

УДК 550.344.43

МЕТОД ОЦЕНКИ ПОГЛОЩЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН МЕСТНЫХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПОД ВУЛКАНОМ КЛЮЧЕВСКОЙ

Лемзиков В.К.¹, Гарбузова В.Т.²

¹Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: lemzikov@kscnet.ru

²Камчатский филиал Геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: garb@emsd.ru

Введение

Очаговый спектр землетрясения может быть определен коррекцией экспериментальных спектров землетрясений, полученных по записям отдельных каналов сейсмических станций. Значения корректировочных параметров и вид соответствующих корректирующих функций – это основные и, в большинстве случаев, самые сложные элементы в решении этой задачи. Зависимость очагового спектра землетрясения $X(f)$ от основных функций и параметров можно представить в следующем виде:

$$X(f) = X(f, R) * I(f) * G(R) * D(f) * S(f) * \mathfrak{R}(f), \quad (1)$$

где $X(f, R)$ – спектр землетрясения, полученный по одному каналу сейсмической станции; $I(f)$ – амплитудно-частотная характеристика сейсмического канала регистрации; $D(f)$ – функция, описывающая поглощение сейсмических волн в среде; $G(R)$ – функция, характеризующая ослабление сейсмических волн из-за геометрического расхождения; $S(f)$ – стационарная поправка, $\mathfrak{R}(f)$ – функция, характеризующая направленность излучения очага землетрясения; f – частота колебаний сейсмических волн в Гц; R – гипоцентрально расстояние в км.

Таким образом, теоретически можно получить очаговый спектр землетрясения с использованием экспериментальных данных только одного сейсмического канала путем «исправления» его спектра на все необходимые корректирующие функции. Теоретическая возможность оценки очагового спектра землетрясений с использованием одного сейсмического канала обсуждается в [17]. В реальности некоторые функции, указанные в (1), не известны, например $\mathfrak{R}(f)$, а некоторые известны с большими упрощениями (например: $D(f)$ и $G(R)$). Поэтому с использованием малого количества точек регистрации землетрясений, тем более расположенных с одной стороны очага, и в условиях неопределенности некоторых корректирующих функций и параметров, получить очаговые спектры землетрясений затруднительно.

Разработаны различные способы определения очаговых спектров, практически все они включают метод подбора функций и параметров для корректировки спектров землетрясений, полученных в точках регистрации землетрясений (например [9]). В работе [8] утверждается, что детерминистские методы в определении очаговых спектров возможны на частотах ниже предельных, а в более широкой полосе частот более приемлемы стохастические методы. Следует отметить, что выбор точек регистрации в плотной сетке вокруг очага землетрясения позволяет значительно уменьшить влияние некоторых параметров, например, $\mathfrak{R}(f)$ и $S(f)$. Метод уменьшения влияния некоторых функций и параметров в соотношении (1) позволяет получать оценки очаговых спектров землетрясений, которые в той или иной степени являются некоторым приближением к истинным.

В работе используются вулканические землетрясения первого типа, происшедшие вблизи вулкана Ключевской. Первый тип, по классификации П.И. Токарева [6, 7], состоит из землетрясений, очень похожих на тектонические; их очаг представляется в виде реакции сдвига (хрупкое разрушение) вулканических пород на усилия, вызванные движениями жидкого и/или газообразного магматического вещества в пределах вулканической постройки или под ней. Такие землетрясения часто называют вулкано-тектоническими [1-4, 10-14]. Они имеют четкие вступления продольных и поперечных волн.

В работе применяется способ оценки параметра добротности среды Q в процессе вычисления средних спектров вулкано-тектонических землетрясений. Способ использует совместный подбор двух характеризующих спектр параметров, одним из которых является добротность среды Q , одновременно по экспериментальным спектрам одного и того же землетрясения нескольких сейсмических станций и каналов.

Исходные данные и метод анализа

Выборки включали те вулкано-тектонические землетрясения вулкана Ключевской в 2007 и 2008 гг., очаги которых располагались в окружении пунктов регистрации. Выбранные землетрясения по параметру глубины очагов разделяются на три группы. В одной группе собраны землетрясения с очагами глубин под вулканом в диапазоне 4-6 км, во второй - 15-25 км и в третьей - 28-30 км.

Вулканические землетрясения третьей группы отличаются от остальных преобладанием длиннопериодных колебаний, однако по признаку отчетливых вступлений фазы S -волн эти землетрясения, так же как и первые две, по классификации П.И. Токарева, относятся к первому типу вулканических землетрясений. Примеры землетрясений в каждой группе приведены на рис. 1.

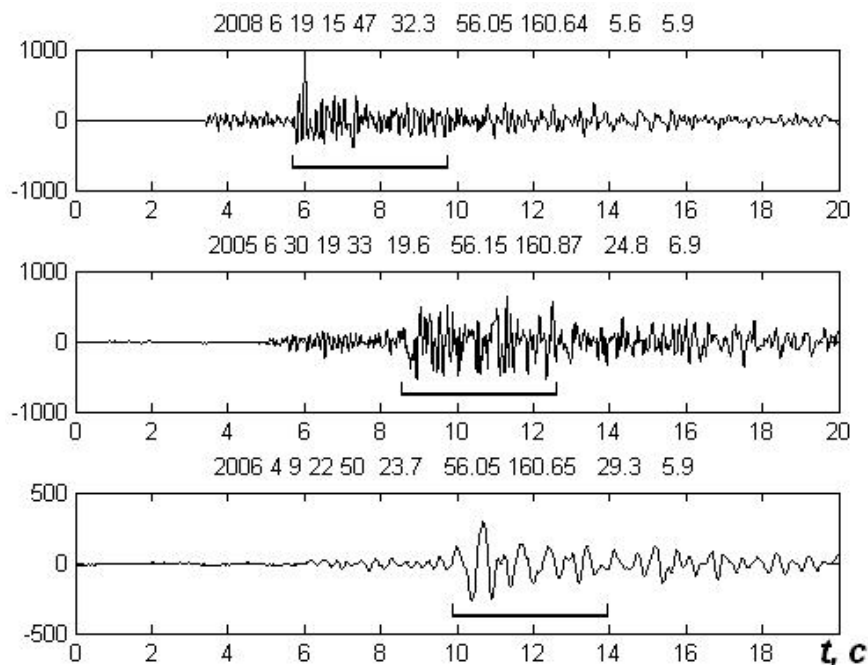


Рис. 1. Примеры записей вулкано-тектонических землетрясений вулкана Ключевской по станции «С1R» в трех группах, различающихся по глубинам их очагов. Для каждой записи приведены ее паспортные данные и показан интервал длительностью в 4 с, который используется для спектрального анализа.

Использовались записи вулканических землетрясений радиотелеметрическими сейсмическими станциями (РТСС), установленными на склонах и вблизи вулкана Ключевской (рис. 2): Цирк (CIR), Логинова (LGN), Каменистая (KMN), Крестовская (KRS), Зеленая (ZLN), Копыто (KPT), Ключи (KLY), Безымянка (BZM), Безымян. грива (BZG), Безымян. запад (BZW), Киришева (KIR) и Козыревск (KOZ). Каждая станция имеет три компоненты записи скорости колебаний грунта: две горизонтальные (SHE и SHN) и вертикальную (SHZ) с максимальной полосой чувствительности в диапазоне частот от 1 до 10 Гц.

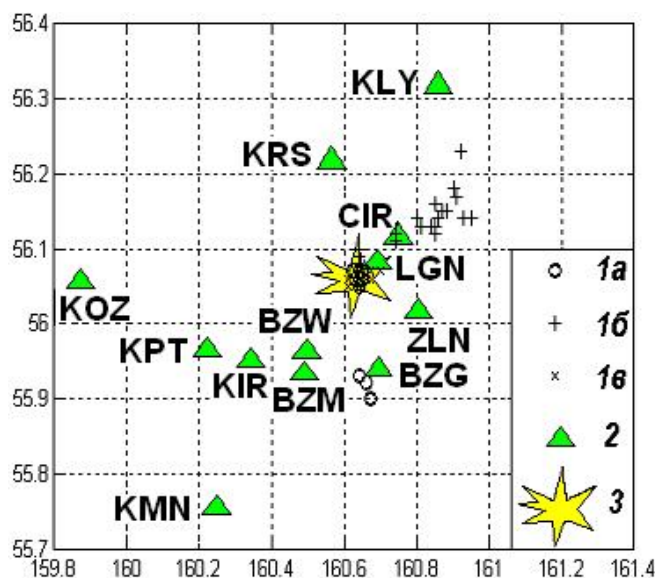


Рис. 2. Схема размещения станций РТСС вблизи вулкана Ключевской и эпицентров вулкано-тектонических землетрясений: 1 – эпицентры землетрясений с очагами на глубинах: 4-6 км (а), 15-25 км (б), 28-30 км (в); 2 – станции РТСС; 3 – вулкан Ключевской.

труднительно, поэтому в практических целях применяются различные способы, позволяющие, с одной стороны, формализовать этот процесс, а с другой – уменьшить влияние рассеянных волн. В работе к «прямым» S -волнам отнесены те участки записи вулкано-тектонических землетрясений, которые по мощности амплитуды больше половины уровня максимума мощности амплитуд S -волн и, кроме того, участок не должен быть больше по длительности, чем 4 сек. Примерно такой же способ выбора участка записи прямых сейсмических волн для спектрального анализа применялся в [15, 16]. Считаем, что на расстояниях менее 50 км очаговый импульс S -волн по длительности не превышает 4 сек.

Предположим, что сейсмические волны, зафиксированные в каждой точке регистрации, подвергаются двум основным факторам ослабления их энергии: геометрическому расхождению, которое для объемных волн определяется множителем $1/R$, и поглощением и рассеиванием, которые для амплитуд спектра Фурье сейсмических волн можно определить одним множителем $\exp(-\pi f R / Q_\beta * \beta)$. В этих соотношениях Q_β – коэффициент добротности поперечной сейсмической волны, и β – скорость этой волны в км/с, f – и R – определены ранее. Поэтому предсказанное значение спектра мощности землетрясения $\bar{P}_i(f, R, Q_j)$ на частоте f и расстоянии R от очага будет

Средние спектры определялись по S -волнам вулкано-тектонических землетрясений. Отношение сигнал-шум для участка S -волн этих землетрясений практически всегда больше, чем для P -волн. Кроме того, при анализе S -волн можно использовать по каждой точке регистрации два сейсмических канала и только один – для P -волн. При обработке использовались записи землетрясений, у которых уровень полезного сигнала (S -волн) не менее, чем в три раза превышал уровень помех (микросейсм).

При выборе интервала участка S -волн решалась задача выделения так называемых «прямых» сейсмических волн, которые наиболее полно характеризуют очаг землетрясений, на фоне других и, в первую очередь, рассеянных сейсмических волн. В каждом конкретном случае отделить рассеянные от «прямых» сейсмических волн за-

$$\bar{P}_i(f, R, Q_j) = \frac{P_i(f)}{R^2} * \exp\left(-\frac{2\pi f R}{Q_j * \beta}\right), \quad (2)$$

где $P_i(f)$ – i -ое значение спектра мощности землетрясения на частоте f в очаге. Реально значение $P(f)$ неизвестно, но для него можно последовательно принимать некоторую i -ую величину, основываясь на значениях реального спектра записи землетрясения в данной точке регистрации. Далее с помощью (2) можно последовательно рассчитать ряд значений $\bar{P}_i(f, R, Q_j)$ при j – ых значениях коэффициента добротности Q среды в окрестностях очага и точки регистрации. Предсказанный спектр мощности землетрясения $\bar{P}_i(f, R, Q_j)$ дополнительно зависит от величины скорости β , для которой в соотношении (2) необходимо выбирать определенное и вполне обоснованное значение. Более точный анализ должен включать в уравнение (2) в соответствии с соотношением (1) множители, которые представляют направленность излучения и локальные эффекты среды в пункте регистрации (станционную поправку). Но так как в настоящее время эти эффекты не известны, мы пренебрежем такими множителями. Но, как сказано выше, для уменьшения их влияния, по возможности, будем выбирать записи землетрясений, которые получены в более плотной сетке вокруг очага.

Обозначим как $P_{ij}(f)$ i -ое значение спектра мощности очага для частоты f и при j – ом значении коэффициента добротности Q . Тогда предсказанное значение спектра мощности землетрясения $\bar{P}_i(f, R, Q_j)$ на расстоянии R от очага и при значении скорости β можно рассчитать по соотношению (2). Определим следующим образом коэффициент k_{ij}^P :

$$k_{ij}^P = \frac{P_{ij}(f)}{\bar{P}_i(f, R, Q_j)} \quad (3)$$

Определенный здесь коэффициент k_{ij}^P или ему аналогичный используется во многих работах, например [14, 15]. В некоторых работах определен коэффициент k_{ij}^F , как отношение наблюдаемой амплитуды спектра Фурье к предполагаемой амплитуде спектра Фурье записи ускорения почвы для частоты f_i и на расстоянии R_j от очага до станции. Отмечается разброс величины k_{ij}^F для наблюдаемых амплитуд Фурье, который примерно одинаков относительно изменений пиковых значений частоты и расстояния. Также отмечается, что для данной частоты f_i , распределение величины $\ln(k_{ij}^F)$ является приблизительно Гауссовским. Это совместимо с другими наблюдениями (например, [15]) о том, что у разброса представленных таким образом данных около пиковых ускорений наблюдается Log-нормальное распределение. Так как $\ln(k_{ij}^P) = 2 \ln(k_{ij}^F)$, в работе [16] указывается, что разброс величин k_{ij}^F , близок к разбросу величин k_{ij}^P .

Применим этот метод для оценки параметров средних спектров мощности для записей землетрясений по сейсмическим каналам скорости движения грунта. Решение находится сразу по всем записям землетрясений нескольких станций. Для ряда m дискретных вариаций одного параметра (уровня спектра $P(f_i)$) и ряда n дискретных вариаций другого параметра (коэффициента добротности среды $Q_{\beta j} = Q_{\beta j}(f_i)$) выбираются такие оценки на конкретных частотах выполнения вычислений, которые минимизируют матрицу

$$\Phi = \sum_{l=1}^{2N} \left(\ln k_{i,j,l}^P \right)^2, \quad i=1,2,3,\dots,m; \quad j=1,2,3,\dots,n; \quad l=1,2,3,\dots,2N. \quad (4)$$

Здесь N количество сейсмических станций. Индекс l обозначает количество

использованных горизонтальных сейсмических каналов, которых почти всегда в два раза больше количества станций. На точность решения соотношения (4) влияет количество исходных данных. Однако статистическая точность в данном случае не совсем уместна, так как большего доверия заслуживают значения $P(f)$ и $Q_{\beta}(f)$, полученные по плотной сети станций полностью окружающих очаг землетрясения.

Оценки мощности спектральной плотности $p(f)$ участка прямых S-волн длительностью Δt могут быть получены путем деления квадрата амплитуды спектра Фурье $F(f)$ на продолжительность анализируемого участка

$$p(f) = \frac{|F(f)|^2}{\Delta t} \quad (5)$$

Определение значения $p(f)$ участка прямых S-волн вулканических землетрясений выполнялось по записям, скорректированным на амплитудно-частотную характеристику соответствующих сейсмических каналов. Для каждого индивидуального спектра (т.е. спектра одного горизонтального канала одной станции) вычислялся уровень спектра мощности $p(f)$ на частотах: 0,5, 1, 2, 3, 4, 6, 8, 10, 12, 14, 16, 18, 20, 22, и 24 Гц, которые определяли соответствующие значения $P_{ij}(f)$. Уровень спектра определялся как средний в частотном окне ± 1 Гц с центром на отмеченных фиксированных частотах. На частоте 0,5 Гц преобладают поверхностные сейсмические волны, поэтому результаты расчета спектров на этой частоте выполнялись в порядке эксперимента.

Далее определялось значение коэффициента k_{ij}^P согласно уравнению (3) при различных значениях уровня спектра мощности и параметра добротности. Уровень спектра мощности на данной частоте последовательно увеличивался как $P_i = P_{cp} * 5^i$, где $i=1, 2, 3, \dots, 80$. При каждом значении конкретного спектра мощности (шаге “ i ”) также пошагово изменялся параметр добротности по алгоритму $Q_j = 20 + 20^j$, где $j = 0, 1, 2, \dots, 79$. В каждом случае по уравнению (3) определялось значение коэффициента k_{ij}^P . При расчете приняты значения скоростей S-волн в соответствии с годографом, который используется при расчете координат вулканических землетрясений под вулканом Ключевской: 2 км/с для землетрясений с очагами в диапазоне глубин 2-6 км и 3 км/с - с очагами в диапазоне глубин 15-30 км.

Полученные для каждого сейсмического канала и нескольких станций значения матрицы k_{ij}^P последовательно складывались. Минимум просуммированной таким образом матрицы определяет параметры очагового спектра конкретного вулканотектонического землетрясения. Решением является первый минимум, который определяется от начала матрицы при движении по строкам. Относительная точность решения определяется интервалами шагов по значениям параметров $P(f_i)$ и $Q_{\beta i}(f_i)$. В работе принято однократное приращение величин: по уровню спектра на половину порядка, а по коэффициенту добротности на 20. На рис. 3 приведены результаты определения средних спектров.

Результаты расчета средних спектров по данным одного и даже двух сейсмических каналов одной станции, которые показаны в левой части рис. 3, показывают только качественное подобие экспериментальному спектру, но по уровню они сильно отличаются. Однако средний спектр S-волн этого землетрясения вычисленный по данным 9-ти станций, вызывает доверие. Так как при расчете многие параметры все-таки неизвестны и оказались не использованы, то нельзя полученный результат назвать очаговым спектром, но он может быть некоторым средним спектром, характеризующим данное землетрясение. Это хорошо видно по правой части рис. 3, где спектр по станции С1R оказался по уровню выше среднего спектра данного землетрясения.

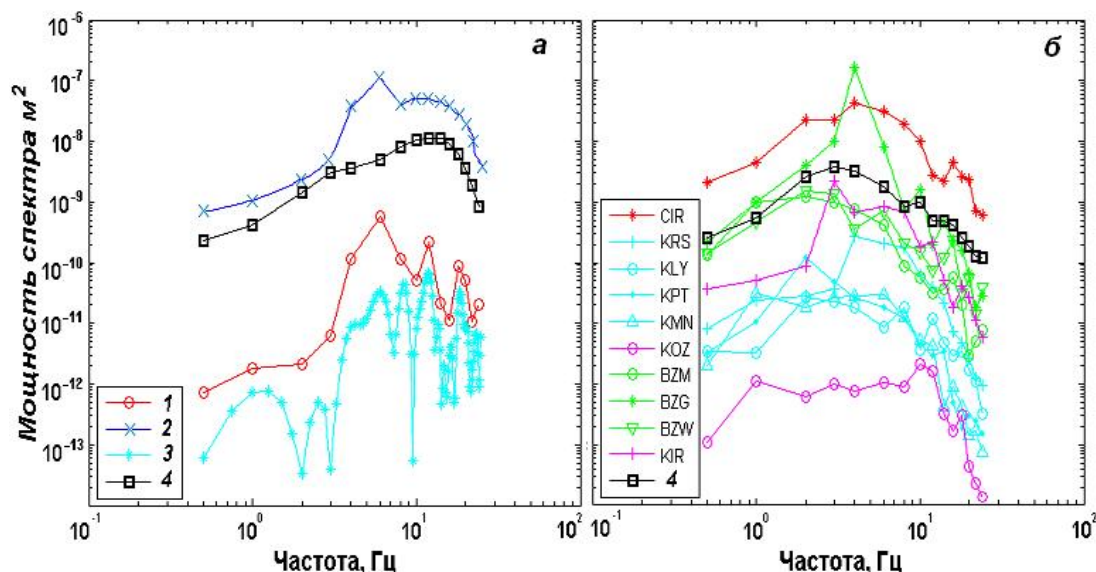


Рис. 3. Примеры экспериментального и средних спектров скорости движения грунта участка S-волн вулcano-тектонического землетрясения: а) с глубиной очага $H=6$ км и $K_{S1,2}^{\phi 68}=5.9$ по сейсмическому каналу SHN станции CIR: 1 - спектр, рассчитанный с использованием одного сейсмического канала SHN, 2 - то же, с использования двух горизонтальных сейсмических каналов SHN и SHE, 3 - экспериментальный спектр мощности участка S-волн по сейсмическому каналу SHN станции CIR, 4 - средний спектр, рассчитанный с использованием данных 9-ти станций; б) то же с $H=5$ км и $K_{S1,2}^{\phi 68}=6.4$, здесь показаны средние спектры по станциям и общий средний спектр.

Результаты

Для нахождения уверенных оценок параметра добротности среды Q важно количество и местоположение вокруг вулкана Ключевской сейсмических станций, которые регистрируют вулcano-тектонические землетрясения. Покажем, что большинство обработанных таких землетрясений зарегистрировано набором станций, которые почти полностью окружают их очаги. Эпицентры землетрясений с очагами в диапазонах глубин 4-6 км и 28-30 км практически совпадают с координатами вершины вулкана Ключевской. В то же время некоторые землетрясения с очагами в диапазоне глубин 15-25 км смещены на северо-восток от вулкана (рис. 2). Относительно слабые землетрясения данных выборок с $K_{S1,2}^{\phi 68} < 6$ хорошо регистрируются на ближайших к вулкану Ключевской станциях, к которым можно отнести 9 из 12. Большинство вулканических землетрясений обработано по 6-ти станциям (табл. 1).

Таблица 1. Соотношение количества станций и землетрясений при обработке одного землетрясения для разных диапазонов глубин очагов землетрясений

кол-во станций* \ кол-во земл.	Выборка 1 4 – 6 км	Выборка 2 15 – 25 км	Выборка 3 28 – 30 км
		53	18
4	96%	100 %	100 %
5	79 %	100 %	88 %
6	70 %	87 %	69 %
7	58 %	73 %	31 %

Примечание: * - количество станций при обработке одного землетрясения.

Комбинация 6-ти станций из 9-ти только в самом неблагоприятном случае не окружает вулкан Ключевской. В то же время, в силу особенностей динамических характеристик станций РТСС, вулcano-тектонические землетрясения с $K_{S1,2}^{\Phi 68} \geq 6.0$ регистрируются большинством станций, показанных на рис. 2; таких землетрясений во всех выборках более 70%. Поэтому приведенный обзор исходных данных позволяет утверждать, что влияние направленности излучения очагов вулcano-тектонических землетрясений и местных станционных условий в большинстве случаев мало.

Определение средних спектров позволило определить значение параметра поглощения среды Q , как среднее для отдельных станций, так и среднее по всем станциям. При этом отмечены две систематические закономерности в значениях параметра добротности среды: 1) для выборок вулcano-тектонических землетрясений с очагами на глубине 4-6 км Q по модулю меньше, чем для таких же на глубине 15-25 км и 28-30 км; 2) по данным ближних в вулкану станций Q имеет модули меньше, чем для более удаленных. Это вполне очевидные и давно известные факты, подтверждающие, что поверхностные слои постройки вулкана Ключевской рыхлые. Однако конкретное строение среды и отличие так называемых «рыхлых» слоев действующего вулкана от других нижележащих заслуживает постоянного детального исследования.

Сейсмические лучи S -волн очагов вулcano-тектонических землетрясений с глубиной 4-6 км для ближних станций распространяются в основном в поверхностном слое. Поэтому параметр поглощения среды Q в этом случае характеризует его среднее значение в этом слое. Для более удаленных станций сейсмические лучи S -волн вулcano-тектонических землетрясений, даже с глубиной очага 4-6 км, распространяются не только в поверхностном слое, но и проникают в более глубокие слои, поэтому значение Q в этом случае характеризует его среднее значение по всему лучу, в котором влияние поверхностного слоя в той или иной мере подавлено. Для очагов в диапазоне глубин 15-30 км также получаем среднее значение Q по всему лучу, в котором влияние поверхностного слоя подавлено. Этот результат хорошо виден по выборке землетрясений с очагами глубин 4-6 км под вулканом Ключевской (рис. 4).

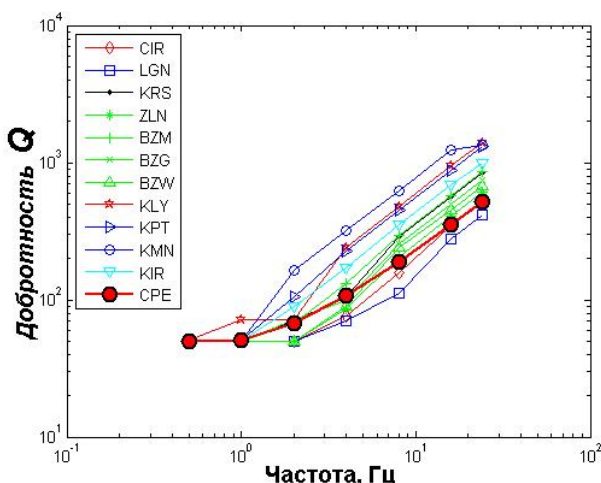


Рис. 4. Значения добротности среды Q по станциям с очагами землетрясений на глубинах 4-6 км.

Так же на рис. 4 видна общая тенденция поведения параметра поглощения Q среды в постройке вулкана. Во-первых, по всем данным отмечается строгая зависимость этого параметра от частоты. Во-вторых, данные для ближних и более удаленных от вулкана Ключевской станций соответствуют простейшим представлениям модели распространения сейсмических волн в постройке вулкана. Для ближних станции LGN и CIR значения добротности Q (сейсмические лучи в этом случае распространяются только в поверхностном «рыхлом» слое) минимальны, в то же время для самой удаленной от вулкана станции KMN значения величины добротности самые большие.

Результаты, обозначенные на рис. 4 как «CPE» соответствуют среднему значению величины добротности Q в поверхностном слое. Этот результат получен не путем осреднения данных по

станциям, а путем расчета, описанного выше, и при последующем осреднении.

Параметр добротности среды Q для выборок вулcano-тектонических землетрясений с очагами на глубинах 15-25 км и 28-30 км (рис. 5) имеют значения по модулю больше по сравнению с землетрясениями с очагами на глубинах 4-6 км. Вполне объяснимо, что на более глубоких горизонтах среда под вулканом Ключевским более консолидирована, по сравнению с ее верхними слоями.

Полученные результаты сравнимы с работой [5], которая выполнена также по вулcano-тектоническим землетрясениям вулкана Ключевской по методу MLTA. Метод MLTWA (Multiple Lapse Time Window Analysis) заключается в определении интегралов объемной плотности сейсмической энергии $P(r_b, t | f)$ по отрезкам записи кода-волн. Это позволяет отделять вклад рассеянной и поглощенной энергии в общей части энергии, которая теряется у распространяющихся в среде сейсмических волн за счет рассеяния и/или внутреннего поглощения.

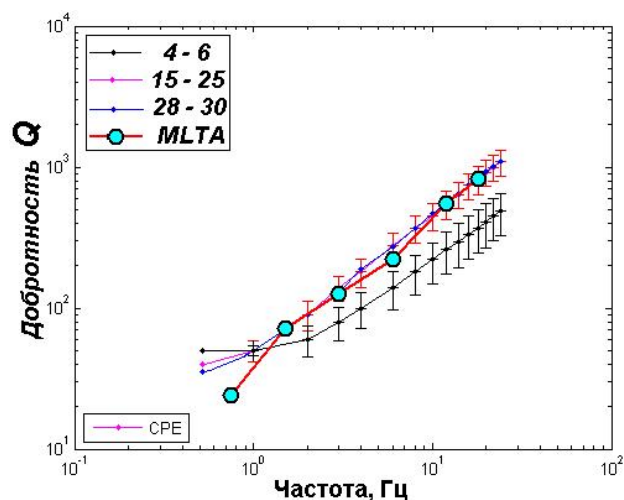


Рис. 5. Оценка добротности среды Q для трех выборок вулcano-тектонических землетрясений с очагами на глубине: 1) 4-6 км, 2) 15-25 км, 3) 28-30 км; 4 - результаты по оценке параметра Q_s по методу MLTA для вулкана Ключевской [4]. Пояснение в тексте.

Результаты по оценке параметра добротности Q_s по методу MLTA соответствует полученным значениям для выборки землетрясений с очагами на глубине 15-30 км. Такое совпадение вполне закономерно, так как по методу MLTA использованы вулcano-тектонические землетрясения с очагами на глубинах 4-30 км под вулканом Ключевской [5]. Так как метод позволяет определять только усредненные значения, то данные по верхним горизонтам оказались подавлены. С применением метода MLTA определяются две составляющие общего параметра добротности Q_t , что выражается как $Q_t = Q_s + Q_i$, где Q_s - затухание сейсмических волн за счет рассеяния, а Q_i - за счет внутреннего поглощения. В таком случае полученные в данной работе значения добротности среды Q соответствует затуханию сейсмических волн за счет рассеяния.

Выводы

Предложен метод определения значения добротности среды Q по спектрам вулcano-тектонических землетрясений вулкана Ключевской. Полученные значения добротности среды согласуются результатами определения параметра Q_s по методу MLTA.

Список литературы

1. Горельчик В.И., Зобин В.М., Токарев П.И. Сейсмичность вулканов // Вулканология и сейсмология. 1987. № 6. С. 16-77.
2. Горельчик В.И., Чубарова О.С., Гарбузова В.Т. Сейсмичность района Северной группы вулканов Камчатки 1971-1983 гг. // Вулканология и сейсмология. 1995. № 4-5. С. 54-75.
3. Горельчик В.И., Гарбузова В.Т. Сейсмичность Ключевского вулкана как отражение современной магматической деятельности // Геодинамика и

- вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. 2001. Петропавловск-Камчатский. С. 352-370.
4. Горшков Г.С. Сейсмические наблюдения в 1949 году // Бюл. вулканол. станций. 1954. № 21. С. 19-39.
 5. Лемзиков М.В. Оценка характеристик затухания поперечных сейсмических волн в постройке вулкана Ключевской // Вулканология и сейсмология. 2008. № 2. С. 125-134.
 6. Токарев П.И. Извержения и сейсмический режим вулканов Ключевской группы. М.: Наука. 1967. 118 с.
 7. Токарев П.И. Вулканические землетрясения Камчатки. М.: Наука. 1981. 164 с.
 8. Aki K, A perspective on the history of Strong Motion Seismology // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2003. N 137. P. 5-11.
 9. Boore D. M., Simulation of ground motion using the stochastic method // Pure and Applied Geophysics. 2003. N 160, P. 635-676.
 10. Chouet B. A. Dynamics of a fluid-driven crack in three dimensions by the finite difference method // J. Geophys. Res. 1986. V. 91. P. 13967–13992.
 11. Chouet B. A. Resonance of a fluid-driven crack: Radiation properties and implications for the source of long-period events and harmonic tremor // J. Geophys. Res. 1988. V. 93. P. 4375–4400.
 12. Garia-Garia J.M., Vidal F., Romacho M.D., Martin-Marfil J.M., Posadas A., Lizon F., Seismic source parameters for microearthquakes of the Granada basin (southern Spain) // Tectonophysics, 1996. Vol. 261. P. 51–66.
 13. 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. P. 137–151.
 14. Londono J.M.C., Sudo Y., Spectral characteristics of volcano-tectonic earthquake swarms in Nevado del Ruiz Volcano, Colombia // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2001. V. 112. P. 37–52.
 15. McGuire R. K., Hanks T. C. ARMS accelerations and spectral amplitude of strong motion during the San Fernando. California earthquake // Bulletin of the Seismological Society of America. V. 70. N 4. P. 1907-1919.
 16. Papageorgiou A.S., Aki K. A specific barrier model for the quantitative description of inhomogeneous faulting and the prediction of strong motion. Part II. Applications of the model // Bulletin of the Seismological Society of America. 1988, Vol.73, N 4, P. 953-978.
 17. Wu Z.L., Kim S.G., Chen Y.T. A theorem for the direct estimation of seismic source spectra // Tectonophysics, 1987. V. 269. P. 337–341.

METHOD OF ESTIMATING SEISMIC WAVE ABSORPTION FROM LOCAL VOLCANIC EARTHQUAKES BENEATH KLYUCHEVSKOY VOLCANO

V.K. Lemzikov¹, V.T. Garbuzova²

¹The Institute of Volcanology and Seismology FEB RAS, 683006, Petropavlovsk-Kamchatsky, e-mail lemzikov@kscnet.ru

²The Kamchatkan Branch of Geophysical Survey FEB RAS, 683006, Petropavlovsk-Kamchatsky, e-mail garb@emsd.ru

Seismic data from volcanic and tectonic earthquakes of Kluchevskoy Volcano that occurred from 2007 through 2008 were investigated focusing on locations of their epicenters at a depth of 4-30 km beneath the volcano. The study presents a method for estimating a Q-factor parameter while calculating the average S-wave power spectrum of the volcanic earthquakes. The obtained Q-factor estimates agree with results of other methods.