismic coda // *Science*. 2003. V. 299. P. 547–549.
- 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* / Ed. Harsh K. Gupta. Dordrecht: 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 J.A., Barstow N., Pomeroy P.W., Chael E.P., Leahy P.J.* High-frequency seismic noise as a function of depth // *Bull. of the Seismological Society of America*. 1991. V. 81. № 4. P. 1101–1114.
- Chen J.H., Froment B., Liu Q.Y., Campillo M.* Distribution of seismic wave speed changes associated with the 12 May 2008 M_w 7.9 Wenchuan earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2010. V. 37. P. L18302.
<https://doi.org/10.1029/2010GL044582>
- Clements T., Denolle M.A.* Tracking groundwater levels using the ambient seismic field // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 6459–6465.
<https://doi.org/10.1029/2018GL077706>
- Davy C., Stutzmann E., Barruol G., Fontaine F.R., Schimmel M.* Sources of secondary microseisms in the Indian Ocean // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 202. P. 1180–1189.

- Durand S., Montagner J.P., Roux P., Brenguier F., Nadeau R.M., Ricard Y.* Passive monitoring of anisotropy change associated with the Parkfield 2004 earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. P. L13303.
<https://doi.org/10.1029/2011GL047875>
- 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)
- Flinn E.A.* Signal analysis using rectilinearity and direction of particle motion // *Proc. IEEE.* 1965. V. 53. № 12. P. 1874–1876.
- Fukao Y., Nishida K., Kobayashi N.* Seafloor topography, ocean infragravitywaves, and background Love and Rayleigh waves // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. B04302.
<https://doi.org/10.1029/2009JB006678>
- Gassenmeier M., Sens-Schönfelder C., Delatre M., Korn M.* Monitoring of environmental influences on seismic velocity at the geological storage site for CO₂ in Ketzin (Germany) with ambient seismic noise // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 200. № 1. P. 524–533.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggu413>
- Gualtieri L., Stutzmann E., Capdeville Y., Arduin F., Schimmel M., Mangeney A., Morelli A.* Modelling secondary microseismic noise by normal mode summation // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 193. P. 1732–1745.
- Gualtieri L., Bachmann E., Simons F.J., Tromp J.* The origin of secondary microseism Love waves // *Proc. Natl. Acad. Sci. USA.* 2020. V. 117. № 47. P. 29504–29511.
<https://doi.org/10.1073/pnas.2013806117>
- Gómez-García C., Brenguier F., Boué P., Shapiro N.M., Droznin D.V., Droznina S.Ya., Senyukov S.L., Gordeev E.I.* Retrieving robust noise-based seismic velocity changes from sparse data sets: synthetic tests and application to Klyuchevskoy volcanic group (Kamchatka) // *Geophys. J. Int.* 2018. V. 214. № 2. P. 1218–1236.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggy190>
- Harms J., Acernese F., Barone F., Bartos I., Beker M., van den Brand J.F.J., Wand V.* Characterization of the seismic environment at the Sanford Underground Laboratory, South Dakota // *Classical and Quantum Gravity.* 2010. V. 27. № 22. P. 225011.
<https://doi.org/10.1088/0264-9381/27/22/225011>
- Hasselmann K.* A statistical analysis of the generation of microseisms // *Rev. Geophys.* 1963. V. 1. P. 177–210.
- Hillers G., Ben-Zion Y., Campillo M., Zigone D.* Seasonal variations of seismic velocities in the San Jacinto fault area observed with ambient seismic noise // *Geophysical Journal International.* 2015. V. 202. № 2. P. 920–932.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggv151>
- Hobiger M., Wegler U., Shiomi K., Nakahara H.* Coseismic and postseismic elastic wave velocity variations caused by the 2008 Iwate-Miyagi Nairiku earthquake, Japan // *J. Geophys. Res. Solid. Earth.* 2012. V. 117. P. 1–19.
<https://doi.org/10.1029/2012JB009402>
- Hobiger M., Wegler U., Shiomi K., Nakahara H.* Coseismic and post-seismic velocity changes detected by Passive Image Interferometry: comparison of one great and five strong earthquakes in Japan // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 205. P. 1053–1073.
- Hutt C.R., Ringler A.* A summary of STS-2 low-noise installation methods tested at the USGS Albuquerque seismological laboratory. 2009.
- Ikeda T., Tsuji T.* Temporal change in seismic velocity associated with an offshore M_w 5.9 Off-Mie earthquake in the Nankai subduction zone from ambient noise cross-correlation // *Prog. Earth Planet. Sci.* 2018. V. 5. № 62.
- Kanasewich E.R.* Time Sequence Analysis in Geophysics. Edmonton: The University of Alberta Press, 1973. P. 274–296.
- Kedar S., Longuet-Higgins M., Graham F.W.N., Clayton R., Jones C.* The origin of the deep ocean microseisms in the North Atlantic Ocean // *Proc. R. Soc. Lond. Ser. A.* 2008. V. 464(2091). P. 777–793.
- 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>
- Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V.* Traces of laboratory earthquake nucleation in the spectrum of ambient noise // *Scientific Reports.* 2018. № 8. P. 10764.
<https://doi.org/10.1038/s41598-018-28976-9>
- 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 // *J. of Geophys. Res.* 2009. V. 114(B10). P. B10310.
<https://doi.org/10.1029/2009JB006307>
- Lambert M.A., Schmalholz S.M., Saenger E.H., Steiner B.* Low-frequency microtremor anomalies at an oil and gas field in Voitsdorf, Austria // *Geophysical Prospecting.* 2009. V. 57. P. 393–411.
- Landès M., Hubans F., Shapiro N.M., Paul A., Campillo M.* Origin of deep ocean microseisms by using teleseismic body waves // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. B05302.
- Larose E., Carriere S., Voisin C., Bottelin P., Baillet L., Gueguen P. et al.* Environmental seismology: What can we learn on earth surface processes with ambient noise? // *Journal of Applied Geophysics.* 2015. V. 116. P. 62–74.
<https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.02.001>
- Lecocq T., Longuevergne L., Pedersen H.A., Brenguier F., Stammer K.* Monitoring ground water storage at mesoscale using seismic noise: 30 years of continuous observation and thermo-elastic and hydrological modeling // *Sci. Rep.* 2017. V. 7. № 1. P. 14241.
- Lermo J., Chavez-Garcia F.J.* Site effect evaluation using spectral ratios with only one station // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1993. V. 83. № 5. P. 1574–1594.
- Li H., Qu K., Rong W., Tuo X., Lu J., Wang R., Wang X., Courtois J.* PolarGUI: A MATLAB-Based Tool for Polarization Analysis of the Three-Component Seismic Data Using Different Algorithms // *Seismol. Res. Lett.* 2021.

- V. XX. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1785/0220200439>
- 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>
- 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>
- Lyubushin A.A.* Synchronization trends and rhythms of multifractal parameters of the field of low-frequency microseismic // *Iz. Phys. Solid. Earth*. 2009. № 45. P. 381–394.
- Lyubushin A.* Low-Frequency Seismic Noise Properties in the Japanese Islands // *Entropy*. 2021. V. 23. № 4. P. 474.
<https://doi.org/10.3390/e23040474>
- Lyubushin A.* Investigation of the Global Seismic Noise Properties in Connection to Strong Earthquakes // *Frontiers in Earth Science*. 2022.
<https://doi.org/10.3389/feart.2022.905663>
- Mao S., Campillo M., van der Hilst R.D., Brenguier F., Stehly L., Hillers G.* High temporal resolution monitoring of small variations in crustal strain by dense seismic arrays // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 128–137.
<https://doi.org/10.1029/2018GL079944>
- McNamara D.E., Buland R.P.* Ambient noise levels in the continental United States // *Bull. Seismol. Soc. Amer.* 2004. V. 94. № 4. P. 1517.
<https://doi.org/10.1785/012003001>
- Meier U., Shapiro N.M., Brenguier F.* Detecting seasonal variations in seismic velocities within Los Angeles basin from correlations of ambient seismic noise // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181(2). P. 985–996.
- Molchan G.* Structure of optimal strategies in earthquake prediction // *Tectonophysics*. 1991. V. 193. P. 267–276.
- Molchan G.* Space-time earthquake prediction: the error diagrams // *Pure Appl. Geophys.* 2010. V. 167. № 8–9. P. 907–917.
- Molchan G.M.* Earthquake Prediction Strategies: A Theoretical Analysis / Eds V.I. Keilis-Borok, A.A. Soloviev // *Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction*. Springer Series in Synergetics. Berlin, Heidelberg: Springer, 2003.
https://doi.org/10.1007/978-3-662-05298-3_5
- Moschetti M.P., Ritzwoller M.H., Lin F.C.* Seismic evidence for widespread crustal deformation caused by extension in the western USA // *Nature*. 2010. V. 464. P. 885–889.
<https://doi.org/10.1038/nature08951>
- Murphy A.J., Savino J.M.* A comprehensive study of long-period (20 to 200 seconds) Earth noise at the high-gain worldwide seismograph stations // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1975. V. 65. № 6. P. 1827–1862.
- Nakamura Y.* A method for dynamic characteristic estimation of subsurface using microtremor on the ground surface // *Quarterly Report of Railway Technical Research Institute*. 1989. V. 30. № 1. P. 25–33.
- Nishida K.* Earth's background free oscillations // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2013. V. 41. № 1. P. 719–740.
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-050212-124020>
- Nishida K., Kawakatsu H., Fukao Y., Obara K.* Background Love and Rayleigh waves simultaneously generated at the Pacific Ocean floors // *Geophys. Res. Lett.* 2008. V. 35. P. L16307.
<https://doi.org/10.1029/2008GL034753>
- Niu F., Silver P.G., Daley T.M., Cheng X., Majer E.L.* Pre-seismic velocity changes observed from active source monitoring at the Parkfeld SAFOD drill site // *Nature*. 2008. V. 454. P. 204–208.
- Noguchi T., Nishida R.* Determination of subsurface structure of Tottori plain using microtremors and gravity anomaly // *Journal of Natural Disaster Science*. 2002. V. 24. № 1. P. 1–13.
- Obermann A., Kraft T., Larose E., Wiemer S.* Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland) // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 2015. V. 120. P. 4301–4316.
<https://doi.org/10.1002/2014JB011817>
- Obermann A., Lupi M., Mordret A., Jakobsdóttir S.S., Miller S.A.* 3D-ambient noise Rayleigh wave tomography of Snæfellsjökull volcano, Iceland // *J. Volcanol. Geoth. Res.* 2016. V. 317. P. 42–52.
- Obrebski M.J., Arduin F., Stutzmann E., Schimmel M.* How moderate sea states can generate loud seismic noise in the deep ocean // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. P. L11601.
<https://doi.org/10.1029/2012GL051896>
- Ohmi S., Hirahara K., Wada H., Ito K.* Temporal variations of crustal structure in the source region of the 2007 Noto Hanto Earthquake, central Japan, with passive image interferometry // *Earth Planets Space*. 2008. V. 60. P. 1069–1074.
- Olivier G., Brenguier F., Campillo M., Lynch R., Roux P.* Body-wave reconstruction from ambient seismic noise correlations in an underground mine // *Geophysics*. 2015a. V. 80. № 3. P. KS11–KS25.
<https://doi.org/10.1190/GEO2014-0299.1>
- Olivier G., Brenguier F., Campillo M., Roux P., Shapiro N.M., Lynch R.* Investigation of coseismic and postseismic processes using in situ measurements of seismic velocity variations in an underground mine // *Geophys. Res. Lett.* 2015b. V. 42.
<https://doi.org/10.1002/2015GL065975>
- Park J., Vernon F.L., Lindberg C.R.* Frequency dependent polarization analysis of high-frequency seismograms // *J. of Geophys. Res.* 1987. V. 92(B12). P. 12,664–12,674.
<https://doi.org/10.1029/JB092iB12p12664>
- Peterson J.* GDSN Enhancement Studies Final Report, ARPA Order No. 4259, USGS Albuquerque Seismological Laboratory, Albuquerque, New Mexico, 1982.
- Peterson J.* Observation and modeling of seismic background noise U.S. // *Geol. Surv. Open-File Rept.* 93–322. 1993. 95 p.
- Podolskiy E.A., Walter F.* Cryoseismology // *Reviews of Geophysics*. 2016. V. 54. P. 708–758.
<https://doi.org/10.1002/2016RG000526>

- Poupinet G., Ellsworth W.L., Frechet J.* Monitoring velocity variations in the crust using earthquake doublets: An application to the Calaveras Fault, California // *J. Geophys. Res.* 1984. V. 89. P. 5719–5731.
- Richter T., Sens-Schönfelder C., Kind R., Asch G.* Comprehensive observation and modeling of earthquake and temperature related seismic velocity changes in northern Chile with passive image interferometry // *J. Geophys. Res.* Solid Earth. 2014. V. 119. P. 4747–4765.
<https://doi.org/10.1002/2013JB010695>
- Roux P., Sabra K.G., Gerstoft P., Kuperman W.A., Fehler M.C.* P-waves from cross-correlation of seismic noise // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. P. L19303.
- Samson J.C.* Pure states, polarized waves, and principal components in the spectra of multiple, geophysical time-series // *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 1983. V. 72. P. 647–664.
- Sánchez-Pastor P., Obermann A., Schimmel M.* Detecting and locating precursory signals during the 2011 El Hierro, Canary Islands, submarine eruption // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 10,288–10,297.
<https://doi.org/10.1029/2018GL079550>
- Sánchez-Pastor P., Obermann A., Schimmel M., Weemstra C., Verdel A., Jousset, P.* Short- and long-term variations in the Reykjanes geothermal reservoir from seismic noise interferometry // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 5788–5798.
<https://doi.org/10.1029/2019GL082352>
- Seismic ambient noise / Eds N. Nakata, L. Gualtieri, A. Fichtner. Cambridge: Cambridge University Press, 2019. 344 p.
- Sens-Schönfelder C., Wegler U.* Passive image interferometry and seasonal variations of seismic velocities at Merapi Volcano, Indonesia // *Geophys. Res. Lett.* 2006. V. 33. P. L21302.
<https://doi.org/10.1029/2006GL027797>
- Shapiro N.M., Campillo M., Stehly L., Ritzwoller M.H.* High resolution surface wave tomography from ambient seismic noise // *Science.* 2005. V. 307. P. 1615–1618.
- Smalls P.T., Sohn R.A., Collins J.A.* Lake-Bottom Seismograph Observations of Microseisms in Yellowstone Lake // *Seismolog. Res. Lett.* 2019. V. 90. P. 1200–1208.
<https://doi.org/10.1785/0220180242>
- Snieder R.* Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: A derivation based on stationary phase // *Phys. Rev. E.* 2004. V. 69. P. 046610.
- Snieder R.* The theory of coda wave interferometry // *Pure Appl. Geophys.* 2006. V. 163. № 2–3. P. 455–473.
- Snieder R., Grêt A., Douma H., Scales J.* Coda wave interferometry for estimating nonlinear behaviour in seismic velocity // *Science.* 2002. V. 295(5563). P. 2253–2255.
<https://doi.org/10.1126/science.1070015>
- Sovic I., Sariri K., Zivcic M.* High frequency microseismic noise as possible earthquake precursor // *Research in Geophysics.* 2013. V. 3. № 1. P. 8–12.
<https://doi.org/10.4081/rg.2013.e2>
- Stehly L., Fry B., Campillo M., Shapiro N.M., Guilbert J., Boschi L., Giardini D.* Tomography of the Alpine region from observations of seismic ambient noise // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 178. P. 338–350.
- Stutzmann E., Arduin F., Schimmel M., Mangeney A., Patau G.* Modelling long-term seismic noise in various environments // *Geophys. J. Int.* 2012. V. 191. № 2. P. 707–722.
- Tanimoto T., Hadziioannou C., Igel H., Wasserman J., Schreiber U., Gebauer A.* Estimate of Rayleigh-to-Love wave ratio in the secondary microseism by colocated ring laser and seismograph // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. P. 2650–2655.
<https://doi.org/10.1002/2015GL063637>
- Vidale J.E.* Complex polarization analysis of particle motion // *Bull. Seismol. Soc. Am.* 1986. V. 76. P. 1393–1405.
- Vidale J.E., Agnew D.C., Johnston M.J.S., Oppenheimer H.* Absence of earthquake correlation with earth tides: an indication of high preseismic fault stress rate // *J. Geophys. Res.* 1998. V. 103. P. 24567–24572.
- Wang W., Ni S., Wang B.* Composition of high frequency ambient noise from cross-correlation: A case study using a small aperture array // *Earthq. Sci.* 2010. V. 23. P. 433–438.
- Webb S.C.* Seismic Noise on Land and on the Sea Floor, in *International Handbook of Earthquake and Engineering Seismology* / Ed. W.H.K. Lee // 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)
- Wegler U., Nakahara H., Sens-Schonfelder C., Korn M., Shiomi K.* Sudden drop of seismic velocity after the 2004 M_w 6.6 mid-Niigata earthquake, Japan, observed with passive image interferometry // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. P. B06305.
<https://doi.org/10.1029/2008JB005869>
- Wegler U., Sens-Schonfelder C.* Fault zone monitoring with passive image interferometry // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 168. P. 1029–1033.
- Wilson C.D.V.* The Origins and Nature of Microseisms in the Frequency Range 4 to 100 c/s // *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences.* 1953. V. 217(1129). P. 176–188.
<https://doi.org/10.1098/rspa.1953.0055>
- Withers M.M., Aster R.C., Young C.J., Chael E.P.* High-frequency analysis of seismic background noise as a function of wind speed and shallow depth // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1996. V. 86. P. 1507.
- Xu Y., Koper K.D., Burlacu R.* Lakes as a source of short-period (0.5–2 s) microseisms // *J. of Geophys. Res.: Solid Earth.* 2017. V. 122. P. 8241–8256.
<https://doi.org/10.1002/2017JB014808>
- Yang Y., Ritzwoller M.H., Lin F.-C., Moschetti M.P., Shapiro N.M.* The structure of the crust and uppermost mantle beneath the western US revealed by ambient noise and earthquake tomography // *J. of Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. B12310.
<https://doi.org/10.1029/2008JB005833>
- Young C.J., Chael E.P., Withers M.M., Aster R.C.* A Comparison of the High-Frequency (>1 Hz) Surface and Subsurface Noise Environment at Three Sites in the United States // *Bull. of the Seismological Society of America.* 1996. V. 86. № 5. P. 1516–1528.

Microseisms as a Tool for Geophysical Research. A Review

A. N. Besedina¹, * and Ts. A. Tubanov¹

¹*Dobretsov Geological Institute SB RAS, Sakhyanova str., 6a, Ulan-Ude, 670047 Russia*

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

Considering seismic ambient noise as a tool for geophysical research, the spatial and temporal characteristics of the noise itself are of a great interest. Characterization of energy and frequency distributions of the microseisms is an important stage of the research. The review considers the main mechanisms of generation of microseismic oscillations in a wide frequency range, including primary and secondary microseisms (0.05–0.3 Hz), low-frequency oscillations (0.2–50 mHz), high-frequency oscillations (2–60 Hz), lake microseisms (0.5–2 Hz). The paper also describes the most popular techniques used for processing and analyzing a continuous data of seismic ambient noise; a wide range of geophysical problems was demonstrated, which use the results of seismic monitoring.

Keywords: microseisms, seismic ambient noise, seismic waves, model of local inhomogeneities, area of the earth's crust, frequency range, power spectral density, seismic monitoring