

ПОВТОРЯЕМОСТЬ ГЛУБОКИХ ДЛИННОПЕРИОДНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПОД КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППОЙ ВУЛКАНОВ НА КАМЧАТКЕ

© 2020 г. Н. А. Галина^{1,2,*}, Н. М. Шапиро^{1,2}, Д. В. Дрознин³, С. Я. Дрознина³,
С. Л. Сеньюков^{2,3}, Д. В. Чебров³

¹Институт наук о Земле, Университет Гренобль-Альпы, CNRS, г. Гренобль, Франция

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия

³Камчатский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Петропавловск-Камчатский, Россия

*E-mail: nataliya.galina@univ-grenoble-alpes.fr

Поступила в редакцию 03.04.2020 г.

После доработки 16.06.2020 г.

Принята к публикации 04.07.2020 г.

Длиннопериодные землетрясения и треморы, наравне с вулканотектоническими землетрясениями, являются одним из двух основных классов вулканосейсмической активности. Считается, что длиннопериодная вулканическая сейсмичность связана с колебаниями давления в магматической и гидротермальной системах под вулканами и поэтому может быть использована в качестве предвестника готовящихся извержений. В то же время, физический механизм длиннопериодной сейсмичности остается неполностью понятным. В данной работе мы исследовали длиннопериодные землетрясения, происходящие на границе кора–мантия под Ключевской группой вулканов на Камчатке, с целью установить их закон повторяемости: связь между магнитудой и частотой событий. Данный тип землетрясений наиболее многочислен в изучаемом районе и характеризует состояние глубинного магматического резервуара, находящегося на границе кора–мантия. Изменения сейсмического режима в этой части магматической системы могут быть одним из ранних предвестников извержений. Для более полной характеристики закона повторяемости мы создали новый каталог глубоких длиннопериодных землетрясений на основе обработки непрерывных сейсмограмм, записанных сетью станций КФ ФИЦ ЕГС РАН в 2011–2012 гг., по методу согласованного фильтра. Также мы применили метод определения магнитуд этих землетрясений, приближенный к моментной шкале. Анализ полученного каталога из более 40000 событий показывает значительные отклонения графиков повторяемости землетрясений от степенного распределения Гутенберга–Рихтера, что может указывать на наличие механизма сейсмичности и особенностей источников, отличных от обычных тектонических землетрясений. Показано, что распределение глубоких длиннопериодных землетрясений по магнитудам скорее описывается распределениями с характерными средними величинами, такими, как нормальное или гамма-распределение.

Ключевые слова: график повторяемости землетрясений, вулканическая сейсмичность, длиннопериодные землетрясения, моментная магнитуда, статистический анализ.

DOI: 10.31857/S0002333720060022

ВВЕДЕНИЕ

Активные процессы, происходящие в вулканах, часто приводят к генерации сейсмических волн, которые регистрируются сейсмографами, расположенными вблизи вулканов. Получаемые сейсмические сигналы являются одним из основных источников информации о глубинных вулканических процессах, и результаты их анализа очень важны для мониторинга вулканической активности с целью выявления подготовки извержений. Проявления вулканосейсмической активности очень разнообразны по характеристикам сигналов и по предполагаемым генерирующим

механизмам [Токарев, 1981; Гордеев 2007; Chouet, Matoza, 2013]. Детальные классификации вулканической сейсмичности сильно разнятся в разных странах и даже для отдельных вулканов, но в целом вулканосейсмические явления принято делить на две основные группы: (1) длиннопериодные (ДП) события, вызываемые перепадами давления в магматических и гидротермальных флюидах [Chouet, 1996]; (2) вулканотектонические землетрясения, представляющие релаксацию механических напряжений в виде сдвигов по микроразломам [Roman, Cashman, 2006]. ДП сейсмичность в первую очередь включает в себя ДП

землетрясения и вулканическое дрожание (тремор). Характеристики ДП сейсмичности, такие как интенсивность, спектральный состав сигналов, частоты повторяемости событий, местоположение источников обеспечивают прямую информацию о состоянии магматических и геотермальных флюидов, которые, в свою очередь, во многом контролируют эруптивную активность. ДП землетрясения отличаются от небольших тектонических землетрясений более низким частотным диапазоном (1–5 Гц) и, в некоторых случаях, гармоническим видом сигнала. Они чаще всего наблюдаются в приповерхностных частях вулкано-магматических систем [Iverson et al., 2006; Neuberg et al., 2006; Bean et al., 2014] и связываются с такими процессами как неравномерное движение магмы по каналам, дегазация или взаимодействие горячей магмы с гидротермальными флюидами [Chouet, Matoza, 2013].

Особенно интересны глубокие ДП землетрясения (ГДП), которые обычно связывают с процессами, происходящими в глубинных магматических резервуарах в переходном слое кора–мантия [Aki, Koyanagi, 1981; Shaw, Chouet, 1989; White, 1996; Power et al., 2004; Nichols et al., 2011; Aso et al., 2013; Shapiro et al., 2017a; Hensch et al., 2019; Kurihara et al., 2019]. ГДП сейсмичность часто рассматривается как один из наиболее ранних признаков активизации магматических систем перед извержениями и поэтому может играть важную роль в мониторинге вулканов. Однако физический механизм, генерирующий ГДП землетрясения, и связь между глубинным переносом магмы и сейсмическим излучением остаются плохо изученными. Гипотезы об их происхождении, в частности, включают термомеханические напряжения, связанные с охлаждением глубинных интрузий [Aso, Tsai, 2014] или лавинную дегазацию CO_2 из перенасыщенных базальтовых магм [Melnik et al., 2020]. Но имеющихся на сегодняшний день данных наблюдений недостаточно для однозначного выявления механизма ГДП землетрясений.

Статистический анализ основных параметров тектонических землетрясений, таких как магнитуда, энергия, сейсмический момент, размер и длительность источника позволяют выявить законы подобия, отражающие физические процессы в очагах (например, [Kanamori, Anderson, 1975]). Одним из основных статистических соотношений, характеризующих физику сейсмических источников, является так называемый закон повторяемости, описывающий, как количество происходящих землетрясений меняется с магнитудой. Для “классических” тектонических землетрясений он принимает форму соотношения Гутенберга–Рихтера [Gutenberg, Richter, 1944]:

$$\lg N = a - bM, \quad (1)$$

где: N — число землетрясений с магнитудой M ; a — параметр, характеризующий сейсмическую активность; b — наклон графика повторяемости. При этом, величина параметра b очень близка к 1. Такое распределение можно объяснить в рамках масштабно-инвариантной модели, когда землетрясения происходят как подвижки по плоскостям разломов и их вероятность обратно пропорциональна площади вовлеченной части разлома (например, [Stein, Wysession, 2003]). При этом ко-сейсмический сброс напряжений (stress-drop) в среднем не зависит от размера землетрясений [Shaw, 2009].

Результаты статистического анализа в вулкано-сейсмологии неоднозначны и не настолько хорошо систематизированы, как для тектонических землетрясений. Так, в одних работах (например, [Okada et al., 1981; Main, 1987; Lahr et al., 1994]) указывается на явные отклонения распределения вулканических ДП землетрясений по магнитудам от закона Гутенберга–Рихтера. В других работах попытки описать данные распределением Гутенберга–Рихтера приводят к определениям величины b , существенно превышающей 1. Такие наблюдения указывают на то, что механизмы генерации вулканических ДП землетрясений не всегда могут описываться масштабно-инвариантной моделью, подходящей для тектонических землетрясений. В то же время установление общепринятой формы закона повторяемости вулканических ДП землетрясений потребует более детального анализа данных, полученных на разных вулканах.

В частности, статистический анализ повторяемости ГДП землетрясений может помочь лучше понять физический механизм их генерации. Один из самых интенсивных мировых источников вулканических ГДП землетрясений расположен под Ключевским вулканом на Камчатке на глубинах 30–35 км, соответствующих границе кора–мантия [Горельчик, Сторчеус, 2001; Gorelchik et al., 2004; Shapiro et al., 2017a]. В работе [Сенюков, 2013] автор исследует зависимость величины b от глубины под Ключевской группой вулканов. Полученные результаты свидетельствуют о повышенных наклонах графика повторяемости в области глубокого магматического очага, расположенного на границе кора–мантия и генерирующего ГДП землетрясения. В другой работе [Горельчик, Сторчеус, 2001] авторы предполагают, что на этих глубинах график повторяемости землетрясений может лучше быть приближен нормальным распределением. В этой статье мы приводим более детальный анализ формы закона повторяемости для Ключевских ГДП землетрясений. Для этой цели мы применяем чувствительный метод их детектирования на основе согласованного фильтра и используем шкалу магнитуд, основанную на оценках скалярного сейсмического момента по записям S -волн. В следующих разделах детально

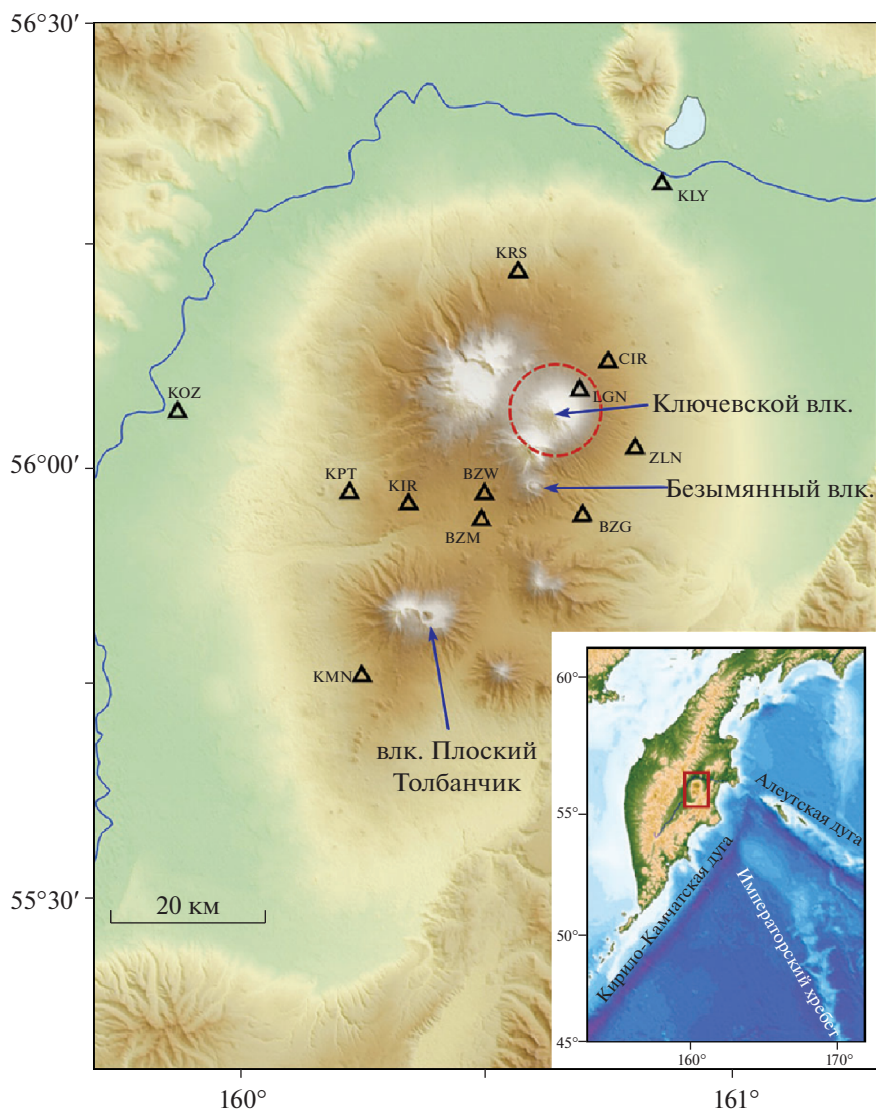


Рис. 1. Карта Ключевской группы вулканов. Треугольниками показаны местоположения станций сети КФ ФИЦ ЕГС РАН. Основные активные вулканы указаны стрелками, красной пунктирной линией обозначено приблизительное положение кластера ГДП событий ($h = 30\text{--}35$ км).

описываются методы анализа и результаты их применения к непрерывным сейсмическим записям за период 2011–2012 гг.

КЛЮЧЕВСКАЯ ГРУППА ВУЛКАНОВ

В рамках настоящей работы изучается Ключевская группа вулканов (КГВ) на Камчатке. КГВ — один из самых крупных и активных вулканических кластеров в зоне субдукции в мире, который состоит из 13 близко расположенных стратовулканов и занимает территорию диаметром ~70 км. Исключительная вулканическая активность региона связана с тектонической обстановкой КГВ (рис. 1), которая определяется процессами в зоне сочленения Курило-Камчатской и Алеутской дуг

[Shapiro et al., 2017b]. В этом же месте происходит субдукция Гавайско-Императорского хребта, а КГВ находится над краем погружающейся плиты.

Таким образом, геодинамические модели, которые пытаются объяснить вулканическую активность данной группы, сложны и включают в себя множество факторов: выделение флюида из толстой и сильно водонасыщенной коры Гавайско-Императорского хребта [Dorendorf et al., 2000], мантийный поток вокруг угла Тихоокеанской плиты [Yogodzinski et al., 2001] или отделение части погружающейся плиты из-за недавней перестройки структуры субдукции под Камчаткой [Levin et al., 2002].

Для вулканов КГВ характерны разные типы извержений: начиная от эффузивных изверже-

ний гавайского типа, как во время двух недавних извержений Толбачика, до катастрофических эксплозивных, например, извержение Безымянного в 1956 году. Многочисленные извержения и другие вулканические проявления сопровождаются сейсмической активностью [Ozerov et al., 2007; Ivanov, 2008; Senyukov et al., 2009; Senyukov, 2013; Droznin et al., 2015]. Очень интересной особенностью КГВ является наличие одного из самых активных в мире кластеров ГДП землетрясений [Горельчик, Сторчеус, 2001; Gorelchik et al., 2004; Shapiro et al., 2017a]. Предыдущие исследования показали, что гипоцентры этих землетрясений сконцентрированы в небольшой пространственной области под Ключевским вулканом на границе кора—мантия (глубины 30–35 км). В данной работе мы используем приблизительное положение кластера ГДП событий, определенное на основе работы [Shapiro et al., 2017] (рис. 1).

ДАННЫЕ

Сейсмический мониторинг КГВ осуществляется сетью постоянно действующих сейсмических станций Камчатского филиала Федерального исследовательского центра “Единая геофизическая служба РАН” (КФ ФИЦ ЕГС РАН) [Чебров и др., 2013]. Информация со всех сейсмических станций сети поступает в Петропавловск-Камчатский на серверы регионального информационно-обрабатывающего центра КФ ФИЦ ЕГС РАН в режиме, близком к реальному времени. Система сбора и передачи данных организована на базе корпоративной сети Камчатского филиала с использованием каналов сети Интернет двух провайдеров (“Ростелеком” и “ИнтерКамСервис”), RadioEthernet сетей технологической связи, VSAT сети ОАО “Сетьтелеком”, VSAT сети ОАО “Сатис”, построенной по технологии “Idirect” с хабом в г. Петропавловске-Камчатском. Основным файловым хранилищем являются специализированные архивные серверы сейсмических данных, созданные на основе двух RAID массивов 6-го уровня. Данные хранятся в виде суточных файлов по каждому каналу каждой из станций [Чебров, 2010; 2020].

В данной работе мы используем радиотелеметрические сейсмические станции (РТСС), сигналы с которых передаются по радиоканалу с использованием ЧМ-ЧМ модуляции, непосредственно или через ретранслятор, на приемные центры в п. Козыревск и п. Ключи, где они конвертируются в цифровые записи с частотой дискретизации 128 Гц. В данной работе были использованы записи трехкомпонентных велосиметров СМЗКВ (полоса частот регистрируемых сейсмических сигналов 0.7–20 Гц). Оборудование РТСС было разработано в 1974–1982 гг. для решения задачи контроля активных вулканов в оперативном режиме [Гав-

рилов, 1987]. Используемые сейсмические станции показаны на рис. 1.

МЕТОДЫ

Детектирование землетрясений с помощью метода согласованного фильтра

Среди наиболее используемых алгоритмов автоматической регистрации событий мы остановились на методе согласованного фильтра [Van Trees, 1968], исходя из его основных достоинств: высокая чувствительность, необходимая для обнаружения слабых ДП землетрясений, и относительно небольшие вычислительные затраты. Таким образом, выбранный алгоритм ищет заранее известный (шаблонный) сигнал в шумных временных рядах, вычисляя функции корреляции шаблонного сигнала с последовательными участками рядов данных. Части сигнала, обладающие высокой степенью сходства с шаблоном, приведут к высокому значению корреляционной функции. Чувствительность детектирования существенно повышается при одновременном использовании многокомпонентных записей с разных станций [Gibbons, Ringdal, 2006]. В рамках настоящей работы, детектирование на основе согласованного фильтра оказывается эффективным благодаря характерной особенности ДП землетрясений – схожести их волновых форм [Shapiro et al., 2017a].

Первым шагом в обработке сейсмологических данных является применение полосового фильтра в диапазоне 1–5 Гц и прореживание. На рис. 2 представлена часовая запись (станция KMN, N-компонента), на которой видно несколько ДП событий. На том же рисунке показаны используемый для детектирования шаблон и сравнение его волновой формы с волновой формой выделенного землетрясения. Записи шаблонного землетрясения на всех станциях представлены на рис. 3.

Согласно выбранному алгоритму, окно с длительностью шаблона движется по сейсмограмме, каждый раз смещаясь на один отсчет. Каждый раз и на каждой компоненте между шаблоном и участком сигнала той же длительности вычисляется коэффициент корреляции по формуле:

$$CC(X, Y) = \frac{(X, Y)}{\|X\| \|Y\|}, \quad (2)$$

где: (X, Y) — скалярное произведение двух векторов; $\|X\|, \|Y\|$ — их нормы. Если представить векторы X, Y в виде наборов отсчетов $x_i, y_i, i = 1, \dots, n$ во времени:

$$X = \begin{pmatrix} x_1 \\ \dots \\ x_n \end{pmatrix}, \quad Y = \begin{pmatrix} y_1 \\ \dots \\ y_n \end{pmatrix}, \quad (3)$$

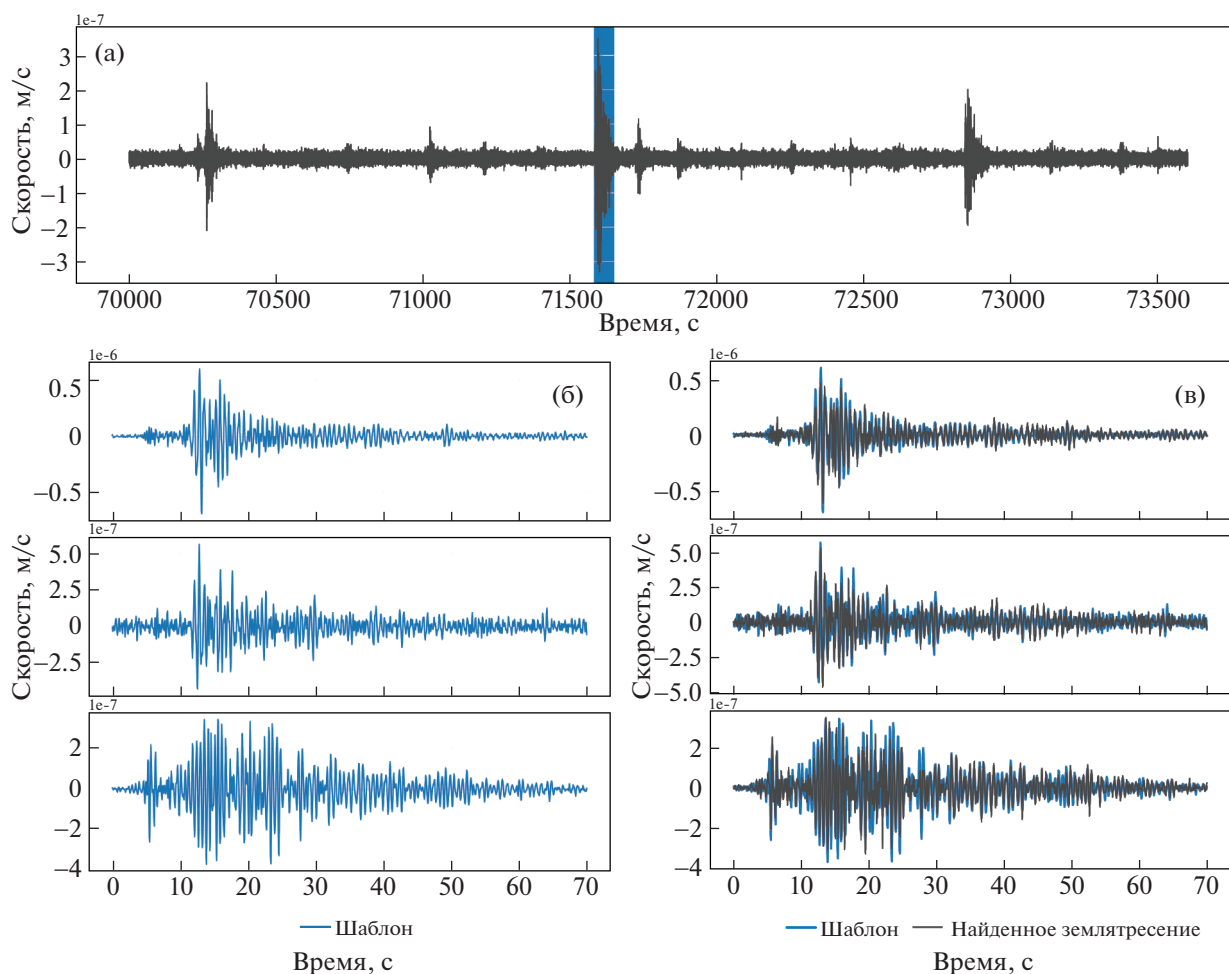


Рис. 2. Пример детектирования землетрясения методом согласованного фильтра (все сейсмограммы отфильтрованы в диапазоне 1–5 Гц): (а) – 1 час непрерывной сейсмической записи N -компоненты, станция КМН; (б) – шаблон, используемый для детектирования (26.06.2012 12:26:10), 3 компоненты, станция КМН; (в) – пример детектирования на станции КМН (событие выделено синим фоном на (а)).

тогда их скалярное произведение и нормы вычисляются следующим образом:

$$(X, Y) = \sum_{i=1}^n x_i y_i. \quad (4)$$

$$\|X\| = \sqrt{\sum_{i=1}^n x_i^2}, \quad \|Y\| = \sqrt{\sum_{i=1}^n y_i^2}. \quad (5)$$

Так, результатом работы алгоритма на одной компоненте является временной ряд коэффициентов корреляции за один день (рис. 4а). При наличии многокомпонентных записей временные ряды коэффициентов корреляции по отдельным компонентам усредняются. В данной работе использовались записи с 10 станций сети Камчатского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Таким образом, с использованием описанного алгоритма обработки сейсмограмм для каждого дня исследуемого периода усреднялись 30 рядов коэффициентов

корреляции. Пример, представленный на рис. 4б, показывает, что одновременный анализ многих компонент приводит к более четкому детектированию и делает алгоритм более избирательным.

В результате детектируются сигналы, для которых достаточно сложные волновые формы, включающие прямые сейсмические волны и коду, хорошо совпадают с начальным шаблоном сразу на многих компонентах (включая учет временных задержек между компонентами). Такое совпадение волновых форм возможно только в случае, когда источники всех детектируемых сигналов расположены очень близко друг к другу (по крайней мере, не дальше $\frac{1}{2}$ длины волны) и их механизмы почти одинаковы. С большой вероятностью, такую группу землетрясений можно рассматривать как результат действия одного очень часто повторяющегося источника.

Начальный шаблон, использованный для детектирования группы землетрясений, сгенериро-

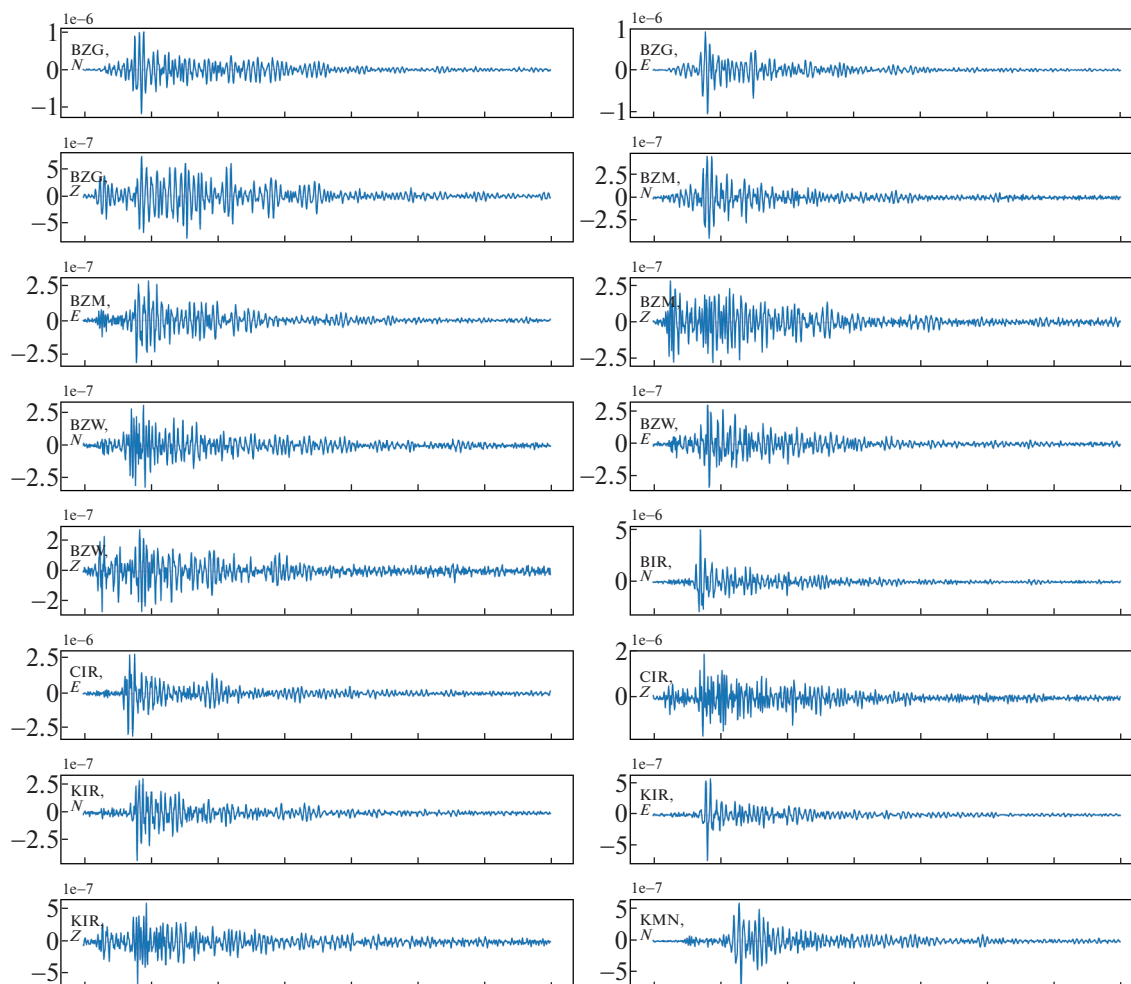


Рис. 3. Запись землетрясения-шаблона на всех станциях 26.06.2012 12:26:10 (начало).

ванных одним повторяющимся источником (или группой одинаковых и очень близко расположенных источников), был выбран в некотором смысле случайно. Поэтому с целью улучшить качество детектирования составляется усредненный шаблон, более представительный для всей группы землетрясений. Для этого на предыдущем шаге необходимо отобрать все детектирования, для которых выполняется условие $CC > 0.3$, после чего их волновые формы усредняются. При этом усреднении вклад некогерентного шума уменьшается, а коррелированные сигналы суммируются конструктивно. На рис. 5 представлены сигналы исходного и усредненного шаблонов для одной компоненты. После этого процедура вычисления коэффициентов корреляции повторяется с усредненным шаблоном.

Критерием детектирования является превышение усредненного значения коэффициента корреляции по всем станциям заданного порогового значения. При $CC_{\text{среднее}} < CC_{\text{пороговое}}$ детекти-

рование считается ложным и соответствующее значение CC в ряду зануляется (рис. 6). Если же детектирование оказывается достоверным, для события вычисляется моментная магнитуда по алгоритму, описываемому в следующем подразделе.

Определение магнитуд землетрясений

В настоящее время на Камчатке используется классификация региональных землетрясений по энергетическим классам Ks [Раутиан, 1960; 1964] (класс по S -волне, определенный по номограмме С.А. Федотова [Федотов, 1972]). Смысл данной количественной характеристики был определен как:

$$Ks = \lg E, \quad (6)$$

где E — это энергия (в джоулях) сейсмических волн. Связь энергетического класса с магнитудой m^{CKM} выражается формулой [Gusev, Melnikova, 1990]:

$$Ks = 2.00m^{\text{CKM}} + 1.68 \pm 0.55, \quad (7)$$

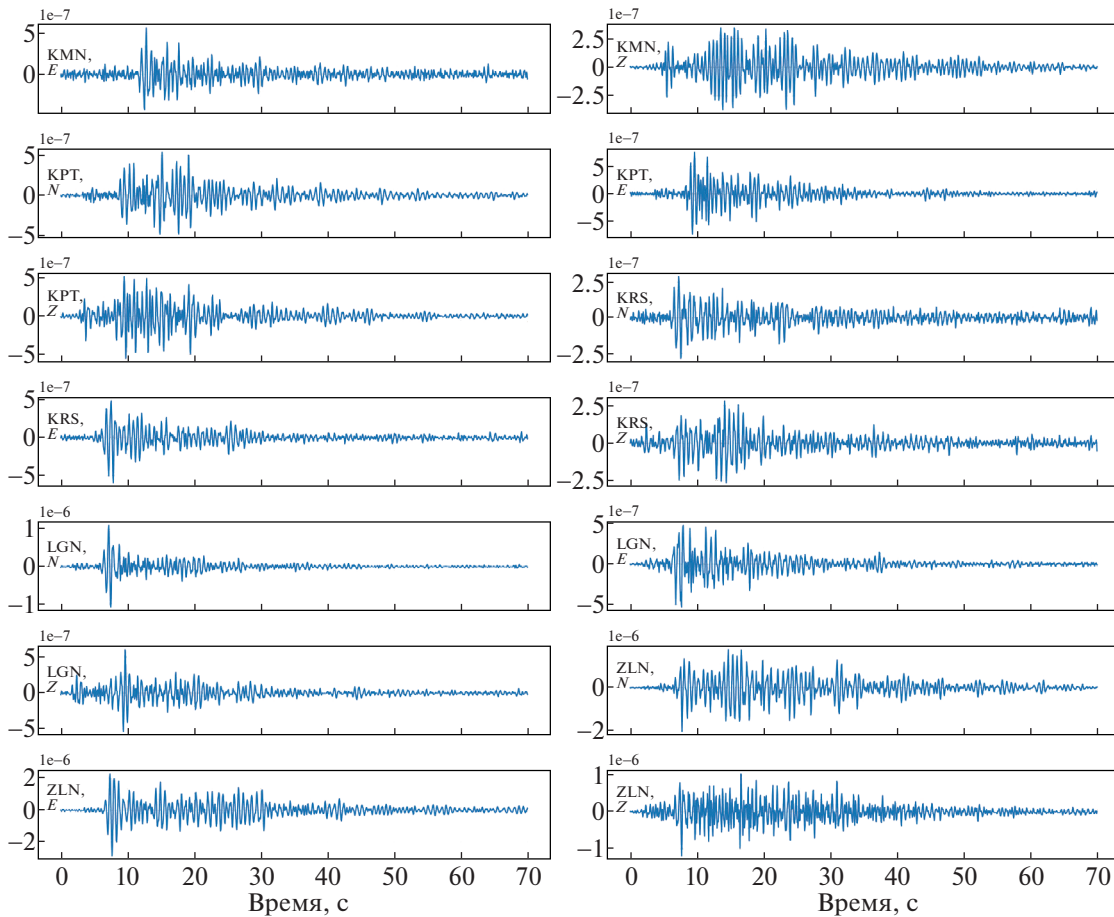


Рис. 3. Окончание.

где $m^{\text{СКМ}} \approx m_b + 0.18$, $m_b < 5.6$. Определение энергетического класса K проводится по номограмме, построенной для землетрясений данного региона, по максимуму отношения амплитуды в S -волне к ее периоду $(A/T)_{\text{max}}$ и эпицентральному расстоянию для землетрясений с глубинами очагов $h = 0-200$ км. Калибровка номограммы производилась по землетрясениям с $K = 10-11$, что соответствует магнитудам 4.2–4.7. Магнитуды вулканических землетрясений существенно ниже, поэтому встает вопрос о применимости данного способа определения магнитуд к изучаемому типу сейсмических событий. Поэтому в настоящей работе будет использовано классическое определение моментной магнитуды [Kanamori, 1977; Hanks, Kanamori, 1979] с вычислением сейсмического момента. При том, что механизм ДП вулканических землетрясений с большой вероятностью отличается от чистого сдвига по разлому (идеализированный механизм тектонических землетрясений) и содержит существенную объемную компоненту, он может быть описан тензором сейсмического момента [Wech et al., 2020] (в некоторых случаях рассматривается суперпози-

ция такого тензора и вектора силы) [Chouet, Matoza, 2013; Wech et al., 2020]. При тензорном описании источника может быть определен скалярный сейсмический момент. При этом, он может необязательно будет связан с величиной подвижки по разлому (как в случае тектонических землетрясений) а, например, с изменением объема. Так, при распространении магматического расплава через систему микроразломов, вероятной геометрией сейсмического источника может быть раскрывающаяся трещина. В таком случае тензор сейсмического момента M выписывается как [Aki, Richards, 2002]:

$$M = \begin{pmatrix} \lambda dV & 0 & 0 \\ 0 & \lambda dV & 0 \\ 0 & 0 & (\lambda + 2\mu) dV \end{pmatrix}, \quad (8)$$

где: λ и μ – константы Ламе; dV – изменение объема трещины. В случае Пуассоновской среды ($\lambda = \mu$), скалярный сейсмический момент M_0 равен $0.6\lambda dV$. При этом, источники с таким типом механизма излучают больше S -волн, чем P -волн [Shi, Ben-Zion, 2009], что согласуется с наблюдаемыми

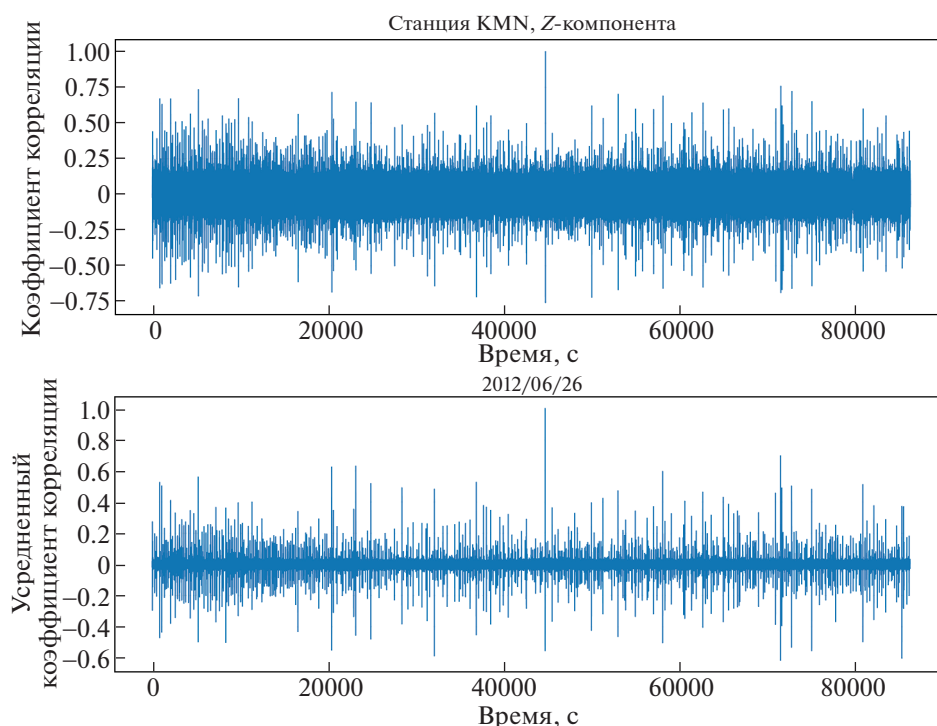


Рис. 4. Ряд коэффициентов корреляции для одного дня записей. Единственный пик со значением $CC = 1$ соответствует участку записи, содержащему шаблонный сигнал. (26.06.2012 12:26:10): (а) — результат для вертикальной компоненты станции KMN; (б) — коэффициент корреляции, осредненный по всем 10 станциям и 3 компонентам.

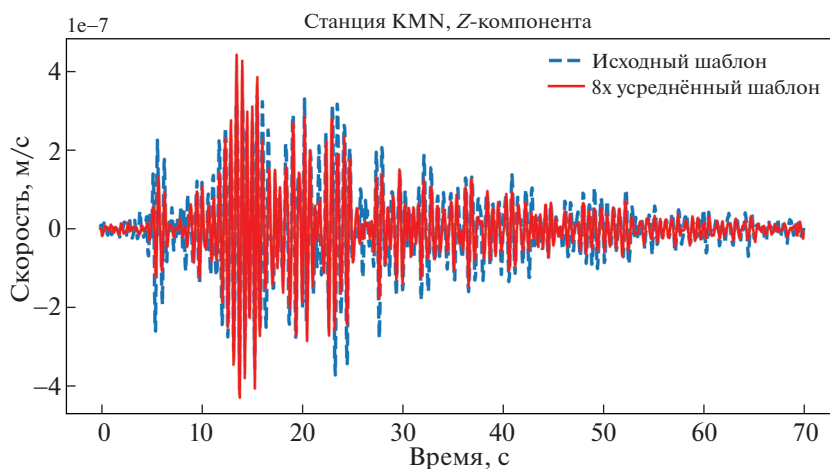


Рис. 5. Голубая пунктирная линия — исходный шаблон, красная сплошная линия — усредненный шаблон с амплитудой, увеличенной в 8 раз.

сигналами ГДП землетрясений [Shapiro et al., 2017; Wech et al., 2020]. На основе приведенных аргументов мы предлагаем использовать моментную шкалу магнитуд для ГДП землетрясений:

$$M_w = \frac{2}{3}(\lg M_0 - 9.05). \quad (9)$$

Гипоцентры изучаемых ГДП землетрясений сконцентрированы в небольшой пространствен-

ной области под Ключевским вулканом на границе кора—мантия (глубины 30–35 км) [Shapiro et al., 2017a]. Соответственно, они удалены от записывающих сейсмостанций на расстояние, превышающее 10 длин волн (с учетом используемых частот порядка 1.5 Гц). Поэтому оценка сейсмического момента получалась из уравнений для смещений от S -волн в дальней зоне [Aki, Richards, 2002]:



Рис. 6. Результат детектирования с усредненным шаблоном по всем станциям и компонентам $CC_{\text{среднее}} < CC_{\text{пороговое}}$ (в данном случае пороговое значение коэффициента корреляции 0.12).

$$u(x, t) = \gamma \frac{\dot{M}_0(t - r/\beta)}{4\pi\beta^3 r}, \quad (10)$$

где: M_0 — сейсмический момент; t — время; β — скорость распространения S -волн; ρ — плотность среды; r — расстояние от гипоцентра до точки наблюдения x ; γ — множитель, связанный с диаграммой направленности источника. При практическом вычислении магнитуд оценка полного тензора сейсмического момента и соответствующей диаграммы направленности не производится (во многом из-за сложности и нестабильности этой процедуры). Вместо этого предполагается, что при использовании записей многих станций и компонент этот коэффициент осредняется. Поэтому в дальнейшем используется приближительное значение $\gamma = 1$. Таким образом, из выражения (10) следует:

$$\dot{M}_0 \sim 4\pi\rho\beta^3 r u^S. \quad (11)$$

Вычисляя производную смещения в области Фурье, получаем:

$$v^S \sim \dot{u}^S \sim 2\pi f u^S, \quad (12)$$

где: u^S и v^S — амплитуды записей смещения и скорости соответственно; f — характерная частота сигнала для S -волн. Итоговая оценка сейсмического момента:

$$M_0 \sim \frac{4\pi\rho\beta^3 r u^S}{2\pi f} = \frac{\rho\beta^3 r}{\pi f^2} |v_{\max}^S|, \quad (13)$$

где $|v_{\max}^S|$ — максимальная амплитуда на записи землетрясения. Расстояния r вычисляются, зная глубину ($h = 32$ км) магматического резервуара и координаты сейсмических станций. Для вычислений были приняты следующие параметры среды: $\rho = 3000$ кг/м³, $\beta = 3500$ м/с.

По результатам визуальной инспекции амплитудных Фурье-спектров на разных станциях и ком-

понентах (пример на рис. 7) было принято решение взять значение характерной частоты $f = 1.5$ Гц.

Максимальные скорости смещений на отдельной станции вычислялись по трем компонентам:

$$|v_{\max}^S| = \sqrt{\sum_{j=1}^3 v_{j\max}^2}, \quad (14)$$

где $v_{j\max}$ — максимальное значение скорости смещения на j -ой компоненте станции. С использованием полученных $|v_{\max}^S|$ на каждой станции вычисляются сейсмические моменты (13) и моментные магнитуды (8), которые затем усредняются по всем станциям:

$$\bar{M}_w = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N M_w^i. \quad (15)$$

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Нами были обработаны сейсмограммы, полученные сетью станций КФ ФИЦ ЕГС РАН за период 01.01.2011 по 31.12.2012 гг. с использованием более 400 различных шаблонных землетрясений, выбранных из каталога вулканических землетрясений КФ ФИЦ ЕГС РАН [Сенюков и др., 2013; 2014]. Результатом обработки для каждого шаблона является подкаталог землетрясений, в котором каждому сейсмическому событию соответствуют значение коэффициента корреляции его сигнала с использованным при обработке шаблоном и значение моментной магнитуды. Минимальное пороговое значение коэффициента корреляции, при котором землетрясение попадает в каталог, составляет $CC_{\min} = 0.08$. Для каждого значения CC_i начиная с $CC_{\min}$ с шагом 0.02 составлялась выборка из землетрясений, чьи коэффициенты корреляции превышали CC_i . По результатам проведенного статистического анализа для дальнейшего исследования было решено использовать выбор-

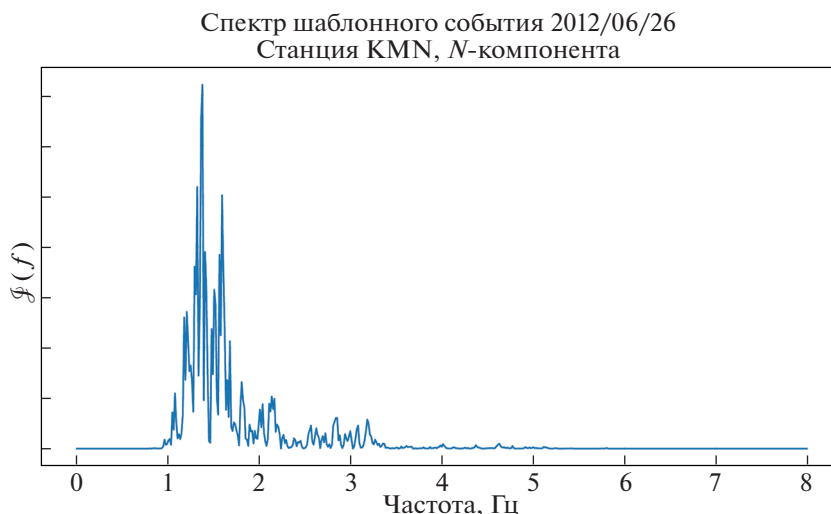


Рис. 7. Пример амплитудного спектра Фурье ГПД землетрясения (станция KMN, N-компонента; шаблон, показанный на рис. 2).

ки, сформированные из сейсмических событий с $CC = 0.12$. В результате, за период 2011–2012 гг. был получен каталог из 48915 землетрясений с использованием всех шаблонов.

На рис. 8 мы приводим анализ повторяемости землетрясений из одного из самых больших подкаталогов, полученного на основе начального шаблона, показанного на рис. 2, рис. 3, рис. 5 и рис. 7 и включающего 11627 событий. Мы рассматриваем возможные способы аппроксимировать полученный график повторяемости. Логично начать с проверки степенного закона (рис. 8б), однако наклон получившейся прямой получается завышенным ($b = 3.4$), что согласуется с результатами, полученными на основе каталогов вулканических землетрясений в некоторых предыдущих работах, например [Сенюков, 2013]. Наклон графика повторяемости был оценен при помощи метода наименьших квадратов, при этом использовался диапазон магнитуд начиная с $M_w = 1.40$. В данном случае мы не пытаемся найти лучшую аппроксимацию графика повторяемости, а показываем, что значение b в любом случае сильно превышает 1, для чего на график нанесена прямая с соответствующим наклоном. На графике можно выделить излом, который делит распределение на две части, каждую из которых также можно аппроксимировать прямыми линиями с разными наклонами ($b_1 = 1.8$ для $M_w = 1.40–1.90$ и $b_2 = 5.4$ для $M_w = 1.90–2.35$, рис. 8в). Авторы работы [Vogobieva et al., 2016] связывают такие изломы с нехваткой сильных землетрясений: быстрый крип уменьшает вероятность возникновения большого сейсмического разрыва. Однако данная теория разрабатывалась для тектонических землетрясений, поэтому вряд ли представляется возможным

применить ее к изучаемым ДП событиям. Упомянутые ранее авторы работ [Okada et al., 1981; Main, 1987; Lahr et al., 1994], отмечают, что графики повторяемости вулканических землетрясений явно отклоняются от распределения Гутенберга–Рихтера.

Полученный в настоящей работе график повторяемости также можно описать распределениями, отличными от степенных (рис. 8г). Например, нормальным распределением:

$$f_X(x) = \frac{1}{\sigma\sqrt{2\pi}} e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (16)$$

со стандартным отклонением $\sigma = 0.27$ и математическим ожиданием $\mu = 1.35$. Или гамма-распределением:

$$f_X(x) = \begin{cases} x^{k-1} \frac{e^{-x/\theta}}{\theta^k \Gamma(k)}, & x \geq 0 \\ 0, & x < 0 \end{cases} \quad (17)$$

с параметрами $\theta = 0.09$ и $k = 3.88$, где $\Gamma(k)$ — гамма-функция Эйлера.

Из рис. 8г видно, что левая ветвь наблюдаемого графика повторяемости лучше аппроксимируется гамма-распределением, в то время как правая ветвь — нормальным распределением. Из общих соображений сложно представить, что физический процесс, который обеспечивает сейсмичность, связанную с магматическим очагом, может описываться комбинацией двух распределений. Таким образом, для дальнейших статистических обобщений следует остановиться на каком-либо одном распределении. На данном этапе исследования мы отдаем предпочтение нормальному распределению, по следующим причинам: (1) более высокий уровень значимости при ап-

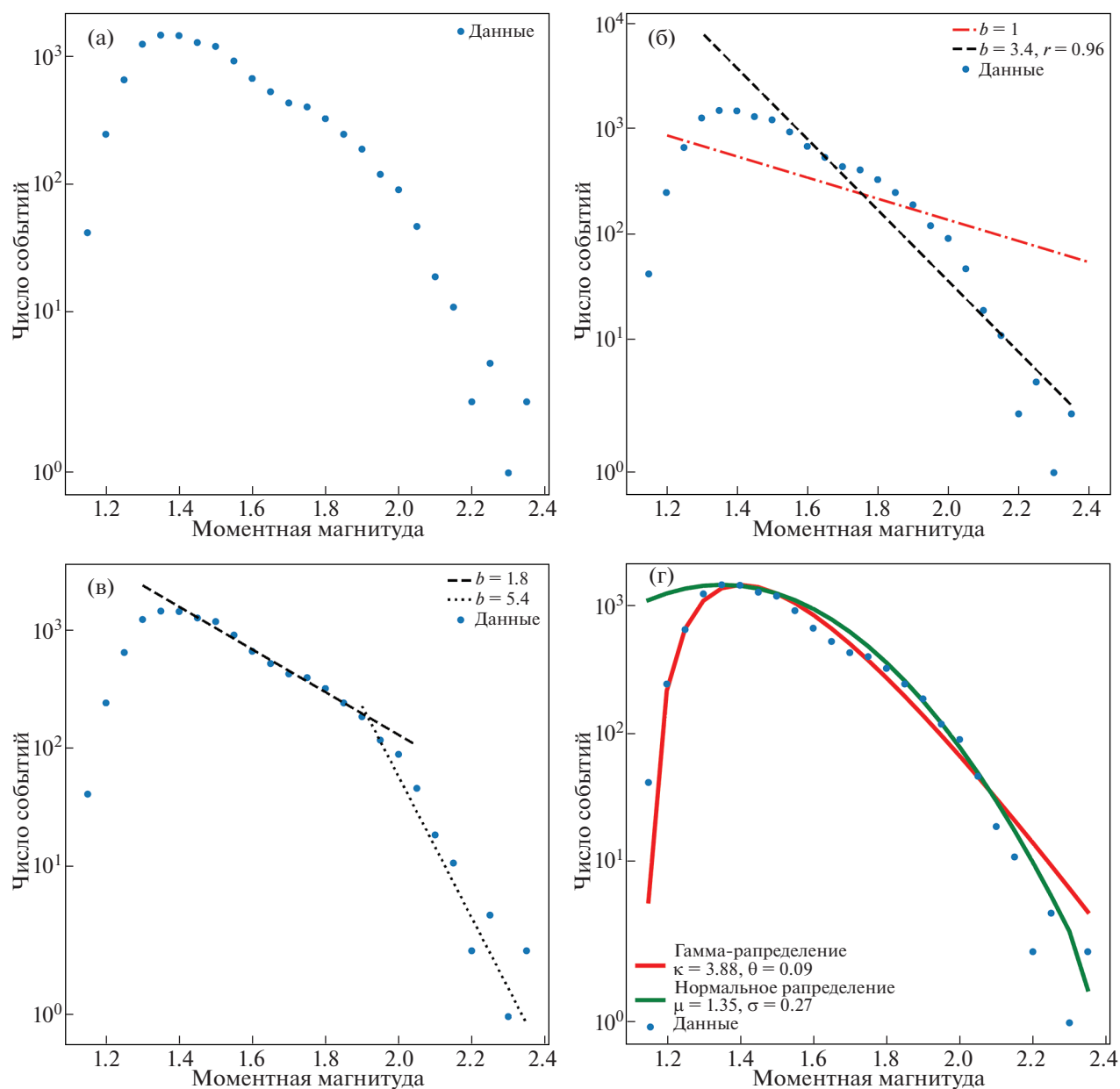


Рис. 8. График повторяемости землетрясений из субкаталога, полученного на основе шаблона, показанного на рис. 2, рис. 3, рис. 5 и рис. 7: (а) — результаты обработки наблюдений; (б) — возможная аппроксимация законом Гутенберга—Рихтера; (в) — возможная аппроксимация двумя законами Гутенберга—Рихтера; (г) — возможная аппроксимация распределениями с характерным значением магнитуды.

проксимации правой ветви наблюдаемого графика повторяемости; (2) существуют обоснованные сомнения в полноте выборки землетрясений слабых магнитуд (левой ветви) из-за недостаточной чувствительности сети (или эффектов ослепления сети вследствие вулканического дрожания); (3) слабая физическая обоснованность применения гамма-распределения, в то время как в случае однородного источника есть основания ожидать нормального распределения параметров сейсмических событий.

Существенное отличие распределений, полученных для группы подобных ГДП землетрясений под Ключевским вулканом, от закона Гутенберга—Рихтера — это то, что для них можно определить параметр масштаба, который соответствует некоторому характерному размеру источников. Такое характерное масштабирование размера хорошо согласуется с генерацией многих повторяющихся землетрясений одним источником. Существование таких источников описывается моделями, рассматривающими ва-

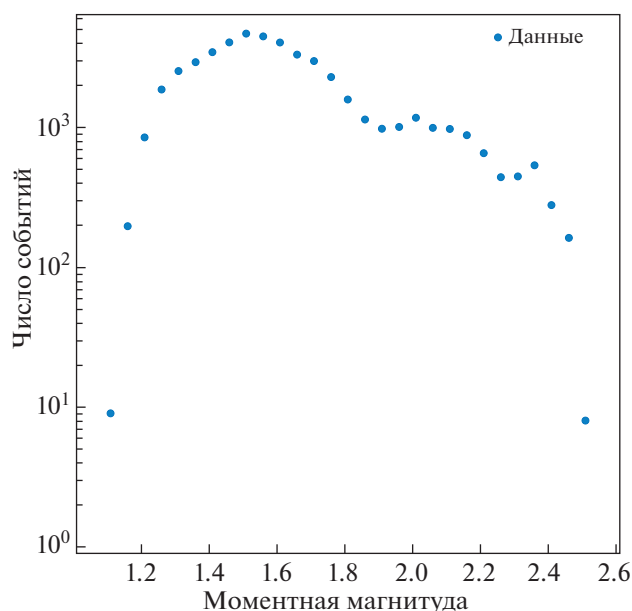


Рис. 9. График повторяемости для полного каталога ГДП землетрясений, полученного в этой работе.

риации давления в магме. Источниками сейсмических волн в них могут быть или периодический сброс давления через механические барьеры/клапаны [Shapiro et al., 2018; Wech et al., 2020], или быстрая лавинная дегазация, приводящая к росту давления [Melnik et al., 2020]. Следует отметить, что для землетрясений такого типа “стандартный” анализ наклона графика повторяемости с определением величины параметра b не имеет смысла, так как получаемые значения будут меняться в зависимости от используемого диапазона магнитуд.

На рис. 9 мы приводим график повторяемости для полного каталога ГДП землетрясений под Ключевским вулканом, объединяющим подкаталоги, полученные на основе всех использованных шаблонов. Полученное распределение имеет сложную форму и на нем видны несколько локальных максимумов. Мы интерпретируем это как эффект от наложения распределений от источников с несколькими характерными размерами.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке гранта Министерства образования и науки № 14.W03.31.0033 “Геофизические исследования, мониторинг и прогноз развития катастрофических геодинамических процессов на Дальнем Востоке РФ” и Европейским Исследовательским Советом (ERC grant 787399-SEISMAZE).

Работы сотрудников КФ ФИЦ ЕГС РАН также выполнялись в рамках НИОКТР “Комплексные геофизические исследования вулканов Камчатки и северных Курильских островов с целью обнаружения признаков

готовящегося извержения, а также прогноза его динамики с оценкой пепловой опасности для авиации” № AAAA-A19-119031590060-3.

БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность Geneviève Moguillny за помощь в проведении расчетов на удаленном кластере S-CAPAD в IPGP, Франция.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гаврилов В.А., Воронаев В.Ф., Головищкова И.А. и др. Комплекс радиотелеметрической аппаратуры ТЕСИ_2 // Сейсмические приборы. 1987. Т. 19. С. 5–16.
- Гордеев Е.И. Сейсмичность вулканов и контроль вулканической активности // Вестник ДВО РАН. 2007. № 2. С. 38–45.
- Горельчик В.И., Сторчеус А.В. Глубокие длиннопериодные землетрясения под Ключевским вулканом, Камчатка. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский. 2001 г. С. 373–389.
- Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений. Методы детального изучения сейсмичности (Труды ИФЗ АН СССР. № 9(176)). М.: ИФЗ АН СССР. 1960. С. 75–114.
- Раутиан Т.Г. Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км. Экспериментальная сейсмика (Тр. ИФЗ АН СССР. № 32(199)). М.: Наука. 1964. С. 88–93.
- Сенюков С.Л. Прогноз извержений вулканов Ключевской и Безымянный на Камчатке. LAP Lambert Academic Publishing. 2013. 152 с.
- Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Чебров В. Н. Сейсмический мониторинг вулканических районов Камчатки. Землетрясения России в 2011 году. Обнинск: ГС РАН. 2013. С. 75–79.
- Сенюков С.Л., Нуждина И.Н., Чебров В. Н. Сейсмический мониторинг вулканических районов Камчатки. Землетрясения России в 2012 году. Обнинск: ГС РАН. 2014. С. 77–82.
- Токарев П.И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука. 1981. 164 с.
- Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука. 1972. 116 с.
- Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Сергеев В.А., Пантюхин Е.А. Система сбора, обработки, хранения и представления сейсмологических данных и результатов их обработки в СП СПЦ, технические средства, алгоритмы и ПО. Труды второй региональной научно-технической конференции / Под ред. Чеброва В.Н. Петропавловск-Камчатский. 2010. С. 332–336.
- Чебров В.Н., Дроздин Д.В., Кугаенко Ю.А. и др. Система детальных сейсмологических наблюдений на Камчатке в 2011 г. // Вулканология и сейсмология. 2013. № 1. С. 18–40.
- Чебров Д.В., Дроздина С.Я., Сенюков С.Л., Шевченко Ю.В., Митюшкина С.В. Камчатка и Командорские острова. Землетрясения России в 2018 году. Обнинск: ФИЦ ЕГС РАН. 2020. С. 71–81.

- Aki K., Koyanagi R.* Deep volcanic tremor and magma ascent mechanism under Kilauea, Hawaii // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1981. V. 86. № B8. P. 7095–7109.
- Aki K., Richards P.G.* Quantitative seismology. 2002.
- Aso N., Ohta K., Ide S.* Tectonic, volcanic, and semi-volcanic deep low-frequency earthquakes in western Japan // *Tectonophysics*. 2013. V. 600. C. 27–40.
- Aso N., Tsai V.C.* Cooling magma model for deep volcanic long-period earthquakes // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119. P. 8442–8456.
- Bean C.J., De Barros L., Lokmer I., Métaxian J.P., O'Brien G., Murphy S.* Long-period seismicity in the shallow volcanic edifice formed from slow-rupture earthquakes // *Nature Geoscience*. 2014. V. 7. P. 71–75.
- Chouet B.A.* Long-period volcano seismicity: its source and use in eruption forecasting // *Nature*. 1996. V. 380. № 6572. 309 p.
- Chouet B.A., Matoza R.S.* A multi-decadal view of seismic methods for detecting precursors of magma movement and eruption // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2013. V. 252. P. 108–175.
- Dorendorf F., Wiechert U., Wörner G.* Hydrated sub-arc mantle: a source for the Kluchevskoy volcano, Kamchatka/Russia // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2000. V. 175. P. 69–86.
- Droznin D.V., Shapiro N.M., Droznina S.Ya., Senyukov S.L., Chebrov V.N., Gordeev E.I.* Detecting and locating volcanic tremors on the Klyuchevskoy group of volcanoes (Kamchatka) based on correlations of continuous seismic records // *Geophysical J. International*. 2015. V. 203. № 2. P. 1001–1010.
- Gibbons S.J., Ringdal F.* The detection of low magnitude seismic events using array-based waveform correlation // *Geophys. J. Int.* 2006. V. 165. P. 149–166.
- Gorelichik V.I., Garbuzova V.T., Storcheus A.V.* Deep-seated volcanic processes beneath Klyuchevskoi volcano as inferred from seismological data // *J. Volcanol. Seismol.* 2004. V. 6. P. 21–34.
- Gusev A.A., Melnikova V.N.* Relations between Magnitudes: Global and Kamchatka Data // *J. Volcanol. Seismol.* 1990. V. 6. P. 55–63.
- Gutenberg B., Richter C.F.* Frequency of earthquakes in California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1944. V. 34. № 4. P. 185–188.
- Hanks T.C., Kanamori H.* A moment magnitude scale // *J. Geophysical Research*. 1979. V. 84. № 5. P. 2348–2350.
- Hensch M., Dahm T., Ritter J., Heimann S., Schmidt B., Stange S., Lehmann K.* Deep low-frequency earthquakes reveal ongoing magmatic recharge beneath Laacher See volcano (Eifel, Germany) // *Geophys. J. Int.* 2019. V. 216. P. 2025–2036.
- Ivanov V.V.* Current cycle of the Kluchevskoy volcano activity in 1995–2008 based on seismological, photo, video and visual data. Proceedings of Conference Devoted to Volcanologist Day. Petropavlovsk-Kamchatsky. 27–29 March 2008. P. 27–29.
- Iverson R.M., Dzurisin D., Gardner C.A., Gerlach T.M., LaHusen R.G., Lisowski M., Major J.J., Malone S.D., Messerich J.A., Moran S.C., Pallister J.S., Qamar A.I., Schilling S.P., Vallance J.W.* Dynamics of seismogenic volcanic extrusion at Mount St. Helens in 2004–05 // *Nature*. 2006. V. 444. P. 439–443.
- Kanamori H.* The energy release in great earthquakes // *J. Geophysical Research*. 1977. V. 82. №. 20. P. 2981–2987.
- Kanamori H., Anderson D.L.* Theoretical basis of some empirical relations in seismology // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1975. V. 65. P. 1073–1095.
- Kurihara R., Obara K., Takeo A., Tanaka Y.* Deep low-frequency earthquakes associated with the eruptions of Shinmoe-dake in Kirishima volcanoes // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. V. 124. P. 13079–13095.
- Lahr J.C., Chouet B.A., Stephens C.D., Power J.A., Page R.A.* Earthquake classification, location, and error analysis in a volcanic environment: Implications for the magmatic system of the 1989–1990 eruptions at Redoubt Volcano, Alaska // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1994. V. 62. № 1–4. P. 137–151.
- Levin V., Shapiro N.M., Park J., Ritzwoller M. H.* Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka // *Nature*. 2002. V. 418. № 6899. P. 763.
- Main I.G.* A characteristic earthquake model of the seismicity preceding the eruption of Mount St. Helens on 18 May 1980 // *Physics of the earth and planetary interiors*. 1987. V. 49. № 3–4. P. 283–293.
- Melnik O., Lyakhovsky V., Shapiro N. M., Galina N., Bergal-Kuvikas O.* Degassing of volatile-rich basaltic magmas: source of deep long period volcanic earthquakes // *Nature Communication*. 2020. V. 11. P. 3918.
- Neuberg J.W., Tuffen H., Collier L., Green D., Powell T., Dingwell D.* The trigger mechanism of low-frequency earthquakes on Montserrat // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2006. V. 153. P. 37–50.
- Nichols M.L., Malone S.D., Moran S.C., Thelen W.A., Vidale J.E.* Deep long-period earthquakes beneath Washington and Oregon volcanoes // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2011. V. 200. P. 116–128.
- Okada H., Watanabe H., Yamashita H., Yokoyama I.* Seismological significance of the 1977–1978 eruptions and the magma intrusion process of Usu volcano, Hokkaido // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 1981. V. 9. P. 311–334.
- Ozerov A.Yu., Firstov P.P., Gavrilov V.A.* Periodicities in the dynamics of eruptions of Klyuchevskoi volcano, Kamchatka // *Geophys. Monograph. Series*. 2007. V. 172. P. 283–291.
- Power J.A., Stihler S.D., White R.A., Moran S.C.* Observations of deep long-period (DLP) seismic events beneath Aleutian arc volcanoes; 1989–2002 // *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 2004. V. 138. P. 243–266.
- Roman D.C., Cashman K.V.* The origin of volcano-tectonic earthquake swarms // *Geology*. 2006. V. 34. № 6. P. 457–460.
- Senyukov S.L.* Monitoring and prediction of volcanic activity in Kamchatka from seismological data: 2000–2010 // *J. Volcanol. Seismol.* 2013. V. 7. № 1. P. 86–97.
- Senyukov S. L., Droznina S.Ya., Nuzhdina I.N., Garbuzova V.T., Kozhevnikova T.Y.* Studies in the activity of Klyuchevskoi volcano by remote sensing techniques between January 1, 2001 and July 31, 2005 // *J. Volcanol. Seismol.* 2009. V. 3. № 3. P. 191–199.
- Shapiro N.M., Campillo M., Kaminski E., Vilotte J.-P., Jaupart C.* Low-frequency earthquakes and pore pressure transients in subduction zones // *Geophysical Research Letters*. 2018. V. 45. P. 11083–11094.
- Shapiro N.M., Droznin D.V., Droznina S.Ya., Senyukov S.L., Gusev A.A., Gordeev E.I.* Deep and shallow long-period vol-

- canic seismicity linked by fluid-pressure transfer // *Nature Geoscience*. 2017a. V. 10. № 6. P. 442.
- Shapiro N.M., Sens-Schönfelder C., Lühr B.G., Weber M., Abkadyrov I., Gordeev E.I., Koulakov I., Jakovlev A., Kugaenko Y.A., Saltykov V.A. Understanding Kamchatka's extraordinary volcano cluster // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. 2017b. V. 98. № 7. P. 12–17.
- Shaw B.E. Constant stress drop from small to great earthquakes in magnitude-area scaling // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2009. V. 99. P. 871–875.
- Shaw H.R., Chouet B.A. Singularity spectrum of intermittent seismic tremor at Kilauea Volcano, Hawaii // *Geophysical Research Letters*. 1989. V. 16. № 2. P. 195–198.
- Shi Z., Ben-Zion Y. Seismic radiation from tensile and shear point dislocations between similar and dissimilar solids // *Geophys. J. Int.* 2009. V. 179. P. 444–458.
- Stein S., Wysession M. Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure. Blackwell Publishing. 2003. 498 p.
- Van Tees H. L. Detection, Estimation and Modulation Theory. Part I. NY: Wiley. 1968. 1151 p.
- Vorobieva I., Shebalin P., Narteau C. Break of slope in earthquake size distribution and creep rate along the San Andreas fault system // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43. № 13. P. 6869–6875.
- Wech A.G., Thelen W.A., Thomas A.M. Deep long-period earthquakes generated by second boiling beneath Mauna Kea volcano // *Science*. 2020. V. 368. P. 775–779.
- White R.A. Fire and Mud: Eruptions and Lahars of Mount Pinatubo, Philippines / Newhall C.G., Punongbayan R.S. Univ. Washington Press. 1996. P. 307–326.
- Yogodzinski G.M., Lees J.M., Churikova T.G., Dorendorf F., Wöerner G., Volynets O.N. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges // *Nature*. 2001. V. 409. № 6819. P. 500.

Recurrence of Deep Long-Period Earthquakes beneath the Klyuchevskoi Volcanic Group, Kamchatka

N. A. Galina^{a, b, *}, N. M. Shapiro^{a, b}, D. V. Droznin^c, S. Ya. Droznina^c,
S. L. Senyukov^{b, c}, and D. V. Chebrov^c

^a*Institut des Sciences de la Terre, Université Grenoble Alpes, CNRS, Grenoble, 38400 France*

^b*Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, 123242 Russia*

^c*Kamchatka Branch, Geophysical Survey, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006 Russia*

*e-mail: nataliya.galina@univ-grenoble-alpes.fr

Along with the volcano-tectonic earthquakes, the long-period earthquakes and tremors are one of two main classes of volcano-seismic activity. It is believed that the long-period volcanic seismicity is associated with pressure fluctuations in the magmatic and hydrothermal systems beneath the volcanoes and can therefore be used as a precursor of the preparing eruptions. At the same time, the physical mechanism of long-period seismicity is still not fully understood. In this work, we have studied the long-period earthquakes that occur at the crust–mantle boundary beneath the Klyuchevskoi volcanic group in Kamchatka in order to establish their recurrence law—the relationship between the magnitude and frequency of occurrence of the events. In the region under study, the earthquakes pertaining to this type are most numerous and characterize the state of the deep magma reservoir located at the crust–mantle boundary. The changes in seismic regime in this part of the magmatic system can be one of the early precursors of eruptions. For a more thorough characterization of the frequency–magnitude relationship of the discussed events, we compiled a new catalog of deep long-period earthquakes based on the matched-filter processing of the continuous seismograms recorded by the network of stations of the Kamchatka Branch of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences in 2011–2012. We also used a magnitude determination method that yields the estimates close to the moment magnitude scale. The analysis of the obtained catalog containing more than 40000 events shows that the frequency–magnitude relationships of the earthquakes markedly deviate from the Gutenberg–Richter power-law distribution, which can testify to the presence of the mechanism of seismicity and the features of the sources that differ from the common tectonic earthquakes. It is shown that the magnitude distribution of the deep long-period earthquakes is rather described by the distributions with the characteristic mean values such as the normal or gamma distribution.

Keywords: graph of frequency–magnitude relationship of earthquakes, volcanic seismicity, long-period earthquakes, moment magnitude, statistical analysis