

ОЦЕНКА ПОГЛОЩАЮЩИХ СВОЙСТВ СРЕДЫ ВУЛКАНА ПЛОСКИЙ ТОЛБАЧИК

Лемзиков М.В.

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Петропавловск-Камчатский, lemzikov@kscnet.ru

Введение

Вулкан Плоский Толбачик с абсолютной высотой 3085 м является действующим. Вместе с потухшим вулканом Острый Толбачик (абс. высота 3682 м) расположены в южной части Ключевской группы вулканов [2,3].

Постройка вулкана Плоский Толбачик сложена из изверженного магматического вещества, преобразовавшегося на поверхности в пеплы, шлаки, лавовые потоки и вулканические бомбы. В постройке вулкана пепловые и шлаковые слои сложно перемежаются с интрузивными телами и погребенными лавовыми потоками. Кроме того, вблизи системы магматический очаг – выводной канал имеется масса неоднородностей связанных с поступлением из глубин свежих порций магмы, которые создают зоны с повышенной температурой, отличающиеся от окружающих пород вязко – упругими свойствами, что в значительной мере влияет на распространения сейсмических волн. Поэтому, в зависимости от активности вулкана геометрические размеры различных неоднородностей могут существенно изменяться, как во времени, так и в пространстве.

Изучение поглощающих свойств вулканогенных горных пород с использованием волновых форм вулcano-тектонических землетрясений позволяет получить данные о поглощении сейсмических волн непосредственно в конусе вулкана, в среде под ним и в непосредственной близости от него. А так как эти данные можно получить только в период подготовки извержения вулкана и в период его активности, то они предоставляют важные данные о возможном прогнозе извержения и изменении его вулканической активности.

Существуют много различных методов определения поглощающих свойств среды, с применением объемных P или S волн, а также так и по кода-волнами [8]. Успешно для исследования поглощающих свойств среды в различных тектонических и вулканогенных областях использовали метод коды [1,7], благодаря его простому подходу и простоты применения. Обзор научной литературы указал, добротность по кода-волнам выше в вулканически активных регионах по сравнению с типичной поверхностной активной земной корой [9].

Целью работы является определение поглощающих свойств среды вулкана Плоский Толбачик. Параметр Q определяется в диапазоне частот от 0.5 до 15 Гц, используя объемные P - или S -волны, а также кода-волны.

Исходные данные

Выбирались вулcano-тектонические землетрясения вулкана Плоский Толбачик за период 2008-2017 гг. Они имеют четкие вступления продольных и поперечных сейсмических волн и относятся к I типу вулканических землетрясений по классификации П.И. Токарева [5] (рис. 1).

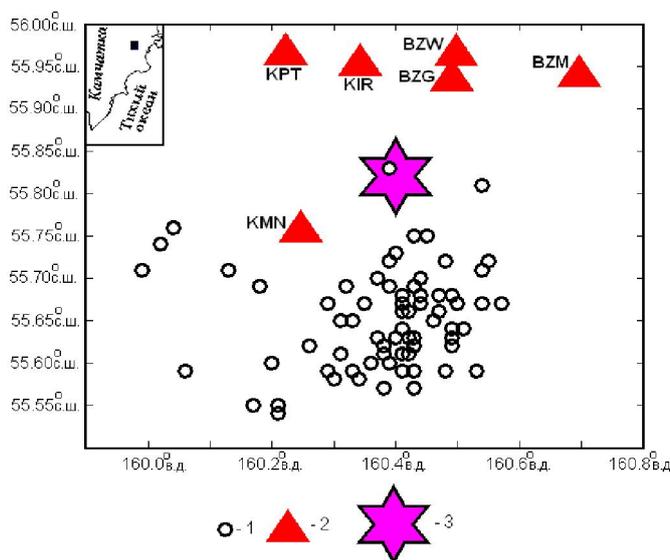


Рис. 1. Карта района исследования. На вкладке черным квадратом показано расположение исследуемого района на карте Камчатки. 1 – очаги вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик соответственно за 2008 – 2017 гг.; 2 – сейсмические станции; 3 – вершина вулкана Плоский Толбачик.

Их очаги располагаются под вулканом на глубинах до 20 км. Для уменьшения влияния поверхностных эффектов при формировании первых импульсов P -, S - и кода-волн выбирались глубокие вулcano-тектонические землетрясения с очагами в диапазоне 0 – 20 км. Вулcano-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик с очагами глубже 20 км не было (за период

2008-2017 гг). Для определения поглощающих свойств среды вулканической зоны вулкана Плоский Толбачик наиболее подходят вулкано-тектонические землетрясения не ниже $K_{S1,2}^{\phi 68} = 8.0$ энергетического класса, где $K_{S1,2}^{\phi 68}$ - энергетические классы местных Камчатских землетрясений [6].

Регистрация вулкано-тектонических землетрясений вулкана Плоский Толбачик выполнена радиотелеметрическими сейсмическими станциями Камчатского Филиала Федерального Исследовательского Центра Единой Геофизической Службы РАН (КФ ФИЦ ЕГС РАН), установленными в районе вулкана: Каменистая (KMN), Копыто (KPT), Киришева (KIR). А также использовались записи радиотелеметрических станций, установленных на вулкана Безымянный: Безымянный (BZM), Безымянный – Грива (BZG), Безымянный – запад (BZW) (рис. 1).

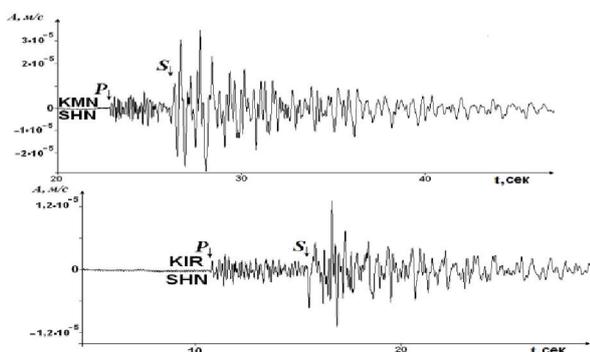


Рис. 2. Примеры волновых форм вулкано-тектонического землетрясения вулкана Плоский Толбачик зарегистрированные станциями (KMN) и (KIR).

Станции KMN работает с 1996 года, KPT с 1997 года. Станции KIR и BZM была установлена в августе 2006 года. Станции BZG и BZW были установлены в 2007 году. На всех станциях установлен трехкомпонентный короткопериодный канал 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) (рис.2).

Методы исследований и их применение

Применены методы: «расширения первых импульсов прямых **P**- и **S**-волн», нормализации к кода-волнам и модель однократного обратного рассеивания для кода-волн. Эти методы, для оценивания сейсмического поглощения вулканической среды возле вулкана, многократно описаны в литературе [8]. Отметим их кратко, не упуская важных деталей.

Метод «расширения первого импульса». Метод имеет преимущество в том, что нет необходимости знать инструментальные характеристики приборов записи и точно измерять амплитуду импульса. Метод только требует измерять половину длительности первых прямых волн (**P** или **S**). В работе использовался метод, в котором продолжительность импульса определена как пересечение линейной экстраполяции максимального наклона начала импульса с нулевой линией сейсмограммы до такого же пересечения его конца с нулевой линией. Измерения сделаны на сейсмограммах записи скорости смещения грунта и каждое измерение обозначено, как продолжительность импульса. В 70-х годах предложено эмпирическое соотношение для **P**-волн, которое связывает продолжительность импульса и длину пути сейсмической волны:

$$\tau_{1/2} = \tau_0 + c \cdot t / Q_p = \tau_0 + c \cdot d / (v_p \cdot Q_p), \quad (1)$$

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

Для соотношения (1) важно определить значение постоянного c . В работе [8] сделан обзор об экспериментальном определении этого параметра, и сделано заключение, что наиболее близко к экспериментальным данным как для **P**-, так и **S**-импульсов соответствует значение $c = 0.5$. Соотношение (1) действительно для однородных сред, однако в [10] сделано заключение, что его можно применить и к сложным средам, таких как вулканическая среда.

Импульсы **P**-волн были измерены на вертикальных компонентах SHZ станций KMN, KPT, KIR, BZW, BZG и BZM, а **S**-волн были измерены на горизонтальных компонентах SHE и SHN тех же станций (см. рис. 2). Следует отметить, что импульсы **P**-волн регистрируются только на фоне микросейсм, а **S**-волн – на коротких гипоцентральных расстояниях на фоне не только **P**-, но и других сейсмических волн, поэтому измерение их сложнее, чем импульсы **P**-волн.

Получены оценки значений Q_{Pr} и Q_{Sr} подбором экспериментальных данных к уравнению (1)

Для первых импульсов **P**-волн коэффициент корреляции меньше и равен $\rho = 0.62$, но можно его принять как достаточный для анализа. Для первых импульсов **S**-волн коэффициент корреляции

больше и равен $\rho=0.80$, что также можно принять как приемлемый. Измерения длительностей первых импульсов S -волн, по сравнению с P -волнами, затруднено, поэтому измерений на двух горизонтальных каналах выполнено там, где было возможно. Оценки добротностей Q_{Pr} и Q_{Sr} получены с использованием соответствующих значений скоростей сейсмических волн v_p и v_s . Расчет средних значений скоростей сейсмических волн выполнена с использованием скоростной модели среды, которая применяется на Камчатке для определения координат очагов землетрясений [4].

Оценка добротности по первым импульсам P - равна: $Q_{Pr}= 62 \pm 2$ и для S -волн $Q_{Sr} = 117 \pm 5$.

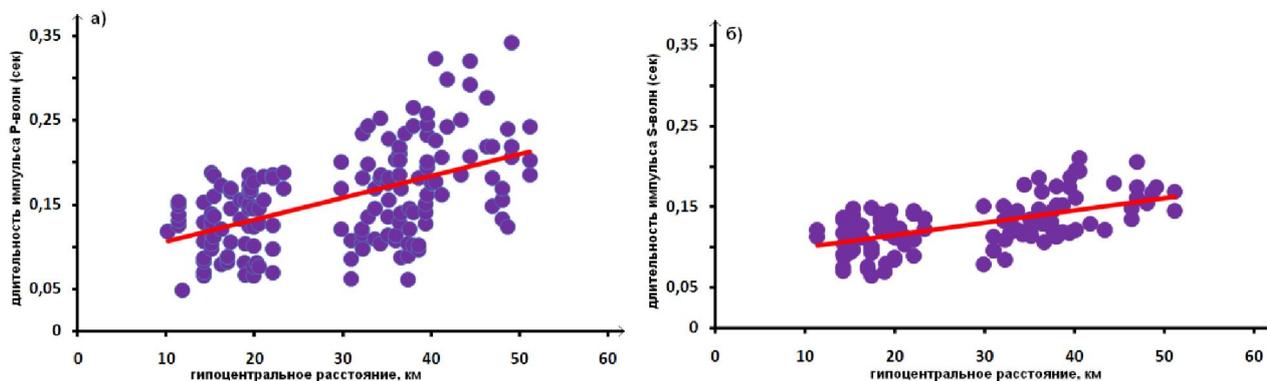


Рис.3. Продолжительность первого импульса от гипоцентрального расстояния, линия регрессии показывает наилучшую подгонку к исходным данным и оценка добротности Q_p и Q_s .

Метод нормализации к коде. Поглощение S -волны можно оценить, используя этот метод. Метод основан на идее, что при продолжительности времени, намного больше, чем время пробега S -волны, сейсмическая энергия однородно распределена в объеме, окружающем сейсмический очаг [7]. Поэтому поглощения S -волны, можно оценить. Спектр S -волны ($A^{S\ Direct}(f,t)$) для i^{co} источника и j^{moi} станции, находящейся на расстоянии r_{ij} от очага землетрясений, может быть выражен через нормализацию его спектром S -кода-волн ($A^{coda\ S}(f,t_c)$), выбранный в фиксированный отрезок время t_c , как:

$$\ln ((r_{ij} |A^{S\ Direct}(f,t)|) / A^{coda\ S}(f,t_c)) = - (Q_d^{-1} (f) \pi f / v_0) r_{ij} + cte \quad (2)$$

где Q_d - поглощение прямой S -волны, v_0 - скорость S -волны, и f - частота.

Применение этого метода требует выбор двух временных окон на сейсмограмме; первый, включает пакет первых «прямых» S -волн, и второй включает референсное время на коде. Спектральная амплитуда прямой S -волны и кода-волн оценены фильтрованием сигнала полосовым фильтром прохода и вычислением среднеквадратичной (rms) амплитуды сигнала в окне, сосредоточенном при времени прибытия прямой S -волны, время для прямой S -волны, и в фиксированный отрезок времени t_c для кода-волн.

Этот анализ был сделан в частотной области в пяти частотно-полосовых фильтрах: 0.5 – 1, 1 – 2, 2 – 4, 4 – 8 и 8 – 16 Гц со средними частотами: 0.75, 1.5, 3.0, 6.0 и 12.0 Гц. Фильтрация была выполнена, используя Butterworth фильтр. В каждой полосе частот амплитуды S -волн и кода-волн были оценены как среднеквадратичные (RMS) амплитуды профильтрованной трассы, следуя рекомендациям многих работ, с длиной окна 2 сек.

Стартовое время на кода-волн есть точка, со временем $t = t_s + 2 \cdot (t_s - t_p)$, где 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 коды, при использовании этого метода, должна спадать однородно, чтобы не было вступлений других волн. При обработке исходных данных это проверялось визуально и программно методом корреляции.

Результаты, которые были использованы для расчета коэффициента добротности Q_d , определяются корреляционный коэффициентом не менее чем 0.6 для полос частот с осевой частотой 0.75 и 1.5 Гц, и не менее чем 0.8 - с осевой частотой 3.0, 6.0 и 12.0 Гц. Средняя скорость S -волн для сейсмических станций определялась, как отмечено ранее [4].

Результаты вычисления параметра добротности Q_d представлены в табл. 1

Таблица 1 Оценки Q_d полученные, используя метод нормализации к коде.

$f, \text{Гц}$	Q_d	ΔQ_d	коэффициент корреляция ρ	N
0,8 Гц	27	± 2	0,67	54
1,5 Гц	35	± 3	0,63	59
3,0 Гц	62	± 6	0,80	67
6,0 Гц	82	± 8	0,78	69
12,0 Гц	129	± 12	0,84	23

Метод однократного обратного рассеивания. В предположении об однократном обратном рассеивания 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 t в фиксированный отрезок времени, отсчитываемое от времени в очаге (названное продолжительностью времени), может быть выражено, следуя [7]:

$$A(f,t) = A_0(f) * t^{-n} * \exp -\pi ft / Q_c , \quad (3)$$

где $A_0(f)$ – термин, который зависит от источника, пути фазы волны и геологии места, t^{-n} – геометрическая функция распространения, и Q_c – показатель добротности кода-волны.

Параметр Q_c^{-1} вычисляется, логарифмированием обеих частей уравнения 8:

$$\ln(A(f,t) * t^n) = \ln(A_0(f)) - \pi ft / Q_c , \quad (4)$$

И затем методом наименьших квадратов, измеряется угол наклона линии регрессии полученных данных. Наклон определяет коэффициент $-\pi ft / Q_c$, а свободный член $-\ln(A_0(f))$.

Дополнительно следует отметить, что все замечания при выборе участков кода-волн на вулcano-тектонических землетрясениях, отмеченные в методе нормализации, относятся и к этому методу.

Выбрались те землетрясения, у которых кода-волны представили однородный спад в длинном интервале, без вмешательства вступлений других волн.

В работе использовались пять октавных фильтров Баттерворта третьего порядка с полосами пропускания: 0.5 – 1, 1 – 2, 2 – 4, 4 – 8 и 8 – 16 Гц. Осевые частоты цифровых полосовых фильтров: 0.75, 1.5, 3.0, 6.0 и 12.0 Гц. Для каждого из трех каналов записи скорости программно оценивался квадрат огибающей амплитуды, который затем программно корректировался на уровень шума. Уровень шума программно определялся перед записью землетрясения. Отношение сигнал/шум оценивалось визуально на каждой записи землетрясения. В работе не использовались записи землетрясений, у которых отношение сигнал/шум меньше 3. Программно на каждой записи землетрясения определялся временной интервал кода-волн.

Результаты вычисления параметра добротности Q_c представлены в табл.2.

Таблица 2 Оценки Q_c полученные, используя метод однократного обратного рассеивания.

$f, \text{Гц}$	Q_c	ΔQ_c	коэффициент корреляция ρ	N
0,8 Гц	104,8	± 40	0,72	37
1,5 Гц	191,8	± 37	0,77	128
3,0 Гц	220,9	± 37	0,90	160
6,0 Гц	267,7	± 65	0,93	156
12,0 Гц	322,1	± 121	0,92	118

Заключение

Получено несколько оценок параметра поглощения сейсмических волн в вулcanoгенных горных породах в районе вулкана Плоский Толбачик в полосе частот от 0,5 до 15 Гц. Оценки добротности Q зависят от метода исследования. Методы «расширение первого импульса» позволяют получить оценки параметра поглощения в предположении, что они не зависят от частоты.

Методы нормализации к коде и модель однократного обратного рассеивания не обеспечивают достаточную информацию относительно поверхностного поглощения. Методы «расширение первого импульса» представляют вклад поглощения сейсмических волн непосредственно под станцией.

В основном, результаты показывают, что вулканогенных горных породы в районе вулкана Плоский Толбачик имеет высокое поглощение энергии сейсмических волн. Также результаты показывают, что эта среда имеет сложную гетерогенную структуру.

Список литературы

1. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: теория и методы. Т.1. М.: Мир, 1983. 519 с.
2. Двигало В.Н., Федотов С.А., Чирков А.М. Вулкан Плоский Толбачик // Действующие вулканы Камчатки. М.: Наука, 1991. Т. 1. С. 200-213.
3. Сеньюков С.Л., Нуждина И.Н., Дроздина С.Я., и др. Сейсмичность района вулкана Плоский Толбачик в 2000-2013 гг. // Материалы IV научно-технической конференции проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. 30 сентября-4 октября 2013 г. ГС РАН. 2013. Петропавловск-Камчатский.
4. Сеньюков 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. 2004. Петропавловск-Камчатский. С. 279 –291.
5. Токарев П.И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука, 1981. 164 с.
6. Федотов С.А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М.: Наука, 1972. 116 с.
7. Аки К., Chouet B.A. Origin of coda waves: Source, attenuation and scattering effects // J. Geophys. Res. 1975. V.80. P. 3322–3342.
8. 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) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2003. V. 128. P. 89 – 113.
9. Sato H., Fehler M.C. Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth // Springer-Verlag, New York. 1998. P. 308.
10. 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.