

АНАЛИЗ МИКРОСЕЙСМИЧЕСКОГО ФОНА ДО И ПОСЛЕ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ ЧИЛИЙСКОЙ ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

© 2020 г. А. Н. Беседина¹, *, С. Б. Кишкина¹, Г. Г. Кочарян¹, И. А. Ряховский¹

¹Институт динамики геосфер им. М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

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

Поступила в редакцию 05.08.2019 г.

После доработки 14.10.2019 г.

Принята к публикации 14.10.2019 г.

В работе проведено исследование параметров микросейсмического фона в окрестности Чилийской зоны субдукции с целью обнаружения колебаний системы блок–разлом, аналогичных тем, которые были идентифицированы при обработке результатов проведенного ранее лабораторного эксперимента. Для анализа были привлечены данные широкополосных сейсмических станций международной сейсмической сети IRIS. Проводился расчет спектральных параметров микросейсмического фона до и после нескольких землетрясений. Выявлено, что перед землетрясениями с $M_w \geq 8$ наблюдается понижение рассчитанного значения спектрального центроида на 0.12–0.26 Гц. Длительность снижения величины спектрального центроида в диапазоне 0.008–0.45 Гц может достигать 2 сут. Предложенный подход может быть новым полезным инструментом для мониторинга активных разломов разного масштаба в режиме реального времени.

Ключевые слова: система блок–разлом, микросейсмический фон, спектральный центроид.

DOI: 10.31857/S0002333720020027

ВВЕДЕНИЕ

Идея использовать микросейсмические шумы, основные параметры которых можно получить, применяя современные измерительные и обрабатывающие методики, представляется весьма заманчивой для решения многих задач сейсмологии.

Появление цифровых методов регистрации способствовало проведению детального анализа данных, который показал, что характеристики микросейсм тесно связаны с локальными геологическими структурами участка наблюдений, в первую очередь, – с плотностью и толщиной поверхностного слоя [Nakamura, 1989]. В этой связи результаты исследований характера микросейсмического шума нашли широкое применение в инженерной сейсмологии для получения данных о структуре участка и механических характеристиках грунтов [Nakamura, 2000; Parolai, 2012; Rezaei, Choobbasti, 2017]. Широкое распространение получила методика спектрального отношения горизонтальных и вертикальных компонент сейсмического шума (NHV) [Nakamura, 1989; 2000; Konno, Ohmachi, 1998], которая позволяет получить резонансные частоты локального участка среды, оценить вероятность эффекта усиления на конкретном участке при прохождении волн от землетрясения [Tan et al., 2018; и др.].

Исходя из предположения о том, что свойства микросейсмического шума связаны с геологическим строением среды, грунтовыми условиями, а также с напряженным состоянием массива, в ряде работ предприняты попытки использовать характеристики шумов в качестве предвестников землетрясений и даже составления прогнозов [Lyubushin, 2009; Любушин, 2011; 2016; Sovic et al., 2013; Салтыков, 2014]. Некоторые исследователи полагают, что по мере приближения момента землетрясения изменяется статистическая структура микросейсмического шума. Так авторы работы [Sovic et al., 2013] считают, что в процессе подготовки землетрясения генерируется высокочастотный микросейсмический шум в диапазоне 2–25 Гц, что может служить краткосрочным предвестником землетрясения. Согласно анализу, проведенному в работе [Sovic et al., 2013], спектры микросейсмического шума в окрестности будущего (неглубокого) землетрясения заметно изменяются за один–два дня до события. В работах [Любушин, 2011; 2016] было подготовлено несколько прогнозов сильных землетрясений Японии, опираясь на выдвинутое автором предположение, что дисперсия микросейсмического шума в процессе подготовки землетрясения уменьшается и, соответственно, становится проще статистическая структура шума. Отмечается, что в преддверии землетрясения увеличивается пространственный радиус корре-

ДАННЫЕ

ляции шума, а именно, на различных станциях сейсмической сети увеличивается когерентность шумов [Lyubushin, 2009]. Опираясь на долговременные наблюдения на Камчатке [Салтыков, Кугаенко, 2007] — здесь сейсмические станции расположены в местах, удаленных от районов индустриальной и транспортной активности, авторы работы [Салтыков и др., 2008] показали, что в большом числе случаев перед сильными камчатскими землетрясениями стабилизируется уровень фазового сдвига для короткопериодных шумов, зарегистрированных разными станциями. Синхронизация длиннопериодных колебаний была ретроспективно выявлена по записям микросейсмических колебаний на станциях, расположенных за 1–2 тыс. км от очага землетрясения Суматранского события 2004 г. [Соболев, Любушин, 2007]. Авторы отметили, что за 53 ч до события началась синхронизация колебаний с преобладающим периодом до десятков минут. Подобный эффект наблюдался и перед Кроноцким землетрясением [Соболев и др., 2005; Соболев, Любушин, 2006].

В последнее десятилетие на лабораторном уровне подтвердилась гипотеза о радикальном изменении механических характеристик разломной зоны при переходе очаговой области будущего землетрясения в метастабильное состояние [Кочарян, Кабыченко, 2003; Кочарян и др., 2004; Johnson, Jia, 2005; Nedayat et al., 2014; и др.]. Было показано, что переход модельного разлома в метастабильное состояние сопровождается снижением сдвиговой жесткости разлома, предшествующим динамическому событию. В экспериментах [Кочарян и др., 2018; Kocharyan et al., 2018] было продемонстрировано снижение величины спектрального центроида спектра шума непосредственно перед эпизодами прерывистого скольжения. В каждом эксперименте после выхода на режим установившегося прерывистого скольжения в системе возбуждались колебания либо ударами, либо при помощи генератора белого шума. При этом возбуждаемые колебания не оказывали явного влияния на макроскопические параметры режима скольжения. Полученные [Кочарян и др., 2018; Kocharyan et al., 2018] результаты позволяют предположить, что изменение характеристик среды в процессе подготовки землетрясения может быть обнаружено в ходе анализа параметров микросейсмического шума.

В настоящей работе проведено исследование параметров микросейсмического фона в окрестности Чилийской зоны субдукции с целью обнаружения колебаний системы блок–разлом, аналогичных тем, которые были идентифицированы при обработке результатов лабораторного эксперимента [Кочарян и др., 2018; Kocharyan et al., 2018]. Предложенный подход может оказаться полезным инструментом для мониторинга активных разломов в режиме реального времени.

В натуральных условиях эффекты, связанные с процессами, происходящими в очаговой области при переходе среды в метастабильное состояние, могут быть “замаскированы” на фоне микросейсмического шума в исследуемом диапазоне частот или на фоне “отголосков” удаленных сильных землетрясений. С целью оценки возможности обнаружения эффекта изменения характерных частот, связанных с блоковой структурой, проводилось исследование особенностей микросейсмического фона в окрестности Чилийской зоны субдукции. Эта область является одной из наиболее сейсмоактивных на планете: считается, что погружение плиты Наска под Южно-Американскую плиту происходит со скоростью 8 см/год [Leyton et al., 2009]. Сейсмичность здесь представлена межплитными землетрясениями с глубиной расположения очага от 15 до 50 км и землетрясениями со средней глубиной очага более 50 км, происходящими в пределах погружающейся океанической плиты [Leyton et al., 2009; Montalva et al., 2017]. Большинство сильных землетрясений с магнитудой более 8, в частности, катастрофические землетрясения 2010 Maule (M_w 8.8), 2014 Iquique (M_w 8.1) и 2015 Illapel (M_w 8.3), относится к первому типу [Contreras, Boroschek, 2012].

Для анализа микросейсмического фона были привлечены данные широкополосных сейсмических станций LCO, LVC и TRQA международной сейсмической сети IRIS (<http://ds.iris.edu/ds/nodes/dmc/forms/breqfast-request/>); выбирались каналы LHZ с частотой опроса 1 Гц. Использование только вертикальных каналов связано с тем, что уровень шума на этих компонентах на несколько порядков ниже, чем на горизонтальных [Peterson, 1993]. Выбор землетрясений и их основных параметров проводился по сейсмическому каталогу USGS (<https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/search/>). Все данные были приведены к физическим величинам с учетом чувствительности измерительных каналов согласно данным сети IRIS. Например, для станции LCO сети IU параметры всех каналов доступны по ссылке <http://ds.iris.edu/mda/IU/LCO/>.

Использованные данные можно разделить на две группы. Для событий из первой выборки проводился анализ спектральных параметров микросейсмического фона перед землетрясениями. В нее входили сейсмические данные за 2010, 2014 и 2015 гг., когда произошли сильнейшие землетрясения, приуроченные к Чилийской зоне субдукции. Для каждого календарного года проводился отбор землетрясений с магнитудой больше 5. Для того, чтобы найти “отклики” на процессы подготовки землетрясения на фоне микросейсмического шума, целесообразно было рассматривать сейсмические станции в ближней зоне очага

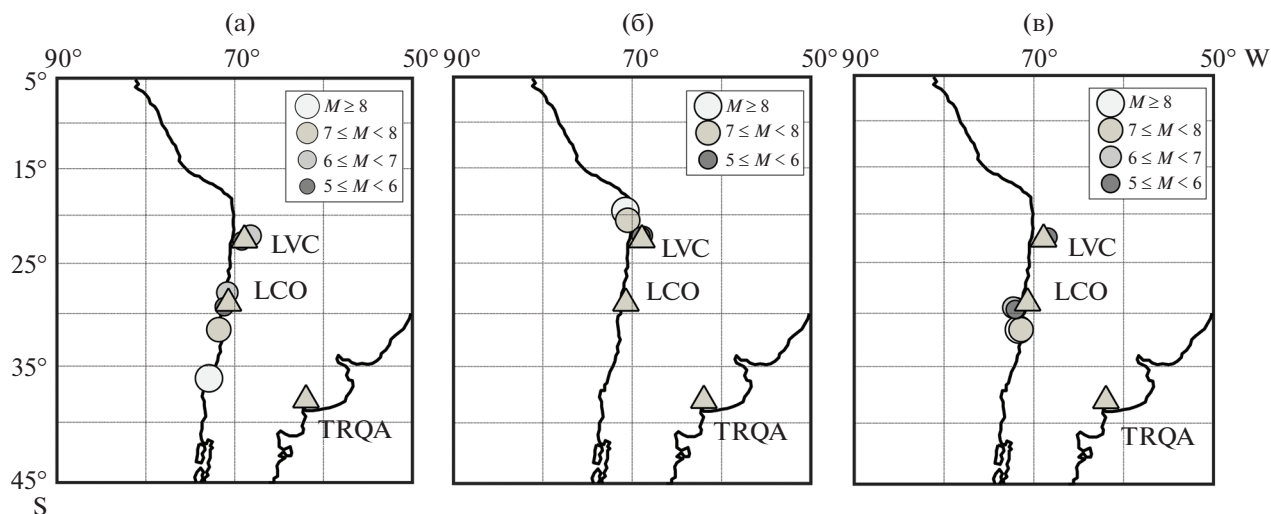


Рис. 1. Карта расположения сейсмических станций и эпицентров событий с магнитудами $M_w \geq 5$ за 2010 г. (а), 2014 г. (б) и 2015 г. (в) в Чилийской зоне субдукции. Треугольники – сейсмические станции LCO, LVC и TRQA международной сейсмической сети IRIS.

землетрясения. С учетом малого количества станций, расположенных в исследуемой области, выбирались события, для которых величина эпицентрального расстояния хотя бы до одной из станций LCO, LVC, TRQA находилась в пределах 6 размеров очага. За три года было выделено 22 события, которые удовлетворяли критериям отбора. Карта-схема расположения сейсмических станций и эпицентров выбранных событий показана на рис. 1.

Поскольку землетрясения разной магнитуды по всему земному шару происходят регулярно, нередко случаи наложения (частичного или полного) во времени двух и более событий. Для исследования влияния процессов, связанных с распространением волн при одном землетрясении на процессы подготовки других землетрясений, проводился также анализ параметров микросейсмического фона после землетрясений. Для этого использовалась вторая группа данных – широкополосные данные событий с $M_w \geq 7$ за десятилетний период с 2008 по 2018 гг. Карта-схема расположения сейсмических станций и источников событий за 2008–2018 гг. показана на рис. 2. Наиболее высокоамплитудной низкочастотной помехой могут выступать собственные колебания Земли, которые, как известно, генерируются при распространении сейсмических волн после землетрясений вследствие интерференции поверхностных волн [Lowrie, 2007]. Длительное время полагали, что сильные землетрясения являются единственным источником возбуждения мод собственных колебаний Земли. Однако использование специальных методов обработки данных широкополосных сейсмических сетей позволяет выделить собственные колебания Земли и в пери-

оды сейсмического затишья, как, например, удалось автору работы [Nishida, 2013].

МЕТОД

Во многих работах было показано, что в спектре микросейсмического фона присутствуют характерные частоты, соответствующие собственным колебаниям блочной иерархической структуры [Садовский и др., 1988; Кочарян, Спивак, 2003; и др.]. Для оценки параметров свободных колебаний, вызванных внешним воздействием на разномасштабные блоки, отделенные друг от друга относительно податливыми прослойками (разломами или трещинами), используют простейшую модель гармонического осциллятора массой M на пружине, в которой частота собственных колебаний системы пропорциональна жесткости пружины (прослойки) и обратно пропорциональна размеру блока (разлома) [Кочарян, Кабыченко, 2003]. Как было показано в ходе лабораторного моделирования [Кочарян и др., 2018; Kocharyan et al., 2018], при переходе очаговой зоны в метастабильное состояние сдвиговая жесткость разлома снижается. В работах [Кочарян и др., 2018; Kocharyan et al., 2018] были экспериментально определены сдвиги характерных частот, соответствующие этому процессу. Положительный опыт обнаружения смещения частот собственных колебаний системы “блок–разлом” в лабораторном эксперименте позволяет предположить, что и для природных условий может быть выявлен заключительный этап подготовки сильных сейсмических событий. При этом результаты лабораторного эксперимента позволяют сделать вывод, что наиболее перспективным для обнаружения этапа перехода очаго-

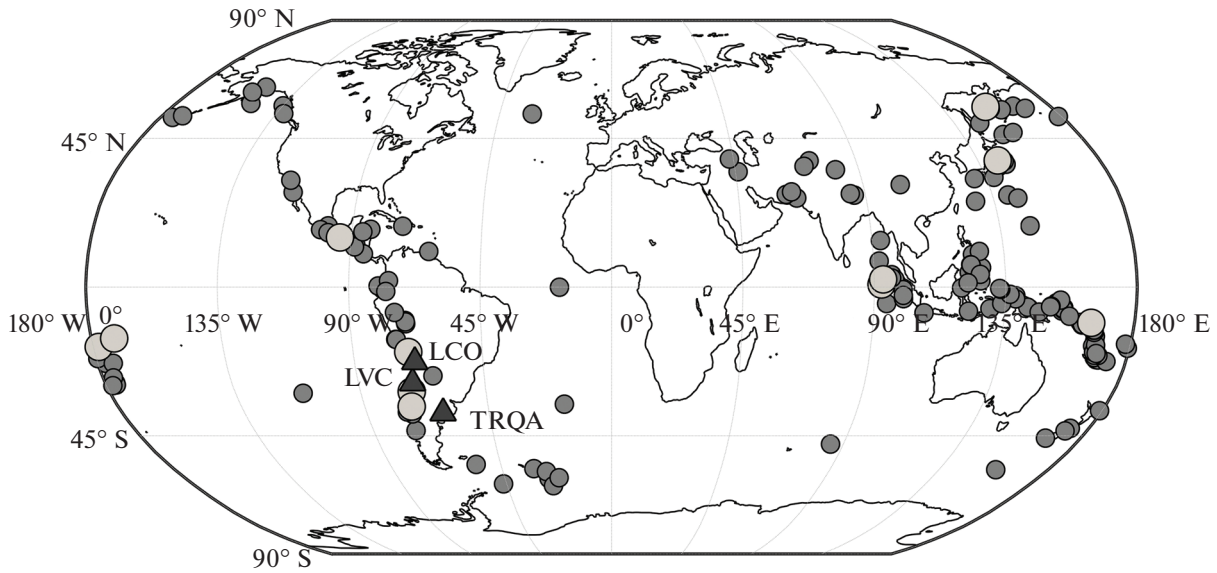


Рис. 2. Карта расположения сейсмических станций (треугольники) и эпицентров событий с магнитудами $M_w \geq 7$ за 2008–2018 гг.: большие светлые значки – землетрясения с $M_w \geq 8$; маленькие темные значки – землетрясения с $7 \leq M_w < 8$.

вой зоны в метастабильное состояние является участок записи микросейсмических колебаний во время и после прохождения поверхностных волн от далеких землетрясений [Кочарян и др., 2018]. Эти колебания с периодом в несколько десятков секунд обладают значительной амплитудой и длительностью, что должно способствовать возбуждению резонансных колебаний блоков на податливых прослойках.

При разработке метода обработки данных важным моментом является теоретическая оценка ожидаемых параметров. С учетом эмпирических соотношений между сейсмическим моментом и линейным масштабом события [Kocharyan, 2014] можно оценить ожидаемые значения характерных частот колебаний блоков как [Besedina, Ostapchuk, 2018]:

$$f_{c0} = \frac{1}{2\pi} \sqrt{\frac{1.9 \times 10^9 L^{-1.32}}{2700}}, \text{ Гц}, \quad (1)$$

где L – длина разлома в м. Для землетрясений с $M_w \geq 8$ ожидаемые значения характерных частот f_{c0} колебаний блоков 0.03–0.07 Гц; для событий с $7 \leq M_w < 8$ f_{c0} составляет 0.06–0.09 Гц, для событий с $6 \leq M_w < 7$ – 0.15–0.30 Гц, а для землетрясений с $5 \leq M_w < 6$ – 0.30–1.40 Гц [Besedina, Ostapchuk, 2018].

Последующий анализ микросейсмического шума проводился для регистрирующих станций, находящихся в ближней зоне в диапазоне расстояний от 1 до 6 размеров очага соответствующего землетрясения (см. раздел Данные). Так, для землетрясений с $M_w \geq 8$ диапазон выбранных эпицен-

тральных расстояний составляет 100–1800 км; для событий с $7 \leq M_w < 8$ диапазон R составляет 70–600 км; для событий с $6 \leq M_w < 7$ – 10–180 км, а для землетрясений с $5 \leq M_w < 6$ выбирались события на расстоянии R 1–60 км.

Для определения характерной частоты колебаний блоков к нормированному спектру мощности был применен алгоритм центра масс [Bath, 1974]. Спектральный центроид рассчитывается как средневзвешенное значение частот, присутствующих в спектре сигнала:

$$f_{c0} = \frac{\sum_{f_{c1}}^{f_{c2}} f_i A_i}{\sum_{f_{c1}}^{f_{c2}} A_i}, \quad (2)$$

где: (f_{c1}, f_{c2}) – границы выбранного частотного диапазона; A_i – амплитуда нормированного спектра мощности на i -ой частоте. Этот параметр позволяет уверенно выделить частоту, где преимущественно сосредоточена энергия колебаний.

Анализ особенностей микросейсмического фона до землетрясений

Для детального анализа особенностей микросейсмического фона до землетрясений (1-я выборка событий, см. раздел Данные, рис. 1) были выбраны участки записи с частотой опроса 1 Гц, длительностью 8 сут (начало 00:00 UTC), включающие сутки, в которые произошло землетрясение, 5 до и 2 сут после землетрясения. Чтобы исключить из дальнейшего анализа влияние приливных

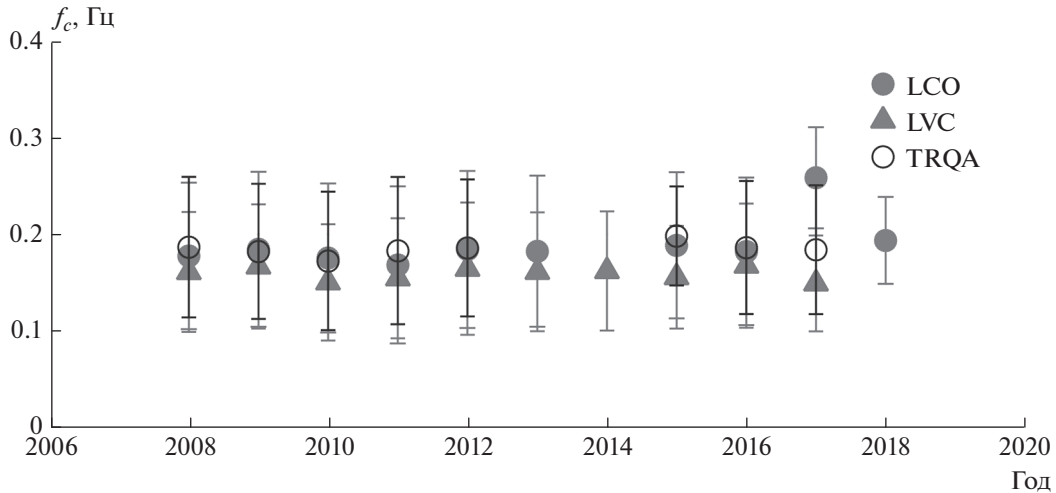


Рис. 3. Среднегодовые значения спектрального центра в диапазоне частот 0.008–0.45 Гц для сейсмических станций LCO (залитый круг), LVC (залитый треугольник) и TRQA (круг без заливки) за 2008–2018 гг. Отрезками показано среднеквадратичное отклонение.

сил, выбранные данные обрабатывались фильтром высоких частот с граничной частотой 10^{-4} Гц. Далее для каждого отобранного интервала рассчитывался спектр мощности скорости в скользящем окне длительностью 45 мин без перекрытия. Выделить эффект снижения спектрального пика при переходе очаговой области в метастабильное состояние позволяет нормировка спектра мощности на минимальное значение на каждой частоте по всему 8-суточному интервалу. С учетом рассчитанных теоретических оценок характерных частот колебаний блоков и частоты опроса используемых каналов для расчета спектрального центра был выбран диапазон от 0.01 до 0.5 Гц.

Анализ особенностей микросейсмического фона после землетрясений

Расчет спектрального центра при анализе особенностей микросейсмического фона после землетрясений (2-я выборка событий раздела Данные, рис. 2) идеологически схож с методикой обработки для первой выборки землетрясений (раздел Данные, рис. 1), однако имеет некоторые отличия. Из годовых записей (при наличии разрывов аналогичная обработка проводится для каждого непрерывного интервала) удалялись частоты ниже 10^{-4} Гц. Далее рассчитывался спектр мощности в скользящем окне длительностью 2 ч без перекрытия. Для получения спектрального центра использовался спектр мощности, который нормировался на минимальное значение по всей выборке частот. Расчет велся в диапазоне от 0.008 до 0.45 Гц. Выбор нижней границы частотного диапазона обусловлен необходимостью исключить из анализа влияние основных мод

собственных колебаний Земли, но при этом оставить для расчета f_c максимально широкий диапазон частот, который может быть использован для оценки спектральных параметров перед землетрясениями различной магнитуды. По полученным значениям спектрального центра рассчитывались среднегодовые значения $\langle f_c \rangle$ для каждой станции, а также их среднеквадратичные отклонения σ от среднего значения (рис. 3). Видно, что средние значения $\langle f_c \rangle$ находятся в интервале от 0.15 до 0.2 Гц, характерном для частот первичных и вторичных микросейсм; что затрудняет идентификацию характерных частот колебаний блоков.

Исходя из предложенного алгоритма выборки и обработки данных, можно считать, что полученные средние значения (с учетом дисперсии $\langle f_c \rangle \pm \sigma$) соответствуют регулярным вариациям параметра $\langle f_c \rangle$ в течение года. Для анализа представляют интерес те участки, на которых $\langle f_c \rangle$ оказывается за пределами таких регулярных вариаций. В контексте данного исследования нас в дальнейшем будет интересовать снижение спектрального центра, т.е. случай $f_c < \langle f_c \rangle - \sigma$. На рис. 4а такие участки показаны звездочками, а горизонтальная пунктирная линия соответствует значению $\langle f_c \rangle - \sigma$.

Для количественной характеристики эффекта снижения спектрального центра введем два параметра: “длительность” $\Theta = t_2 - t_1$ (сут) и “площадь” $\Sigma = \int_{t_1}^{t_2} (\langle f_c \rangle - f_{ct}) dt$ (Гц · ч) (см. рис. 4). Здесь t_1 и t_2 – граничные временные отсчеты для каждого эпизода снижения параметра $f_c < \langle f_c \rangle - \sigma$, а f_{ct} – это множество последовательных значений

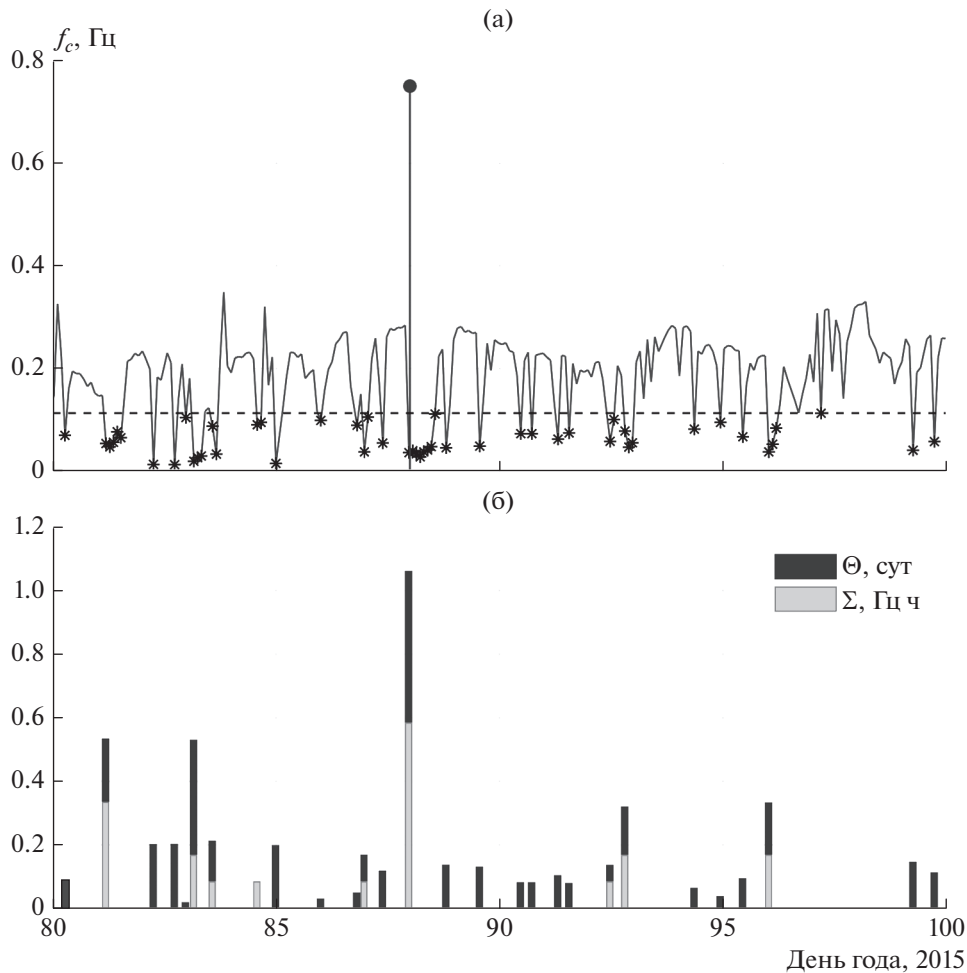


Рис. 4. (а) – Значения спектрального центроида в диапазоне 0.008–0.45 Гц для 2015 г. Звездочки соответствуют значениям параметра $\langle f_c \rangle$ ниже регулярных вариаций спектрального центроида. Горизонтальная пунктирная линия соответствует предельному значению регулярных вариаций $\langle f_c \rangle - \sigma$. Вертикальная линия – момент землетрясения с M_w 7.5; (б) – параметры Θ и Σ , рассчитанные на основе рис. 4а.

параметра $f_c \in [t_1; t_2]$. Параметр Θ соответствует временному промежутку, в течение которого последовательные значения спектрального центроида ниже $\langle f_c \rangle - \sigma$, а параметр Σ соответствует площади этого участка под кривой, т.е. отражает интенсивность эффекта. Оба параметра Θ и Σ рассчитывались для каждого эпизода снижения спектрального центроида (рис. 4б). Каждому участку снижения величины спектрального центроида ниже $\langle f_c \rangle - \sigma$ ставилась в соответствие магнитуда, соответствующая наибольшей магнитуде землетрясений, произошедших в течение интервала снижения.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В результате проведенного анализа оказалось, что перед сильными землетрясениями с $M_w \geq 8$ наблюдается снижение спектрального центроида на 0.12–0.26 Гц. Причем для самого сильного зем-

летрясения Maule 2010 г. частота снижается до 0.01 Гц. Для землетрясений Iquique 2014 и Illapel 2015 выделенные характерные частоты колебаний снижаются до 0.02 и 0.06 Гц соответственно. На рис. 5 показан рассчитанный спектральный центроид в полосе 0.01–0.5 Гц для трех землетрясений Чили. На этом же рисунке вертикальными отрезками показаны моменты локальных и телесейсмических событий, произошедших за 8-дневный период наблюдений.

Исследуемый эффект имеет разную продолжительность для каждого землетрясения. Смещение спектрального пика для землетрясения Maule 2010 г. появляется для всех исследуемых станций за 12 ч до основного толчка (рис. 5а). При этом за 10 ч до основного толчка (26.02.2010 г.) произошло землетрясение с M_w 7.0 в Японии: Ryukyu Islands. Возможно, что в данном случае именно группа поверхностных волн от землетрясения в Японии возбудила

высокоамплитудные резонансные колебания блоков, которые были обнаружены при анализе.

Перед землетрясением Iquique 2014 г. снижение частоты наблюдается за 4.5 ч (рис. 5б). Для землетрясения Sharpel 2015 г. снижение спектрального центроида на разных станциях проявляется по-разному. Для ближайшей станции LCO – на эпицентральной расстоянии 300 км, что составляет 1–2 размера очага, – за двое сут. Для станции, расположенной на расстоянии 1030 км, эффект появляется за 2 ч до события, а для станции на расстоянии около 1150 км не обнаруживается вовсе (рис. 5в). В целом, для разных событий минимальное значение спектрального центроида перед землетрясением согласуется с оценками характерных частот колебаний блоков по соотношению (1).

Основной сложностью при исследовании эффектов, связанных с переходом среды в метастабильное состояние перед землетрясениями, является отсутствие плотной сети станций в очаговой области. Так, для всех проанализированных землетрясений с $7 \leq M_w < 8$ отмечается снижение спектрального центроида за 2–4 ч перед событиями. Однако анализ микросейсмических колебаний по данным всего двух–трех станций в окрестности таких событий затруднен, поскольку в рассматриваемом случае такие землетрясения, по большей части, являются афтершоками более сильных событий и, следовательно, уровень сейсмичности на этих временных участках повышен по сравнению с фоновым. Для более слабых событий с $6 \leq M_w < 7$ ожидаемые частоты колебаний совпадают с характерными периодами первичных и вторичных микросейсм, что также затрудняет анализ.

Помимо снижения спектрального центроида до землетрясения для некоторых событий, описанных выше, также наблюдается резкий спад значений спектрального центроида ниже значения $\langle f_c \rangle - \sigma$ в момент землетрясения с последующим постепенным восстановлением. Статистическая обработка данных показала, что в среднем 80% значений спектрального центроида, которые ниже регулярных значений $\langle f_c \rangle - \sigma$, соответствуют моментам землетрясений с $M_w \geq 5$.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенный анализ параметров микросейсмического шума в диапазоне частот от 0.008–0.01 до 0.45–0.5 Гц показал, что эффект снижения частоты, где сосредоточена основная энергия колебаний, присутствует как непосредственно до, так и после землетрясений. При этом начало снижения спектрального центроида может наблюдаться за 2–50 ч до основного события по результатам регистрации на станциях, расположенных в ближней зоне землетрясения.

При обсуждении результатов лабораторных исследований [Кочарян и др., 2018; Kocharyan et al., 2018] отмечалось, что при переходе к натурным наблюдениям особый интерес может представлять анализ парных землетрясений. В этом случае первое (телесеismicкое для анализируемых станций) землетрясение может рассматриваться как событие, которое инициирует возбуждение резонансных колебаний блоков земной коры. Тогда перед вторым (локальным) землетрясением должно наблюдаться смещение пика спектрального центроида, соответствующее снижению жесткости колебательной системы перед переходом системы в метастабильное состояние. Такой эффект наблюдался, например, перед землетрясением M_w 9.2 2004 г. на Суматре [Соболев, 2011].

Однако в случае двух последовательных землетрясений велика вероятность того, что эффект снижения величины спектрального центроида шума после первого землетрясения перекроет искомый эффект снижения перед вторым землетрясением. Для рассмотрения этого вопроса было проведено исследование количественных характеристик интервалов, соответствующих снижению спектрального центроида ниже допустимого уровня регулярных вариаций микросейсмического шума в диапазоне 0.008–0.45 Гц после землетрясений. Для событий с $M_w \geq 7$ за 2008–2018 гг. были оценены параметры Θ и Σ (рис. 6).

Как можно видеть, восстановление величины спектрального центроида до регулярных значений (параметр Θ) происходит в пределах от 6 ч (для события с $M_w \sim 7$) до ~1.5–2 сут (для землетрясений с M_w от 8 до 9). При этом параметр Σ , характеризующий интенсивность вариаций, изменяется от ~0.3–0.5 Гц · ч для событий с $M_w \sim 7$ –7.2 до ~2–2.5 Гц · ч для событий с $M_w \sim 8.3$ –9.1. Заметим, что зависимости для локальных и телесеismicких событий похожи и не зависят от пространственного расположения очага. Для того чтобы понять, действительно ли видимые эффекты связаны с процессами подготовки будущего землетрясения, сопоставим оценки параметра Θ с результатами рис. 5а. Для парных событий в 2010 г. (первое событие – телесеismicкое с M_w 7.0 26.02.2010 20:31:26 (UTC), второе – локальное с M_w 8.8 27.02.2010 06:34:11 (UTC)) снижение спектрального центроида наблюдается в течение ~6 ч после первого события для станций TRQA и LVC (рис. 7), что соответствует значениям параметра Θ для M_w 7.0 (рис. 6а). При этом восстановление значений спектрального центроида для более удаленной станции от очага будущего землетрясения происходит до больших значений. Наблюдаемое после этого, вплоть до момента второго землетрясения, снижение величины спектрального центроида, вероятно, уже не связано с первым землетрясением, а является результатом про-

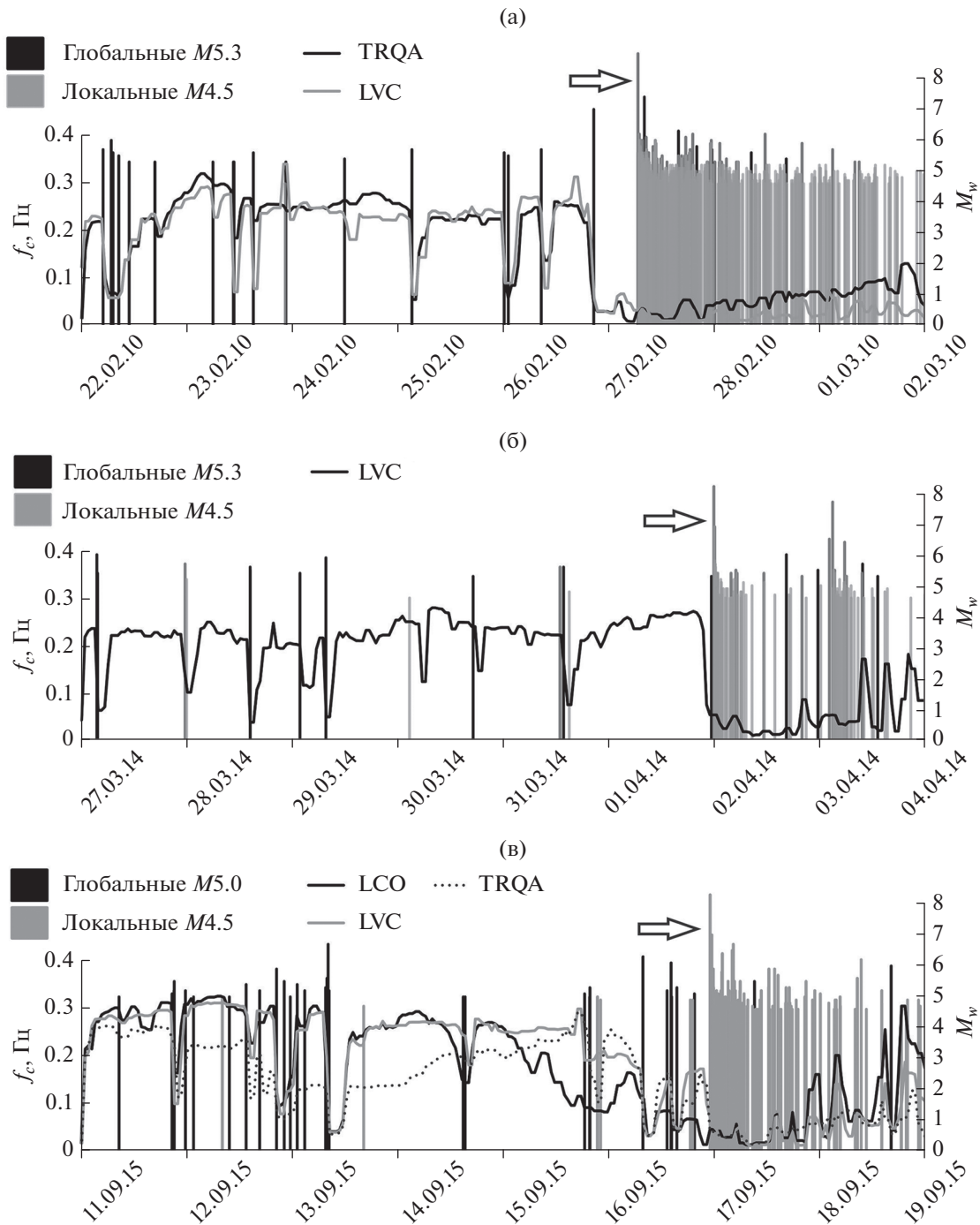


Рис. 5. Спектральный центроид, рассчитанный в диапазоне 0.01–0.5 Гц и сглаженный медианным фильтром первого порядка по 9 точкам, для землетрясений, произошедших в Чили (стрелкой показан момент землетрясения): (а) 27.02.2010 г. M_w 8.8, зарегистрированного станцией TRQA (эпицентральное расстояние 993 км) – черный и LVC (эпицентральное расстояние 1546 км) – серый; (б) 01.04.2014 г. M_w 8.2, зарегистрированного станцией LVC (эпицентральное расстояние 384 км) – черный; (в) 16.09.2015 г. M_w 8.3, зарегистрированного станцией LCO (эпицентральное расстояние 300 км) – черный, LVC (эпицентральное расстояние 1030 км) – серый, станцией TRQA (эпицентральное расстояние 1150 км) – пунктир. Черными вертикальными линиями показаны телесеismicкие землетрясения по всему миру, серыми – локальные события.

цесса подготовки второго землетрясения. Таким образом, на рис. 7 мы видим, скорее всего, наложение двух эффектов.

Исследование спектральных характеристик микросейсмического шума после землетрясений с $M \geq 7$ в диапазоне частот 0.0017–0.0033 Гц (более

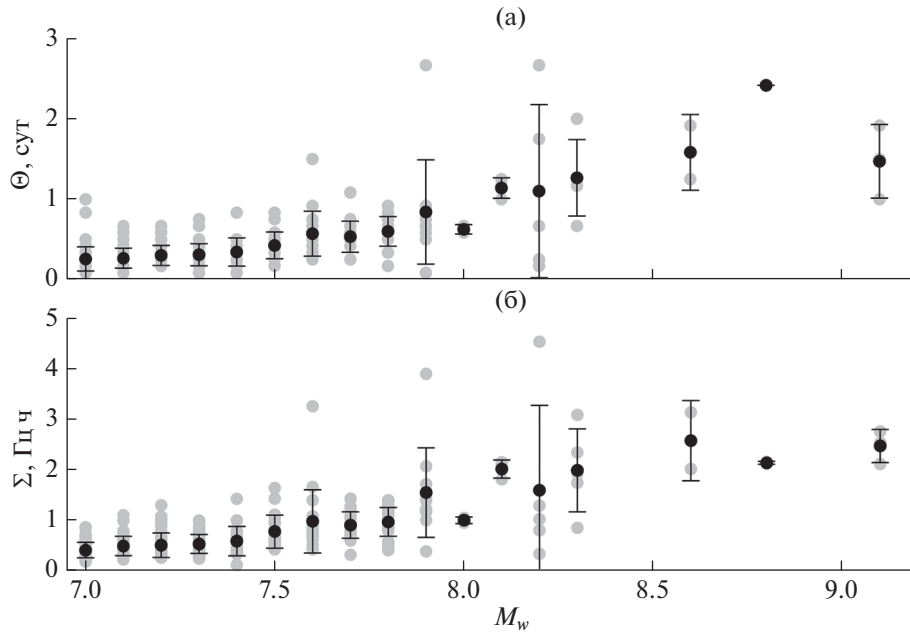


Рис. 6. Параметр Θ (а) и Σ (б), рассчитанные за 2008–2018 гг. по данным станций LCO, LVC и TRQA (серые точки) для землетрясений с $M_w \geq 7$. Черные точки – усредненные значения по всем данным для каждого значения магнитуды с шагом 0.1.

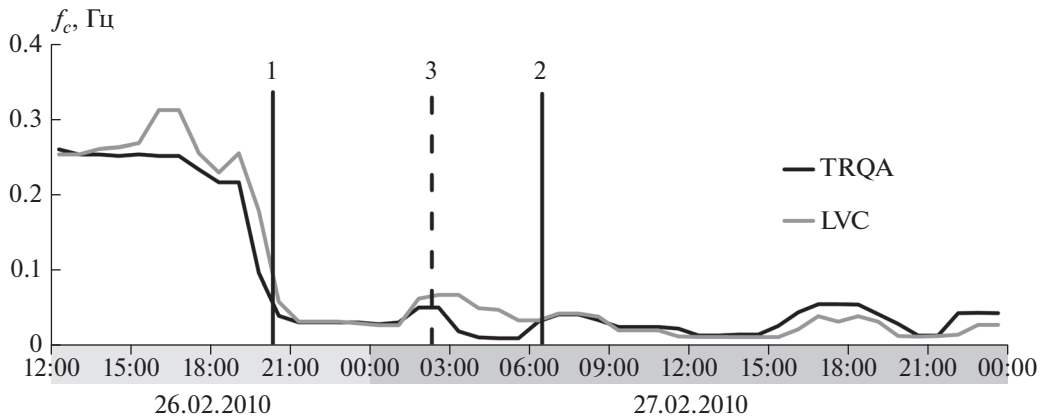


Рис. 7. Спектральный центроид, рассчитанный в диапазоне 0.01–0.5 Гц и сглаженный медианным фильтром первого порядка по 9 точкам, для станций TRQA (черная линия) и LVC (серая линия). Парные землетрясения отмечены вертикальными линиями: 1 – 26.02.2010 г. M_w 7.0; 2 – 27.02.2010 с M_w 8.8. Пунктирная линия 3 – точка восстановления значений спектрального центроида до наибольшего значения между парными землетрясениями 1 и 2.

низкочастотном, чем в данной статье) проводилось в работе [Соболев, 2014], где был проведен анализ когерентности колебаний, зарегистрированных несколькими широкополосными станциями. Для землетрясений с $M \geq 7$ было отмечено повышение меры когерентности на эпицентральных расстояниях порядка нескольких тысяч километров, а для землетрясений с $M \geq 8$ отмечена согласованность колебаний глобального масштаба, что, по мнению авторов работы [Соболев, 2014], указывает на обусловленность когерентности соб-

ственными колебаниями Земли. Длительность отмеченной авторами аномалии (длительность повышения меры когерентности) составляет до 4 сут в зависимости от магнитуды землетрясения.

В ходе обработки записей сейсмических станций в данной работе было исключено влияние основных мод собственных колебаний Земли. Поэтому можно было предполагать, что смещение значения спектрального центроида в сторону низких частот, обусловленное вкладом собственных колебаний Земли, в явном виде проявляться

не будет. Однако одинаковые закономерности, полученные для локальных и удаленных землетрясений, говорят в пользу того, что, вероятно, наблюдаемый эффект связан либо с высокими модами собственных колебаний Земли, как, например, основные моды тороидальных колебаний в диапазоне 3–20 мГц [Nishida, 2013], либо с поверхностными волнами Лява в диапазоне 0.01–0.1 Гц, существование которых было доказано на основе данных наклономерных наблюдений сети Hi-net [Nishida et al., 2008].

ВЫВОДЫ

Высказанное ранее на основе результатов лабораторных экспериментов предположение о том, что при переходе очаговой области будущего землетрясения в метастабильное состояние эффективная жесткость разломной зоны должна существенно снижаться, было подтверждено при обработке записей сейсмического шума в окрестности очагов сильных землетрясений. Для этого был разработан новый метод выделения характерных частот колебаний блоков в низкочастотном микросейсмическом фоне. Перед тремя рассмотренными мегаземлетрясениями, приуроченными к Чилийской зоне субдукции, выявлен эффект смещения величины спектрального центроида и проанализированы пространственно-временные закономерности его проявления. Показано, что для сильных землетрясений длительность снижения величины спектрального центроида в диапазоне 0.008–0.45 Гц может достигать 2 сут. В ряде случаев снижение величины спектрального центроида может быть связано либо с высокими модами собственных колебаний Земли, либо с поверхностными волнами от удаленных землетрясений с $M_w > 5$, что необходимо учитывать при анализе.

Представляется заманчивым попытаться применить данную методику для объектов меньшего масштаба, что, возможно, позволит разработать новые подходы к мониторингу природно-техногенных землетрясений [Адушкин и др., 2017].

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания (проект № 0146-2019-0006) и при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 18-05-00923).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Адушкин В.В., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г. Новый подход к мониторингу техногенно-тектонических землетрясений // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2017. № 1. С. 3–14.

Кочарян Г.Г., Кабыченко Н.В. Проявление блоковых движений в длиннопериодном сейсмическом фоне. Геофизические процессы в нижних и верхних оболочках Земли. Книга 1 / Под ред. Зецера Ю.И. М. 2003. С. 98–107.

Кочарян Г.Г., Костюченко В.Н., Павлов Д.В. Иницирование деформационных процессов в земной коре слабыми возмущениями // Физическая мезомеханика. 2004. Т. 7. № 1. С. 5–22.

Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ “Академкнига”. 2003. 423 с.

Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Павлов Д.В., Будков А.М. О перспективе обнаружения процесса подготовки землетрясения в спектре сейсмического шума. Лабораторный эксперимент // Физика Земли. 2018. № 6. С. 117–129.

Любушин А.А. Кластерный анализ свойств низкочастотного микросейсмического шума // Физика Земли. 2011. № 6. С. 26–34.

Любушин А.А. Связь полей низкочастотных сейсмических шумов Японии и Калифорнии // Физика Земли. 2016. № 6. С. 28–38.

Садовский М.А., Кочарян Г.Г., Родионов В.Н. О механике блочного горного массива // Докл. АН СССР. 1988. Т. 302. № 2. С. 306–307.

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., Кугаенко Ю.А. 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.

Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: ИФЗ РАН. 2011. 56 с.

Соболев Г.А. Сейсмический шум. М.: ООО “Наука и образование”. 2014. 272 с.

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.

Соболев Г.А., Любушин А.А. Микросейсмические импульсы как предвестники землетрясений // Физика Земли. 2006. № 9. С. 5–17.

Bath V.M. Reliability and presentation of spectra // Developments in Solid Earth Geophysics. 1974. V. 7. P. 193–231.

Besedina A.N., Ostapchuk A.A. Parametric analysis of the low-frequency seismic noise as the basis for monitoring changes of the stress-strain state of rock. AIP Conference Proceedings. 2018. № 2051. P. 020030. <https://doi.org/10.1063/1.5083273>

- Contreras V., Boroschek R.* Strong ground motion attenuation relations for Chilean subduction zone interface earthquakes. Proceedings in 15th world conference on earthquake engineering, Lisboa, Portugal. 2012.
- Johnson P.A., Jia X.* Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering // *Nature*. 2005. V. 437. № 6. P. 871–874.
- Hedayat A., Pyrak-Nolte L.J., Bobet A.* Precursors to the shear failure of rock discontinuities // *Geophys. Res. Lett.* 2014. V. 41. P. 5467–5475.
<https://doi.org/10.1002/2014GL060848>
- Kocharyan G.G.* Scale effect in seismotectonics // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. V. 5. № 2. P. 353–385.
<https://doi.org/10.5800/GT2014520133>.
- 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>
- Konno K., Ohmachi T.* Ground-motion characteristics estimated from spectral ratio between horizontal and vertical components of microtremor // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1998. V. 88. № 1. P. 228–241.
- Leyton F., Ruiz J., Campos J., Kausel E.* Intraplate and interplate earthquakes in Chilean subduction zone: A theoretical and observational comparison // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2009. № 175. P. 37–46.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2008.03.017>
- Lowrie W.* Fundamentals of Geophysics 2nd edition. Cambridge University Press. 2007. 393 p.
- 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.
- Montalva G.A., Bastías N., Rodríguez-Marek A.* Ground-motion prediction equation for the Chilean subduction zone // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2017. V. 107. № 2. P. 901–911.
<https://doi.org/10.1785/0120160221>
- 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.
- Nakamura Y.* Clear identification of fundamental idea of Nakamura's technique and its applications. 12WCEE. 2000. № 2656. P. 1–8.
- 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.
- Parolai S.* Investigation of site response in urban areas by using earthquake data and seismic noise. New Manual of Seismological Observatory Practice (NMSOP-2) / Bornmann P. (Ed.). Potsdam: Deutsches GeoForschungszentrum GFZ; IASPEI. 2012. P. 1–38.
https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP-2_ch14.
- Peterson J.* Observations and modeling of seismic background noise. U.S.G.S. Tech. Open File Rep. 1993. P. 93–322. 95 p.
- Rezaei S., Choobbasti A.J.* Application of the microtremor measurements to a site effect study // *Earthq Sci*. 2017. V. 30. № 3. P. 157–16.
<https://doi.org/10.1007/s11589-017-0187-2>
- Sovic I., Sariri K., Zivcic M.* High frequency microseismic noise as possible earthquake precursor // *Research in Geophysics*. 2003. V. 3. № 1. P. 8–12.
<https://doi.org/10.4081/rg.2013.e2>
- Tan Kang Chin, Cheach Yi Ben, Lau Tze Liang* Estimation of ground structure at USM using microtremor observation technique. E3S Web of Conferences. ICCEE. 2018. V. 65. № 06001. P. 1–9.
<https://doi.org/10.1051/e3sconf/20186506001>

Microseismic Noise before and after Strong Earthquakes: Analysis Based on the Case Study of the Chilean Subduction Zone

A. N. Besedina^{a, *}, S. B. Kishkina^a, G. G. Kocharyan^a, and I. A. Ryakhovskii^a

^a*Sadovskii Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

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

Received August 5, 2019; revised October 7, 2019; accepted October 14, 2019

In this work, we study the parameters of microseismic noise in the vicinity of the Chilean subduction zone for detecting the oscillations of a block-fault system, similar to those revealed by processing the results of the previous laboratory experiment. The analysis is based on the data recorded by broadband seismic stations of the international seismic network IRIS. The spectral parameters of microseismic noise were calculated before and after several earthquakes. It is established that before the earthquakes with $M_w \geq 8$, the calculated value of spectral centroid decreases by 0.12–0.26 Hz. The duration of the decrease in the spectral centroid in the range from 0.008 to 0.45 Hz can reach two days. The suggested approach can be a useful new instrument for real-time monitoring of active faults on various scales.

Keywords: block-fault system, microseismic noise, spectral centroid