

УДК 550.344.43

ОЦЕНКИ ПОГЛОЩЕНИЯ ЭНЕРГИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН НА БЛИЗКИХ РАССТОЯНИЯХ ОТ ВУЛКАНА КИЗИМЕН (КАМЧАТКА)

© 2020 г. **В. К. Лемзиков^а**, **М. В. Лемзиков^а**, *

^аИнститут вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, бульвар Пийпа, 9, Петропавловск-Камчатский, 683006 Россия

*e-mail: lemzikov@kscnet.ru

Поступила в редакцию 11.03.2019 г.

После доработки 26.11.2019 г.

Принята к публикации 31.03.2020 г.

Произошедший рой вулканических землетрясений во время извержения вулкана Кизимен позволил изучить сейсмическое поглощение энергии сейсмических волн в вулканогенных горных породах на коротких гипоцентральных расстояниях от вулкана. Изучение выполнено с использованием *P*-волн, *S*-волн и кода-волн по зависимым и независимым от частоты методам: расширение импульса, нормализации к коду и модель однократного обратного рассеивания кода-волн. Возможно, дальнейшее исследование в этом направлении позволит исследовать также напряженно-деформированное состояние вулканогенных горных пород под вулканом и в его конусе. Определение внутреннего поглощения и рассеивания поперечных сейсмических волн показало, что в суммарном затухании в области вулканической постройки преобладает рассеивание поперечных сейсмических волн над внутренним поглощением их энергии. В результате можно сделать вывод, что добротность вулканогенных горных пород вулкана Кизимен выше, чем добротность тектонических сред.

Ключевые слова: вулкан Кизимен, вулcano-тектонические землетрясения, сейсмические станции, расширения импульса, нормализации к коду, поглощение, рассеивание

DOI: 10.31857/S0203030620040033

ВВЕДЕНИЕ

Вулкан Кизимен с абсолютной высотой 2485 м является действующим, тип извержений – эффузивно-эксплозивный. Первые научные исследования вулкана датируются летом 1943 г. [Пийп, 1946]. Вулкан расположен на юго-восточном борту Шапинского грабена на полуострове Камчатка. Район вулкана Кизимен с соседствующим хребтом Гамчен и долиной реки левой Шапиной имеет сложную тектонику. Постройка вулкана приурочена к системе крупноамплитудных сбросов северо-восточного простираения зоны сочленения Шапинского грабена с горстом хребта Тумрок [Камчатка ..., 1974].

За последние 200 лет вулкан Кизимен извергался около десяти раз. Предпоследнее извержение вулкана, по-видимому, произошло в 1927–1928 гг. [Гущенко, 1979]. Слабая сейсмическая активность вулкана Кизимен началась в начале 2009 г. и продолжалась в 2010 г. В декабре 2010 г., после более 80 лет затишья, началось очередное эксплозивно-эффузивное извержение. Первые сейсмические сигналы нового извержения могли свидетельствовать о взрывах и обломочных лавинах на вулкане. Они появились 9 декабря 2010 г., а в ночь с 9 на 10 декабря (по местному времени)

произошло резкое усиление сейсмической и вулканической активности [Сенюков и др., 2010]. Извержение вулкана Кизимен продолжалось 3 года, до конца декабря 2013 г.

Вулканогенные горные породы обычно сильно гетерогенны. Здесь наблюдается присутствие лавовых потоков, пеплов, сложно построенных структур без преобладающих разломных направлений и т.д. В поверхностных слоях могут быть найдены бомбы, пепловые слои и обломочный материал. С глубиной наблюдаются внедрения магматических тел, что указывает на сложное строение геологической структуры вокруг вулкана и в его конусе.

Во многих работах [Saccorotti et al., 2001; Lees, 2007] показано, что сложная топография и пространственные вариации свойств вулканогенных горных пород искажают сигнал, производя явления, подобные фокусированию и расфокусированию сейсмических лучей, их рассеиванию, поглощению энергии сейсмических волн, и другие подобные явления. Все эти явления можно охарактеризовать параметром добротности Q , который, как функция расстояния, определяет поглощение энергии сейсмических волн.

Поглощение энергии сейсмических волн рассматривается как важный фактор, влияющий на параметры, характеризующие землетрясения, в частности, на спектры прямых волн [Гусев, 2016]. Изучение поглощающих свойств вулканогенных горных пород по записям вулcano-тектонических землетрясений на коротких гипоцентральных расстояниях позволяет получить данные о затухании сейсмических волн в приповерхностном слое. Оценки добротности, полученные по данным сейсмических станций, установленных на конусе вулкана, характеризуют поглощение энергии сейсмических волн в конусе вулкана, под ним и в непосредственной близости от него в различные периоды сейсмической активности вулкана. Возможно, в будущем исследование в этом направлении может быть использовано для прогноза извержения вулкана.

Для исследования добротности тектонических сред и вулканогенных горных пород в мире используется простой метод оценки затухания энергии кода-волн [Aki, Chouet, 1975] на основе параметра Q_c , который характеризует суммарное затухание энергии кода-волн. Например, в работе [Aki, 1992] отмечено, что Q_c – важный параметр, характеризующий геологическую среду. В литературе имеются многочисленные оценки этого параметра добротности – Q_c , полученные в вулканогенных горных породах различных вулканов [Del Pezzo et al., 1985; Ambeg Fairhead, 1989; Steck et al., 1989; O'Doherty et al., 1997; Wu et al., 2006]. Обзор научной литературы показал, что параметр добротности Q_c выше в вулканически активных регионах по сравнению с поверхностью земной коры [Sato, Fehler, 1998].

Суммарное затухание Q_T обычно представляется как комбинация внутреннего поглощения Q_I и рассеивание Q_S [Zeng et al., 1991; Sato, 1993]:

$$Q_T = Q_I + Q_S, \quad (1)$$

где Q_I – внутреннее поглощение, Q_S – рассеивание.

Параметр Q_I отражает поглощение энергии сейсмических волн, Q_S характеризует процессы отражения/дифракции и/или изменения типа сейсмических волн. Лабораторные исследования [Del Pezzo et al., 1995] дают основания считать, что внутреннее поглощение энергии сейсмических волн чувствительно к плавлению вулканогенных горных пород.

Метод оценки поглощения энергии кода-волн, используемый ранее и основанный на однократном рассеивании, не различает два параметра Q_I и Q_S , представляя их в виде общего параметра Q_c [Sato, Fehler, 1998]. Параметр Q_I определяет уменьшение амплитуды и прямых волн и

кода-волн, а параметр Q_S вместе с уменьшением амплитуды прямой волны ответствен за увеличение амплитуды кода-волн. Для отдельного определения этих параметров в среде используется метод MLTWA (Multiple Lapse Time Windows Analysis) [Zeng et al., 1991; Sato, 1993]. Метод основан на учете многократного рассеивания сейсмических волн. Он нашел широкое применение во всем мире, например, [Sato, Fehler, 1998]. В то же время этот метод не может быть применен для землетрясений малых магнитуд [Martinez-Arevalo et al., 2003], поэтому для получения отдельных оценок параметров Q_I и Q_S в работе будет использован другой аналогичный метод, описанный в работе [Wennerberg, 1993].

Целью работы является определение добротности Q в вулканогенных горных породах вулкана Кизимен на основе использования волновых форм вулcano-тектонических землетрясений, произошедших во время его последнего извержения. Добротность Q определяется в диапазоне частот от 0.5 до 15 Гц и на коротких гипоцентральных расстояниях, на основе P -, S -волн и кода-волн.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

Из архива Камчатского филиала федерального исследовательского центра “Единая Геофизическая Служба (КФ ФИЦ ЕГС) РАН” выбирались цифровые записи волновых форм вулcano-тектонических землетрясений, произошедших при извержении вулкана Кизимен. На выбранных для анализа цифровых записях присутствуют четкие вступления продольных и поперечных сейсмических волн – их волновые формы короткие. Преобладают объемные волны, поверхностные волны отсутствуют (рис. 1).

Такие события относятся к первому типу вулканических землетрясений и называются вулcano-тектоническими по классификации П.И. Токарева [1981]. Для уменьшения влияния поверхностных эффектов на формирование первых импульсов P -, S - и кода-волн выбирались более глубокие вулcano-тектонические землетрясения – с очагами под вулканом в диапазоне глубин 5–12 км. При извержении вулкана Кизимен вулcano-тектонических землетрясений с очагами глубже 12 км не было.

Для получения большей однородности оценок добротности вулканогенных горных пород цифровые записи волновых форм вулcano-тектонических землетрясений выбирались в узком диапазоне энергетических классов. Иногда такие землетрясения происходили на фоне вулканического дрожания, а также множества слабых вулcano-тектонических землетрясений, у которых “полезный” сигнал едва заметен на фоне помех. В этом

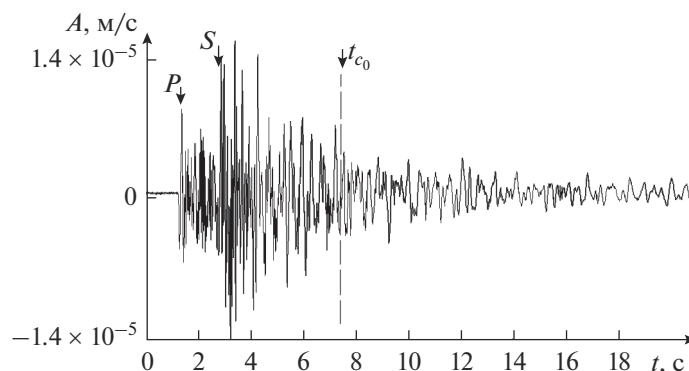


Рис. 1. Пример волновых форм слабого вулcano-тектонического землетрясения вулкана Кизимен, зарегистрированного вертикальным сейсмическим каналом станции KZV 10 января 2010 г. по времени (UTC) 12 ч 00 мин 48.3 с. Показаны начала вступлений P -, S - и момент времени t_{c0} — начало кода-волн.

случае выбирались события с соотношением по амплитуде сигнал/шум не менее двух.

Экспериментально установлено [Лемзиков, 2008], что для определения добротности вулканогенных горных пород вулкана Кизимен подходят вулcano-тектонические землетрясения в диапазоне энергетических классов в пределах от $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 5.9$ до $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 6.3$, где $K_{S1,2}^{\Phi 68}$ — региональные энергетические классы. $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 6.1$ соответствует в шкале магнитуд $M = 1.0$ согласно соотношению $K_{S1,2}^{\Phi 68} = 1.5M + 4.6$ [Федотов, 1972].

Регистрация вулcano-тектонических землетрясений вулкана Кизимен выполнена радиотелеметрическими сейсмическими станциями КФ ФИЦ ЕГС РАН, установленными на склоне и вблизи этого вулкана: Кизимен (KZV), Тумрок (TUM) и Тумрок-источники (TUMD) (рис. 2).

Сейсмическая станция (TUM) была установлена в 2003 г. и работает с целью слежения за слабой сейсмичностью района Восточной Камчатки. Сейсмическая станция (KZV) была установлена у подножия вулкана Кизимен в сентябре 2009 г., когда существенно возросла сейсмическая активность этого вулкана по сравнению с фоновой сейсмичностью. Сейсмическая станция (TUMD) была установлена в марте 2011 г., когда извержение вулкана Кизимен продолжалось.

Станции KZV и TUM оснащены трехкомпонентным короткопериодным каналом для регистрации скорости смещений грунта: один вертикальный (SHZ) и два горизонтальных (SHE, SHN) и дополнительно — еще одна вертикальная компонента для регистрации скорости смещений грунта с повышенным уровнем чувствительности (EHZ). Станция TUMD оснащена трехкомпонентным комплектом широкополосных каналов для регистрации скорости смещений грунта: один вертикальный (BHZ) и два горизонтальных (BHE, BHN). Сейсмометрические каналы станции TUMD

характеризуются не только широкой частотной полосой пропускания сейсмических сигналов, но и более высоким динамическим диапазоном по сравнению со станциями KZV и TUM.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ МЕТОДЫ И ИХ ПРИМЕНЕНИЕ

Применены следующие методы: расширения импульса P - и S -волн, нормализации к коду и однократного обратного рассеивания кода-волн. Эти методы для оценивания добротности вулканогенных горных пород вблизи вулкана многократно использовались в работах, например, [Martinez-Arevalo et al., 2003; Bianco et al., 1999]. Отметим кратко, не упуская важных деталей.

Метод расширения импульса. Измерение продолжительности импульсов P - и S -волн дает информацию об очаге землетрясения и среде распространения сейсмических волн на пути от очага до приемника. Метод имеет преимущество в том, что нет необходимости знать инструментальные характеристики приборов записи и точно измерять амплитуду импульса. В методе требуется только половина длительности первых вступлений (P или S).

В литературе имеются несколько способов для оценки продолжительности импульса. Мы использовали в работе метод [Liu et al., 1994], в котором его продолжительность определена как пересечение линейной экстраполяции максимального наклона начала импульса с нулевой линией сейсмограммы до следующего пересечения записи с нулевой линией (рис. 3).

Измерения сделаны на сейсмограммах относительно скорости смещения. В работе [Gladwin, Stacey, 1974] предложено эмпирическое соотношение для P -волн, которое связывает продолжительность импульса и длину пути сейсмической волны:

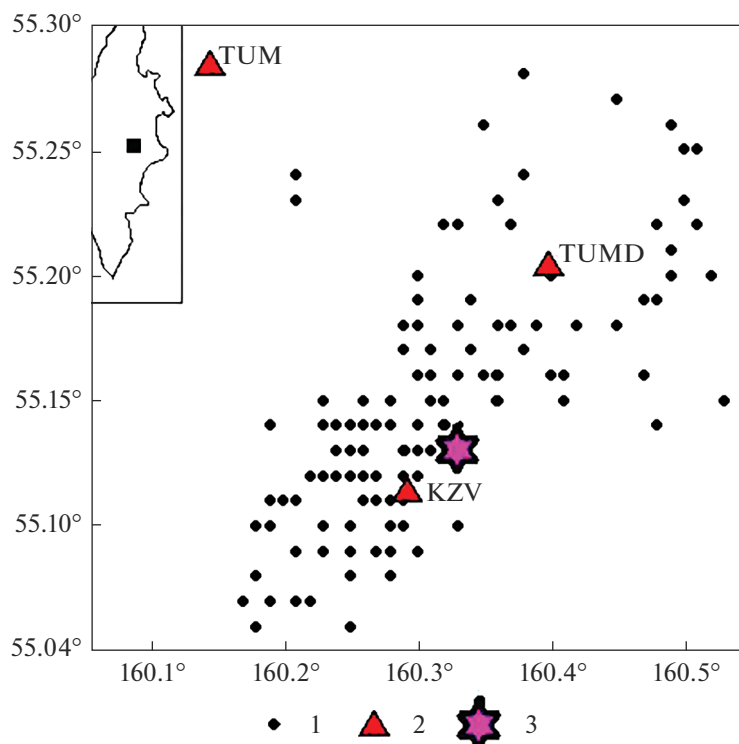


Рис. 2. Карта района исследования.

1 – эпицентры слабых вулcano-тектонических землетрясений вулкана Кизимен 2011–2013 гг.; 2 – сейсмические станции (1 – TUM, 2 – TUMD, 3 – KZV); 3 – вершина вулкана Кизимен. На врезке: черным квадратом показано расположение исследуемого района на карте Камчатки.

$$\tau_{1/2} = \tau_0 + ct/Q_p = \tau_0 + cd/(v_p Q_p), \quad (2)$$

где $\tau_{1/2}$ – продолжительность P -импульса на расстоянии d в км от очага, τ_0 – продолжительность P -импульса в очаге в с, c – постоянная, t – время пробега волны от очага до станции в с, Q_p – показатель добротности среды для P -волн и v_p – скорость P -волны.

Для соотношения (1) важно определить значение постоянного “ c ”. В данной работе для импульсов P -волн принято $c = 0.5$. Для импульсов S -волн принято $c = 1$. Соотношение (1) было полу-

чено для гомогенных сред, однако в работе [Wu, Lees, 1996] сделано заключение, что его можно применить и к сложным геологическим средам, таким как вулканогенные горные породы вулканов.

Продолжительность импульсов P -волн измерялась на вертикальных компонентах SHZ станций TUM, TUMD и KZV, а продолжительность импульсов S -волн – на горизонтальных компонентах SHE и SHN тех же станций (см. рис. 1). Следует отметить, что импульсы P -волн регистрируются только на фоне микросейсм, а импульсы S -волн – на коротких гипоцентральных расстояниях можно не только P -, но и других сейсмических волн, поэтому измерение их сложнее, чем импульсы P -волн.

Получены оценки добротностей Q_{Pr} и Q_{Sr} подстановкой экспериментальных данных в уравнение (2) (рис. 4).

Для импульсов P -волн коэффициент корреляции равен $\rho = 0.73$, что можно принять как достаточный для анализа. Для импульсов S -волн коэффициент корреляции меньше и равен $\rho = 0.57$, но результат можно принять как приемлемый. Измерения длительностей импульсов S -волн, по сравнению с длительностями импульсов P -волнами, затруднено, поэтому измерения на двух го-

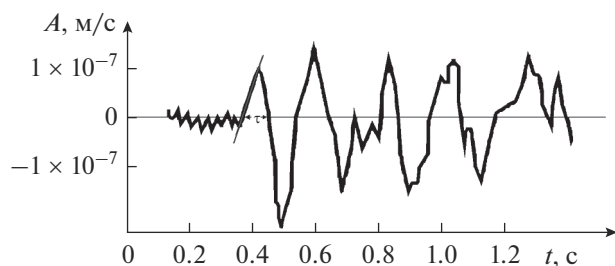


Рис. 3. Пример процедуры оценивания продолжительности импульса P -волны на сейсмограмме скорости смещения почвы.

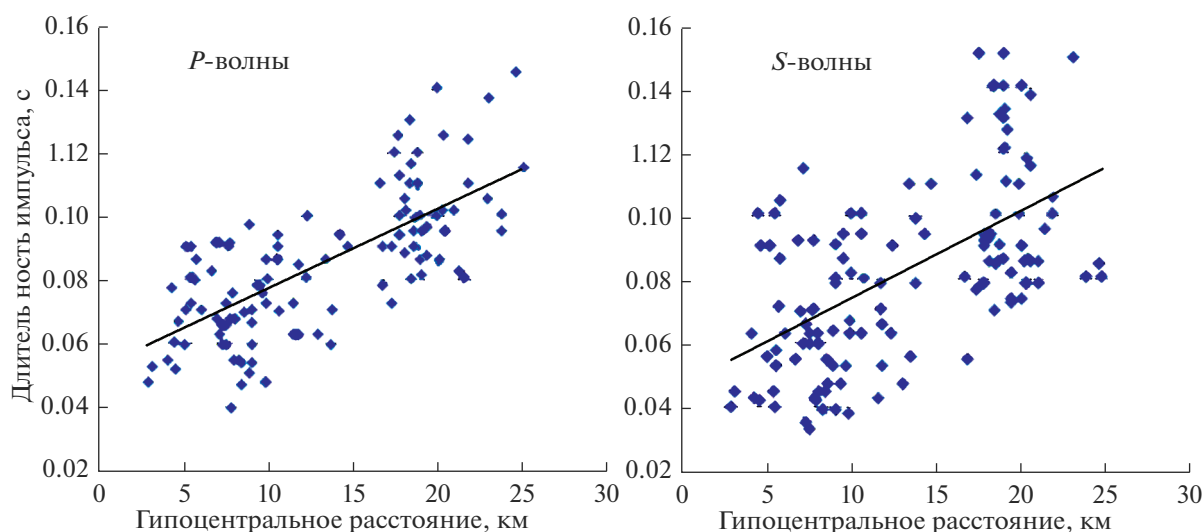


Рис. 4. Продолжительность первых импульсов для P - и S -волн в зависимости от гипоцентрального расстояния, где показаны методом наименьших квадратов определения значений Q_{Pr} и Q_{Sr}

ризонгальных каналов были выполнены там, где это было возможно. Оценки добротности Q_{Pr} и Q_{Sr} получены с использованием соответствующих значений скоростей v_p и v_s . Значения скоростей сейсмических волн имеют смысл средних скоростей этих волн для использованных данных. Они определялись с использованием скоростной модели среды, которая применяется на Камчатке для определения координат очагов землетрясений [Сенюков, 2004].

Значение угла наклона линии регрессии (см. рис. 4) для P - и S -волн равны: $\kappa = 0.0020$ и $\kappa = 0.0028$ соответственно. Оценки добротностей P - и S -волн равны: $Q_{Pr} = 57 \pm 16$ и $Q_{Sr} = 88 \pm 23$. Отношение параметров добротностей $Q_{Sr}/Q_{Pr} = 1.5$.

Метод нормализации к коде. Поглощение энергии S -волны можно оценить при продолжительности времени намного большем, чем время пробега S -волны. Считается, что сейсмическая энергия однородно распределена в объеме, окружающем сейсмический очаг [Aki, Chouet, 1975]. Поэтому поглощение энергии S -волны можно оценить, следуя [Aki, 1980] на основе следующей методики. Амплитудный спектр S -волны ($A^{S\ Direct}(f, t)$) для i -го источника и j -той станции, находящейся на расстоянии r_{ij} от очага землетрясений, может быть выражен через нормализацию его спектром S -кода-волн ($A^{Coda\ S}(f, t_c)$), выбранном за промежуток времени t_c , по формуле:

$$\ln \frac{r_{ij} |A^{S\ Direct}(f, t)|}{A^{Coda\ S}(f, t_c)} = -(Q_d(f) \pi f / v_o) r_{ij} + cte, \quad (3)$$

где Q_d — поглощение прямой S -волны, v_o — скорость S -волны и f — частота, см. [Aki, 1980].

Применение этого метода требует выбора двух временных окон на сейсмограмме: первое включает пакет S -волн, а второе — референсное время на коде. Спектральные амплитуды S -волны и кода-волн оценены фильтрованием сигнала полосовым фильтром прохода и вычислением среднеквадратичной (RMS) амплитуды сигнала в двух окнах. В одном определяемом времени прибытия S -волны, и в другом выбранном за промежуток времени t_c для кода-волн.

Этот анализ был сделан в частотной области в пяти октавных частотно-полосовых фильтрах (0.5–1, 1–2, 2–4, 4–8, 8–16 Гц) со средними частотами (0.75, 1.5, 3.0, 6.0 и 12.0 Гц). Фильтрация была выполнена с использованием фильтра Баттерворта с максимально плоской амплитудно-частотной характеристикой в полосах пропускания. В каждой полосе частот амплитуды S -волн и кода-волн были оценены как среднеквадратичные (RMS) амплитуды профильтрованной трассы, следуя рекомендациям многих работ, например [Del Pezzo et al., 1995], с длиной окна 2 с.

Стартовое время для выделения кода-волн есть точка со временем $t_{co} = t_s + 2(t_s - t_p)$, t_s — время вступления S -волн, t_p — время вступления P -волн. Конец анализа кода-волн устанавливается временем, в котором отношение среднеквадратичного значения (RMS) сигнала и среднего шума до события больше чем 1. Форма кода-волн, при использовании этого метода, должна спадать однородно, без вступлений других волн. При обработке исходных данных это проверялось визуально и программно методом корреляции.

Референсное время на записи кода-волн вулканотектонических землетрясений определено значением $-t_c = 16$ с. Результаты, которые были

Таблица 1. Оценки добротности Q_d , полученные по методу нормализации к коде для каждой из трех станций, и средняя оценка добротности Q_d для всех станций

Станция код		Частота, Гц				
		0.75	1.5	3.0	6.0	12.0
KZV	Количество наблюдений	566	580	585	544	467
	Q_d	38 ± 13	77 ± 18	124 ± 23	187 ± 39	305 ± 59
TUM	Количество наблюдений	633	719	722	701	510
	Q_d	68 ± 17	115 ± 21	172 ± 26	265 ± 42	431 ± 63
TUMD	Количество наблюдений	228	340	350	329	217
	Q_d	48 ± 26	139 ± 53	217 ± 71	307 ± 102	371 ± 93
Средняя для трех станций	Количество наблюдений	1412	1615	1685	1594	1271
	Q_d	54 ± 21	104 ± 26	136 ± 34	224 ± 46	360 ± 74

использованы для расчета коэффициента добротности на основе рассматриваемого метода нормализации к коде — Q_d , определяются для корреляционного коэффициента не менее 0.7 в полосе частот с осевой частотой 0.75 и 1.5 Гц, и не менее 0.9 — с осевой частотой 3.0, 6.0 и 12.0 Гц. Средняя скорость S -волн для каждой из сейсмических станций определялась согласно работе [Сенюков, 2004]. Результаты вычисления добротности Q_d представлены в табл. 1.

Частотная зависимость для среднего значения Q_d может быть представлена по следующему закону:

$$Q_d = Q_0 (f/f_0)^n, \quad (4)$$

где Q_0 — значения Q_d на частоте 1 Гц, f_0 — референсная частота равная 1 Гц.

Таким образом, для среднего значения Q_d в результате получаем $Q_0 = 58 \pm 28$, $n = 0.72 \pm 0.22$:

$$Q_d = 58 \pm 28 (f/f_0)^{0.72 \pm 0.22}. \quad (5)$$

Метод однократного обратного рассеивания. В предположении об однократном обратном рассеивании сейсмических волн в процессе формирования кода-волн и при условии помещения очага и станции в одну и ту же точку, огибающая кода-волн, как функция времени в фиксированный отрезок времени t_c , отсчитывается от времени в очаге названное промежутком времени (lapse time), может быть выражено, следуя [Aki, Chouet, 1975]:

$$A(f, t) = A_0(f) t^{-n} \exp(-\pi f t / Q_c), \quad (6)$$

где $A_0(f)$ — функция, которая зависит от источника, пути и частоты f волны и свойств среды, t^{-n} — геометрическое расхождение, Q_c — показатель добротности кода-волны.

Параметр Q_c вычисляется на основе линейного соотношения, полученного логарифмированием обеих частей уравнения (6):

$$\ln(A(f, t) t^n) = \ln(A_0(f)) - \pi f t / Q_c. \quad (7)$$

Затем методом наименьших квадратов определяется угол наклона линии регрессии полученных данных, коэффициент — $\pi f t / Q_c$ и свободный член — $\ln(A_0(f))$.

Дополнительно следует отметить, что все замечания при выборе участков кода-волн на цифровых записях вулcano-тектонических землетрясениях, приведенные в методе нормализации к коде, относятся и к этому методу. Результаты вычисления параметра добротности Q_c представлены в табл. 2.

Из табл. 2 видно, как проявляется отличие оценок добротности Q_c между станциями, с одной стороны KZV, а с другой — TUM, TUMD.

Представляя зависимость параметра Q_c от частоты для среднего значения этого параметра (см. табл. 2), получаем $Q_0 = 106 \pm 3$, $n = 0.42 \pm 0.01$, и эта зависимость выражается соотношением:

$$Q_c = 106 \pm 3 (f/f_0)^{0.42 \pm 0.01}. \quad (8)$$

В этом случае коэффициенты соотношения имеют незначительный разброс, что свидетельствует о том, что полученные оценки добротности Q_c являются устойчивыми.

ОБСУЖДЕНИЕ

Получено несколько оценок добротности Q вулканогенных горных пород вулкана Кизимен на коротких гипоцентральных расстояниях в полосе частот от 0.5 до 15.0 Гц. Оценки добротности Q зависят от метода исследования. Метод расширения импульса позволяет получить оценки добротности вулканогенных горных пород для некоторой полосы частот, определяемой спектром первых вступлений P - и S -волн.

Таблица 2. Оценки добротности Q_c по данным трех станций и средняя оценка Q_c

Частота, Гц	Станция код	Количество наблюдений	Коэффициент корреляции	Оценки добротности Q_c и средняя оценка Q_c	Область наблюдения, $Z_{\text{набл.}}$
0.75	KZV	54	0.68	78.0 ± 27.0	4.0
	TUM	54	0.67	97.0 ± 32.0	2.7
	TUMD	15	0.54	100.0 ± 28.0	
	Сумма	123		69 ± 29	
1.5	KZV	54	0.68	106.0 ± 30.0	4.4
	TUM	72	0.68	130.0 ± 45.0	2.9
	TUMD	16	0.54	131.0 ± 30.0	
	Сумма	142		122 ± 35	
3.0	KZV	85	0.90	140.0 ± 47.0	6.4
	TUM	120	0.87	178.0 ± 63.0	5.5
	TUMD	87	0.74	178.0 ± 37.0	
	Сумма	292		165 ± 49	
6.0	KZV	87	0.95	184.0 ± 55.0	6.4
	TUM	115	0.93	230.0 ± 87.0	5.4
	TUMD	77	0.90	224.0 ± 35.0	
	Сумма	297		212 ± 59	
12.0	KZV	84	0.96	230.0 ± 87.0	6.8
	TUM	113	0.93	320.0 ± 96.0	6.3
	TUMD	88	0.95	316.0 ± 91.0	
	Сумма	285		289 ± 91	

Полученные оценки добротности Q позволяют упрощенно представить вулканическую среду возле вулкана Кизимен в виде двухслойной. Полная добротность Q_{total} представляется как сумма двух эффектов, поверхностное поглощение энергии сейсмических волн под сейсмической станцией (Q_k) и сейсмическое поглощение, соответствующее лучу сейсмических волн, проходящему в более глубоком слое (Q_{parth}). Такой подход использован в [Martinez-Arevalo et al., 2003]. Можно ожидать, что оценки добротности Q_k в поверхностном слое будут меньше по сравнению с оценками добротности Q_{parth} в глубоком слое [Martinez-Arevalo et al., 2003].

Согласно расположению сейсмических станций и очагов вулкано-тектонических землетрясений (см. рис. 2) можно сделать следующее заключение:

сейсмические лучи вулкано-тектонических землетрясений по данным станции KZV располагаются, в основном, в поверхностном слое и, следовательно, оценки добротности Q для этой станции больше соответствуют добротности в поверхностном слое Q_k ;

сейсмические лучи вулкано-тектонических землетрясений на двух других станциях — TUM и TUMD погружаются во второй слой тем глубже,

чем больше гипоцентральное расстояние этих землетрясений. Оценки добротности Q для них больше соответствуют добротности Q_{parth} в глубоком слое.

Этот вывод подтверждается сравнением полученных оценок добротности Q_c по станциям:

1) по методу нормализации к коде (см. табл. 1). Оценки добротности Q_d , полученные по станции KZV, на всех частотах примерно в 1.6 раз меньше, чем по станциям TUM и TUMD;

2) по методу однократного обратного рассеивания при формировании кода-волн (см. табл. 2). При уровне значимости 0.01 критическая область — $(Z_{\text{кр.}}) = 2.58$, т.е. разница в оценках добротности Q_c между станцией KZV и двух остальных — TUM и TUMD существенная, так как в обоих случаях $Z_{\text{набл}} > Z_{\text{кр.}}$, что указывает на значительное отличие.

В работе также были исследованы оценки добротности Q_c в зависимости от продолжительности времени, измеряемого от момента в очаге землетрясения для участка кода-волн.

На рис. 5 показаны зависимости $Q_c(f)$ на различных участках по времени. На этом же рисунке в качестве сравнения приведены средние оценки Q_c в районе вулкана Кизимен. Здесь же приведе-

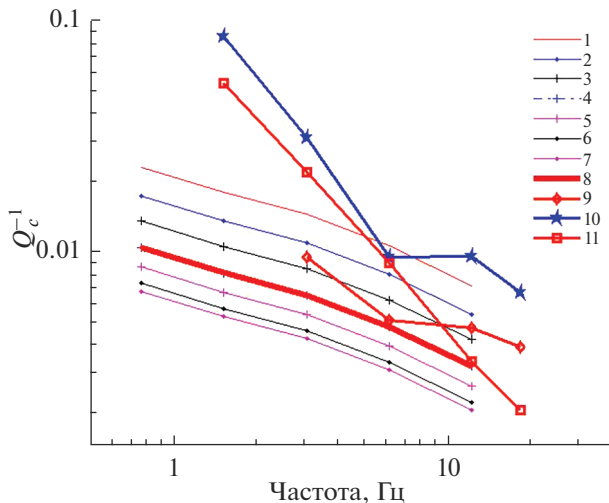


Рис. 5. Средние оценки Q_c в зависимости от интервала времени на коде для различных частотных полос. 1 – 8–15 с; 2 – 10–20 с; 3 – 15–25 с; 4 – 20–30 с; 5 – 25–35 с; 6 – 30–40 с; 7 – 35–45 с; 8 – средняя оценка Q_c 8–45 с; 9 – вулкан Везувий (Италия) 10–20 с [Bianco et al., 1999]; 10 – вулкан Сент-Хеленс (США) 10–20 с [Bianco et al., 1999]; 11 – вулкан остров Обмана 10–30 с [Bianco et al., 1999].

ны результаты этого параметра примерно для таких же гипоцентральных расстояний по некоторым другим вулканическим зонам земли [Bianco et al., 1999].

Средние оценки добротности Q_c по данным трех станций KZV, TUM и TUMD наиболее близко совпадают с оценками огибающей (4) (см. рис. 5) во временном отрезке 20–30 с.

Как отмечено выше, станция KZV начала работать, когда извержение вулкана Кизимен уже началось, поэтому проследить за этими оценками добротности в календарном времени от начала извержения не удалось, но в литературе отмечается, что вариации этого параметра по времени есть и они слабые [Aki, 1992]. Средние оценки добротности Q_c по всей вулканической зоне вулкана Кизимен, определенные по трем сейсмическим станциям (см. рис. 2), характеризуют добротность вулканогенных горных пород, окружающих вулкан Кизимен.

Таблица 3. Результаты расчета внутреннего поглощения и рассеивания по параметру добротности Q_c

	Частота, Гц				
	0.75	1.5	3.0	6.0	12.0
Q_c	93	126	169	222	298
Q_s	151	196	250	301	410
Q_I	104	144	192	239	352

С другой стороны, суммарное затухание энергии сейсмических волн разделяется на вклад внутреннего поглощения энергии сейсмических волн и рассеивания поперечных сейсмических волн. Следуя методу, описанному в [Wennerberg, 1993], для трехмерного случая, оценки добротности Q_c могут быть выражены как функция параметров внутреннего поглощения и рассеивания:

$$Q_c = Q_i + Q_s(1 - 2\delta(\gamma)), \quad (9)$$

где функция $\delta(\gamma)$ была представлена [Wennerberg, 1993] в виде:

$$1 - 2\delta(\gamma) = -1/(4.44 + 0.738\gamma), \quad (10)$$

$$\gamma = Q_s \omega t, \quad (11)$$

где ω – угловая частота, t – время, отсчитываемое от времени в очаге. Система уравнений (10) и (11) может быть использована для Q_i и Q_s .

В соотношении (9) используются оценки добротности Q_c , полученные по цифровым записям вулcano-тектонических землетрясений вулкана Кизимен. Общие итоговые результаты приведены в табл. 3.

Таким образом, в суммарном затухании энергии сейсмических волн в вулканогенных горных породах вулкана Кизимен больше преобладает рассеивание поперечных сейсмических волн, чем внутреннее поглощение.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе исследовано поглощение энергии сейсмических волн в вулканогенных горных породах вулкана Кизимен на коротких гипоцентральных расстояниях в интервале частот 0.5–15 Гц с использованием различных методов. Методы нормализации к коде и однократного обратного рассеивания не обеспечивают достаточную информацию относительно поверхностного поглощения.

Полученные оценки добротности Q позволяют упрощенно представить вулканическую среду возле вулкана Кизимен в виде двухслойной и выразить ее добротность как сумму двух эффектов, представляющих поверхностное поглощение энергии сейсмических волн под сейсмической станцией и поглощение энергии сейсмических волн в глубоком слое. Это можно сделать благодаря удобному расположению сейсмических станций и очагов вулcano-тектонических землетрясений возле вулкана Кизимен. Оценки добротности вулканогенных горных пород по данным станции KZV, расположенной у подножия вулкана, характеризует среду непосредственно вблизи вулкана Кизимен, в то время как остальные две станции TUM и TUMD характеризуют добротность вулканогенных горных пород в глубоком слое от вулкана Кизимен.

Чтобы исследовать эффект гетерогенной структуры вулкана Кизимен, в работе были получены отдельно оценки добротности внутреннего поглощения Q_i и оценки добротности рассеивания Q_s поперечных сейсмических волн. Результаты указывают на значимое преобладание процесса рассеивания поперечных сейсмических волн над внутренним поглощением.

В целом полученные результаты подтверждают, что добротность вулканогенных горных пород выше по сравнению с добротностью других пород в различных средах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Гусев А.А., Гусева Е.М. Оценка затухания поперечных волн в среде ст. "Петропавловск", Камчатка, по спаду спектра // Физика Земли. 2016. № 4. С. 35–51.
- Гущенко И.И. Извержения вулканов мира. М.: Наука, 1979. 470 с.
- Камчатка, Курильские и Командорские острова (История развития рельефа Сибири и Дальнего Востока) / Под ред. И.В. Лучицкого. М.: Наука, 1974. 437 с.
- Лемзиков М.В. Оценка характеристик затухания поперечных сейсмических волн в постройке вулкана Ключевской // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 125–134.
- Пуйн Б.И. Вулкан Кизимен // Бюлл. вулканологических станций на Камчатке. 1946. № 13. С. 22–32.
- Сенюков С.Л., Нужида И.Н., Дроздина С.Я. и др. Сейсмичность вулкана Кизимен // Труды Третьей научно-технической конференции "Проблемы комплексного геофизического мониторинга". Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2010. С. 144–148.
- Сенюков С.Л. Мониторинг активности вулканов Камчатки дистанционными средствами наблюдения // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. К 25-летию Камчатской опытно-методической сейсмологической партии ГС РАН. Петропавловск-Камчатский, 2004. С. 279–291.
- 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.
- Aki K. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere // J. Geophys. Res. 1980. V. 85. P. 6496–6504.
- Aki K. State of the art in volcanic seismology, in IAVCEI // Proceedings in Volcanology. 1992. P. 3–10.
- Aki K., Chouet B.A. Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. V. 80. P. 3322–3342.
- Ambeh W.B., Fairhead J.D. Coda Q estimates in the Mount Cameroon volcanic region. West Africa // Bull. Seism. Soc. Am. 1989. V. 79. P. 1589–1600.
- Bianco F., Castellano M., Del Pezzo E. et al. Attenuation of short-period seismic waves at Mt Vesuvius, Italy // Geophys. J. Int. 1999. V. 138. P. 67–76.
- Del Pezzo E., De Natale, Scarcella G. et al. Q_c of three component seismograms of volcanic microearthquakes at Campi Flegrei volcanic area-Southern Italy // Pure Appl. Geophys. 1985. V. 123. P. 683–696.
- Del Pezzo E., Ibanez J.M., Morales J. et al. Measurements of intrinsic and scattering seismic attenuation in the crust // Bull. Seismol. Soc. Am. 1995. V. 85. P. 1373–1380.
- Gladwin M.T., Stacey F.D. Anelastic degradation of acoustic pulses in rocks // Phys. Earth Planet. Int. 1974. V. 8. P. 332–336.
- Lees J.M. Seismic tomography of magmatic systems // J. Volcanology and Geotherm. Res. 2007. V. 167. P. 37–56.
- Liu H.P., Warrick R.E., Westerlund et al. In situ measurement of seismic shear-wave absorption in the San Francisco Holocene Bay Mud by the pulse-broadening method // Bull. Seismol. Soc. Am. 1994. V. 84. P. 62–75.
- Martinez-Arevalo C., Bianco F., Ibanez J.M. et al. Shallow seismic attenuation and shear-wave splitting in the short period range of Deception Island volcano (Antarctica) // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2003. V. 128. P. 89–113.
- Martinez-Arevalo C., Bianco F., Ibanez J.M. et al. Shallow seismic attenuation and shear-wave splitting in the short period range of Deception Island volcano (Antarctica) // J. Volcanol. and Geotherm. Res. 2003. V. 128. P. 89–113.
- O'Doherty K.B., Bean C.J., McCloskey J. Coda wave imaging of the Long Valley Caldera using a spatial stacking technique // Geophys. Res. Lett. 1997. V. 24. P. 1547–1550.
- Saccorotti G., Almendros J., Carmona E. et al. Slowness anomalies from two dense seismic arrays at Deception Island, Antarctica // Bull. Seismol. Soc. Am. 2001. V. 91. P. 561–571.
- Steck L.K., Prothero W.A., Scheimer J. Site-dependent coda Q at mono craters, California // Bull. Seism. Soc. Am. 1989. V. 79. P. 1559–1574.
- Sato H. Energy transportation in one- and two-dimensional scattering media; analytic solutions of the multiple isotropic scattering model // Geophys. J. Int. 1993. V. 112. P. 141–146.
- Sato H., Fehler M.C. Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth. N.Y.: Springer-Verlag, 1998. 308 p.
- Wennerberg L. Multiple-scattering interpretation of coda-Q measurements // Bull. Seismol. Soc. Am. 1993. V. 83. P. 279–290.
- Wu J., Jiao W., Ming Y. et al. Attenuation of coda waves at the Changbaishan Tianchi volcanic area in Northeast China // Pure Appl. Geophys. 2006. V. 163. P. 1351–1368.
- Wu H., Lees J.M. Attenuation of Coso geothermal area, California, from waves pulse width // Bull. Seismol. Soc. Am. 1996. V. 86. P. 1574–1590.
- Zeng Y., Su F., Aki K. Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium. Part 1. Theory // J. Geophys. Res. 1991. V. 96. P. 607–619.

Estimates of the Energy Attenuation of Seismic Waves at Near Distances from the Kizimen Volcano (Kamchatka)

V. K. Lemzikov¹ and **M. V. Lemzikov^{1, *}**

¹*Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, bul'var Piipa, 9, Petropavlovsk-Kamchatsky, 683006 Russia*

**e-mail: lemzikov@kscnet.ru*

The occurrence of a seismic series of the volcanic earthquakes during the eruption of the Kizimen volcano made it possible to study the seismic attenuation of the energy of seismic waves in volcanic rocks at short hypocentric distances from the volcano. The study was performed using *P*-waves, *S*-waves, and coda waves using frequency dependent and independent methods: pulse expansion, coda normalization, and a model of a single backscattering of coda waves. Perhaps further research in this direction will also allow us to investigate the stress-strain state of volcanic rocks under the volcano and in its cone. The determination of the intrinsic attenuation and scattering attenuation of the shear seismic waves showed that in the total attenuation in the area of the volcanic structure, prevails of the scattering attenuation of the shear seismic waves prevails over the intrinsic attenuation of their energy. As a result, we can conclude that the *Q* factor of volcanic rocks of Kizimen volcano is higher than the *Q* factor of tectonic media.

Keywords: Kizimen volcano, volcano-tectonic earthquakes, seismic station, broadening-of-the-pulse, coda normalization, attenuation, scattering