

ЗАТУХАНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН В ЛИТОСФЕРЕ ПРИАМУРЬЯ

В.В. Пупатенко

ФГБУН Институт тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН, ул. Ким Ю Чена 65, г. Хабаровск, 680000;
e-mail: pvv2.dv@gmail.com

Поступила в редакцию 13 мая 2022 г.

Представлены результаты определения параметров затухания сейсмических волн (сейсмической добротности на частоте 1 Гц Q_0 и частотного параметра n) в литосфере Приамурья. По коде поверхностных L_g -волн получены оценки параметров затухания на региональном масштабе, выделены основные наиболее сильные их пространственные вариации, параметр Q_0 изменяется от 380 на юге Приморья до 600 на северо-западе Приамурья. По коде объёмных S-волн от близких землетрясений, зарегистрированных на станциях локальной сейсмологической сети Бурейской ГЭС, получены усреднённые оценки сейсмической добротности и частотного параметра для области радиусом несколько сотен километров вокруг Бурейской ГЭС, при ширине окна 20 с добротность Q_0 составляет 103, частотный параметр – 0.806. Такие значения характерны для регионов с умеренной сейсмичностью и подтверждают существенный сейсмический потенциал территории. Использование сведений об актуальных значениях параметров затухания сейсмических волн позволят точнее и более обоснованно связывать параметры очагов гипотетических землетрясений и ожидаемые интенсивности вызываемых ими сотрясений и тем самым устранить одно из существенных упрощений, свойственных картам Общего сейсмического районирования.

Ключевые слова: затухание сейсмических волн, добротность, кода-волны, литосфера, Приамурье.

ВВЕДЕНИЕ

Затухание сейсмических волн – основной процесс, влияющий на распространение сейсмического эффекта от землетрясений.

Затухание сейсмических волн может определяться различными связанными между собой величинами, из них наиболее часто используется добротность Q . Добротность – это безразмерная величина, показывающая относительную потерю волной энергии за один цикл колебаний:

$$-\frac{2\pi}{Q} = \frac{\Delta E}{E}, \quad (1)$$

где Q – добротность; $\Delta E/E$ – доля упругой энергии, рассеивающейся за цикл.

Высокие значения сейсмической добротности в литосфере континентального типа характерны преимущественно для платформенных областей и свидетельствуют о низком уровне тектонической активности. Низкие значения добротности, напротив, характерны для более молодых структур и зачастую соотносятся с зонами с умеренным и высоким сейсмическим потенциалом [17].

Сведения о значениях сейсмической добротности позволяют моделировать распространение сейсмических волн, в том числе для оценки макросейсмического эффекта от предполагаемых землетрясений. Модель затухания сейсмических волн, содержащая значения добротности литосферы, входит в алгоритм построения современных карт Общего сейсмического районирования (ОСР). Наиболее современная версия таких карт для территории России – ОСР-2016 [11], хотя в 2021 г. они перестали входить в нормативную документацию по сейсмостойкому строительству. При построении карт ОСР-2016 были использованы одинаковые параметры затухания сейсмических волн для всей континентальной части территории России и несущественно отличающиеся параметры для территорий п-ова Камчатки и п-ова Крым. При этом реальные вариации сейсмической добротности литосферы на территории России составляют, как минимум, до четырёх раз [24], что неизбежно при столь огромном многообразии тектонического строения территории страны.

По всей видимости, одной из основных причин неучёта актуальных значений сейсмической до-

бротности при создании карт ОСР-2016 было то, что для большей части территории России расчётов добротности литосферы не проводилось. Достаточно подробно исследованы лишь несколько регионов: прибайкальский регион [4, 15–17], Северный Кавказ и Предкавказье [2, 7], Камчатка [1, 3], Сахалин [6]. Автору известно лишь два обзорных построения [23, 24], в которых добротность была рассчитана для всей территории Евразии по коде L_g -волн. Пространственное разрешение этих карт оценено величиной 600–1000 км.

Для Приамурья и прилегающих территорий указанные карты остаются единственными, не считая измерений добротности по прямым L_g -волнам для Монголии [19] и северо-восточных регионов Китая [27]. Между тем, Приамурье характеризуется сложным и разнообразным тектоническим строением [9], часть территории практически асейсмична, часть характеризуется умеренной сейсмической активностью [8]. Столь же неоднородным этот регион должен быть и по характеристикам затухания сейсмических волн.

Цель настоящей работы – с помощью двух методов расчёта сейсмической добротности (по коду L_g -волн и по коду S-волн) получить оценки параметров затухания сейсмических волн: как обзорные для всей территории Приамурья, так и более детальные оценки для окрестностей Бурейской ГЭС по данным локальной сейсмологической сети ГЭС.

ХАРАКТЕРИСТИКА РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

На рис. 1 приведена упрощённая схема расположения литосферных плит района исследования и прилегающих территорий, с указанием границ литосферных плит, включая предполагаемые, тектонических разломов по [9], эпицентров зарегистрированных инструментально коровых землетрясений с магнитудой $M > 3$, а также использованных сейсмостанций. Исследуемая территория покрыта редкой сетью широкополосных сейсмостанций, расстояние между станциями составляет преимущественно 500–800 км. На западной границе Буреинского массива располагается также небольшая по размерам локальная сейсмологическая сеть Бурейской ГЭС.

Приамурье и Приморье относятся к регионам с сейсмичностью от низкой до умеренной [8]. Параметр сейсмической активности A_{10} приближается к значению 0.1 (т.е. к условной границе между умеренной и слабой сейсмичностью) только на северо-западе Приамурья в Янкан-Тукурингра-Джагдинском районе. Немного меньшая сейсмичность наблюдается севернее, на юго-восточном фланге Становой разломной

зоны и южнее в узкой полосе от Малого Хингана до Олекмо-Становой зоны. При этом в ряде районов сейсмическая активность за период наблюдений остаётся незначительной. Это относится, в том числе, к части Сихотэ-Алинского орогенного пояса, Амурско-Зейской и Верхнезейской равнинам [8].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Оба применённых в работе метода расчёта сейсмической добротности основаны на феномене кода-волн. Кода-волны (или просто кода) – это совокупность рассеянных, отражённых и преломленных волн определённого типа, следующих после прохождения прямой волны этого типа. Природа кода-волн была впервые описана в работах [12, 13] вместе с предложенной моделью однократного рассеяния. Согласно этой модели, наблюдаемые на сейсмограммах кода-волны в каждый момент времени представляют собой совокупность волн, единожды отражённых от равномерно расположенных неоднородностей. Относительное уменьшение амплитуды со временем происходит из-за геометрического расхождения и потери сейсмической энергии и не зависит от способа их регистрации и от пути их распространения (в горизонтально однородной среде).

Добротность увеличивается с частотой, поэтому её обычно записывают в виде

$$Q(f) = Q_0 \cdot (f/f_0)^n, \quad (2)$$

где $Q(f)$ – добротность среды по коду; Q_0 – добротность на частоте f_0 (f_0 принимается равной 1 Гц); n – частотный параметр, характерный для данного региона и обычно не превышающий единицу.

Добротность по коду поверхностных L_g -волн

В работе для определения добротности по коду поверхностных L_g -волн применяется метод накопительных спектральных отношений (stacked spectral ratio method), использованный, в том числе, в упомянутых ранее статьях [24, 25]. Подробно метод изложен в [29], кратко его основы приводятся в [23], а также изложены далее.

Метод накопительных спектральных отношений позволяет определить значения Q_0 и n по одной сейсмической записи. Участок сейсмической записи, содержащий коду L_g -волн, делится на серию из N_w наполовину перекрывающихся друг друга временных окон. Для каждого окна рассчитываются медианные амплитудные спектры на каждой частоте $\langle A_{k,m} \rangle$, где m – номер окна, k – номер частоты.

Накопительное спектральное отношение F_k может быть целиком рассчитано по сейсмограммам, содержащим записи L_g -волн, и определяется как

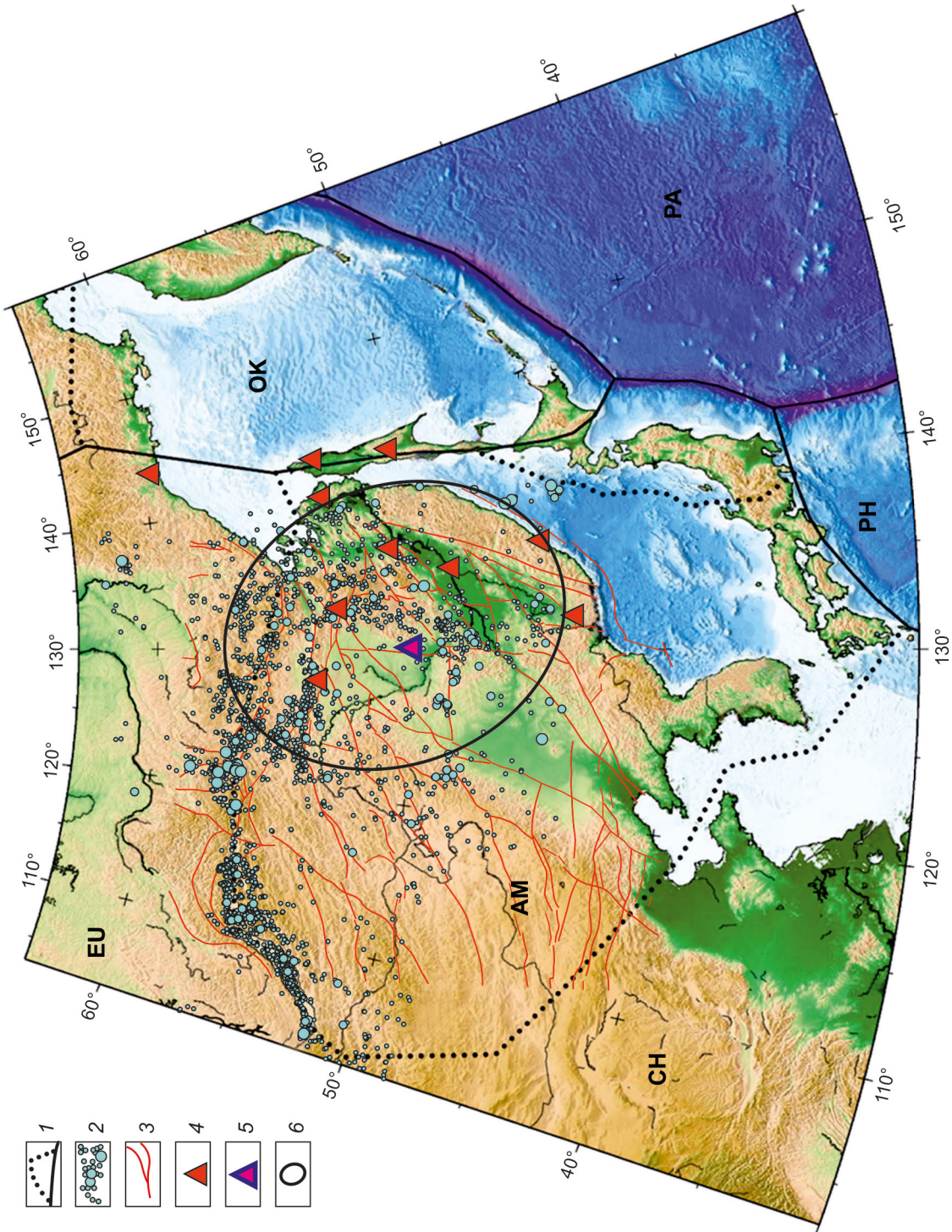


Рис. 1. Схема расположения литосферных плит на Северо-Востоке Азии с указанием положения основных разломов, эпицентров землетрясений и сейсмо-станций, данные которых использованы в работе.

1 – границы литосферных плит (EU – Евразийской, RA – Тихоокеанской, PH – Филиппинской), а также предполагаемые границы Амурской (AM), Охотоморской (OK) и Кийтайской (CH) литосферных плит; 2 – эпицентры коровых землетрясений с магнитудой 3 и выше в Примурье и прилегающих территориях; 3 – основные разломы Примурья и прилегающих территорий, по [9]; 4 – положение широкополосных сейсмостанций, данные которых использованы в работе; 5 – положение станций сейсмологической сети Бурейской ГЭС; 6 – исследуемый район.

$$F_k = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \frac{1}{\pi(\tau_{M+m} - \tau_m)} \times \ln \left[\frac{G_{M+m} \sqrt{U_m} \langle A_{k,m} \rangle}{G_m \sqrt{U_{M+m}} \langle A_{k,M+m} \rangle} \right], \quad (3)$$

где $M = N_w / 2$, если N_w чётное, иначе $M = (N_w + 1) / 2$; τ_m – среднее время задержки для окна m ; G – геометрическое расхождение; U – эффект от дисперсии L_g -волн.

Эффект от дисперсии L_g -волн определяется как

$$U_m = v \cdot \tau_m \cdot (1/v_{min} - 1/v_{max}), \quad (4)$$

где v , v_{min} , v_{max} – соответственно, средняя, минимальная и максимальная групповые скорости пакета кода-волн.

Геометрическое расхождение определяется как

$$G_m = (2 \cdot \pi \cdot R)^{-0.5} (v^2 \cdot \tau_m^2 / R^2 - 1)^{-0.25}, \quad (5)$$

где R – расстояние от эпицентра до сейсмостанции.

Предполагая степенной закон изменения добротности с частотой f , получаем, что

$$\ln F_k = (1 - n) \cdot \ln f_k - \ln Q_0 + \varepsilon, \quad (6)$$

где ε – случайная ошибка.

Последнее уравнение позволяет получить статистически устойчивые [29] оценки Q_0 и n , а также оценить точность определения этих параметров.

В качестве исходных данных для расчёта взяты широкополосные записи 36 землетрясений с девяти широкополосных сейсмостанций (рис. 2, а). Землетрясения произошли с 2007 по 2017 г. и имели магнитуду от 3.6 до 5.2, большая часть – от 4 до 4.5. Параметры землетрясений взяты из каталога Международного сейсмологического центра (ISC).

Каждое рассчитанное по коду L_g -волн значение параметров Q_0 и n , в соответствии с моделью однократного рассеяния, характеризует некоторую область земной коры, горизонтальная проекция которой имеет вид эллипса, на главной оси которого лежат сейсмостанция и эпицентр землетрясения. На рис. 2, в дополнение к карте эпицентров и сейсмостанций, изображены все такие эллипсы, а также показана плотность покрытия эллипсами исследуемой территории.

Особенности используемого метода приводят к тому, что количество эллипсов невелико, они имеют большие размеры, а значения параметров для каждого эллипса определяются со значительной погрешностью. Корректно решить обратную задачу в таких условиях невозможно, поэтому пространственное распределение параметров Q_0 и n определялось по часто используемой в таких случаях методике: значения параметров в каждой точке рассчитывались как сред-

невзвешенное значение параметров, определённых для всех эллипсов, внутри которых находится эта точка. Такой подход, хотя, зачастую, без учёта среднеквадратических ошибок (СКО) определения параметров, применялся во многих работах по изучению добротности литосферы с использованием коды L_g -волн, в том числе, в ранее упомянутых [23, 24]. При таком подходе небольшие неоднородности добротности, не превышающие по протяжённости среднюю длину большой полуоси эллипсов (эта величина изменяется в диапазоне 300–800 км), сглаживаются и становятся неразличимыми.

Добротность по коду объёмных S-волн

Для расчёта добротности литосферы по коду объёмных S-волн также используется модель однократного рассеяния. В соответствии с ней амплитуда кода-волн (объёмных, т.е. при параметре геометрического расхождения, равном 1 [28]), связана с добротностью и временем следующим образом [13]:

$$A(f, t) = W(f) \cdot t^{-1} \cdot \exp \left[\frac{-\pi \cdot f \cdot t}{Q(f)} \right], \quad (7)$$

где $W(f)$ – функция источника; t – время относительно времени в очаге землетрясения. После логарифмирования (7) получается выражение

$$\ln[A(f, t) \cdot t] = \ln[W(f)] - \frac{\pi \cdot f \cdot t}{Q(f)}, \quad (8)$$

которое можно последовательно фиксируя значения частоты f , непосредственно использовать для определения значений $Q(f)$. Последние, в свою очередь, образуют регрессию, аппроксимируя которую линейной функцией, можно вычислить значения параметров Q_0 и n , а также стандартные ошибки их определения.

Для расчётов было отобрано 930 сейсмограмм 290 землетрясений, произошедших на расстоянии до 200 км от станций локальной сейсмологической сети Бурейской ГЭС. Использовались данные только вертикального канала. Землетрясения, записи которых прошли контроль качества, имели локальную магнитуду (определённую по данным локальной сейсмологической сети Бурейской ГЭС) от -1 до 5.3, при этом землетрясений с магнитудой 3 и более было только шесть.

Значения добротности рассчитывались на основе среднеквадратических оценок амплитуды коды с шириной осреднения 2.5 с. Для фильтрации использовались полосовые фильтры Баттерворта 12–20 порядка и частотные диапазоны фиксированной ширины 2 Гц с центральными частотами от 1 до 47 Гц с шагом 2 Гц, хотя обычно в аналогичных расчётах используются более широкие частотные диапазоны, увеличивающиеся в логарифмической шкале. Это

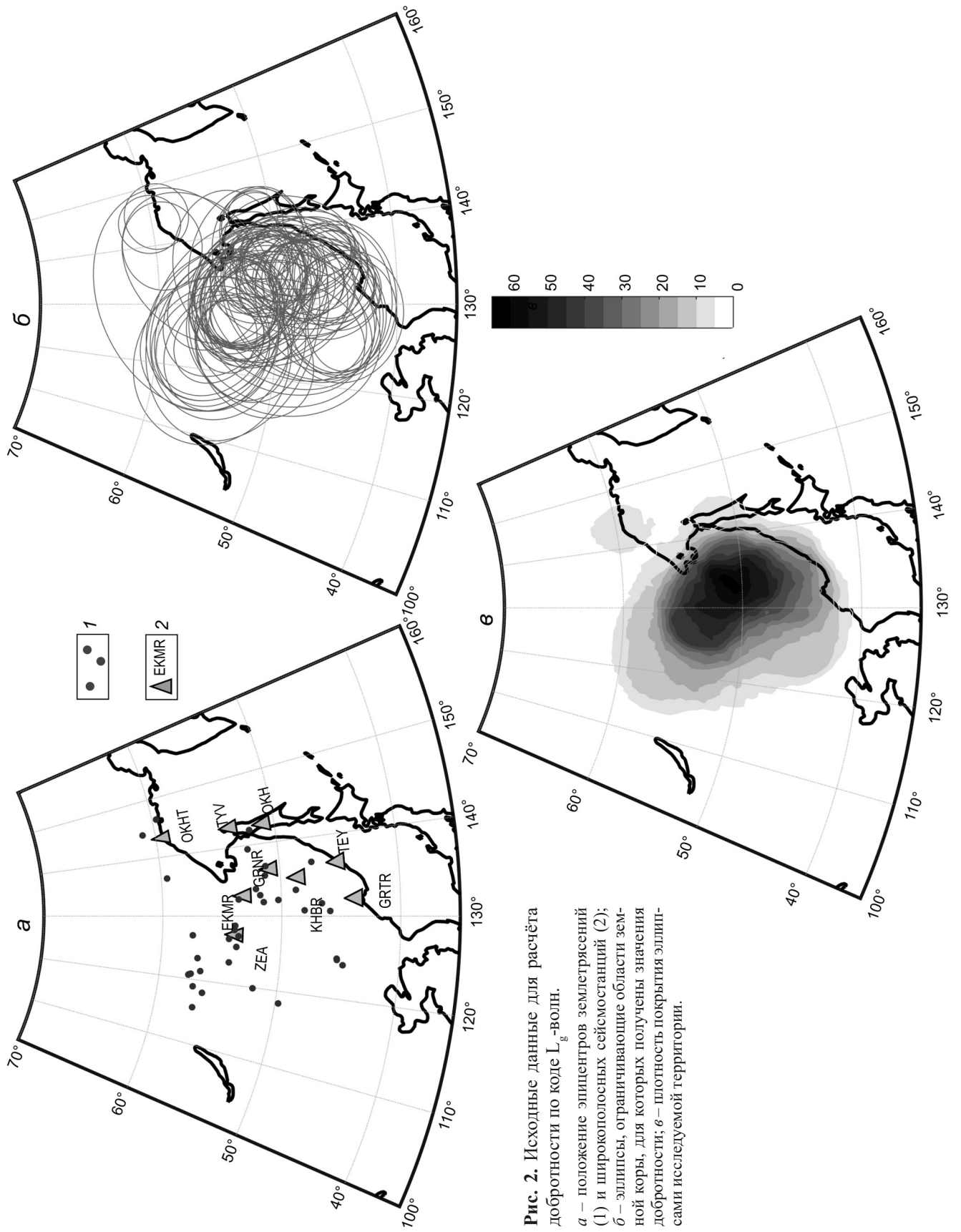


Рис. 2. Исходные данные для расчёта добротности по коде L_g -волн.

a – положение эпицентров землетрясений (1) и широкополосных сейсмостанций (2); *b* – эллипсы, ограничивающие области земной коры, для которых получены значения добротности; *в* – плотность покрытия эллипсами исследуемой территории.

было сделано в связи с тем, что на сейсмостанциях локальной сейсмологической сети Бурейской ГЭС наблюдаются резонансные искажения амплитудно-частотного состава волновых форм землетрясений [10]. При стандартном подходе центральной частоте 2 Гц соответствовал бы диапазон 1.4–2.8 Гц, а частоте 16 Гц – диапазон 11–23 Гц. Значительные и непостоянные во времени резонансные эффекты в последнем случае могут приводить к попаданию в этот интервал частот, соответствующих усиленному и подавленному сигналу, отличающемуся по спектральной амплитуде до 20–30 дБ [10]. В результате, возможно, во-первых, искажение реальной превалирующей частоты, а во-вторых, занижение отношения сигнал/шум. Тем не менее, использование узких и неравномерных в логарифмической шкале частотных интервалов может вызывать дополнительные искажения, связанные с эффектом Гиббса. Правомочность такого подхода будет подкреплена в следующем разделе сравнением его результатов с результатами, получаемыми при использовании стандартного подхода.

Начало окна для обработки коды соответствовало удвоенному времени пробега S-волны. Были проведены отдельные расчёты для различных значений длины окна, от 10 до 120 с через каждые 10 с.

Для контроля качества записи кода-волн использовались соотношение сигнал/шум (не менее 3) и значение нормализованного коэффициента корреляции (не менее 0.2). Все трассы эпицентр–станция, прошедшие контроль качества (при значении длины окна 20 с), показаны на рис. 3.

Расчёт параметров сейсмической добротности для разных значений длины окна позволяет определить характер изменения добротности с глубиной. Это достигается за счёт того, что каждое полученное значение сейсмической добротности в соответствии с моделью однократного рассеяния соотносится с некоторой областью среды, в первом приближении описываемой эллипсоидом. Источник и приёмник сейсмических колебаний находятся в его фокусах, а размеры эллипсоида можно определить по следующим формулам [4, 26]:

$$a = \frac{V \cdot t_w}{2};$$

$$b = \sqrt{\left(\frac{V \cdot t_w}{2}\right)^2 - \frac{r^2}{4}}; \quad c = h + b, \quad (9)$$

где a и b – длины полуосей эллипсоида; c – глубина нижней границы эллипсоида; V – скорость поперечных волн; r – расстояние от источника до приёмника;

h – глубина гипоцентра землетрясения; t_w – время в середине окна расчёта коды, которое складывается из времени начала окна для обработки коды и половины длины окна:

$$t_w = 2 \cdot t_s + W/2, \quad (10)$$

где t_s – время пробега S-волны; W – длина окна.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

Добротность по коде поверхностных L_g -волн

На рис. 4 приведён пример расчёта добротности по коде L_g -волн по одной записи землетрясения. Аналогичные расчёты проведены для всех землетрясений, получены 93 значения добротности и частотного параметра.

Полученные значения соответствуют парам землетрясение–сейсмостанция с эпицентральным расстоянием от 230 до 830 км. Значения сейсмической добротности на частоте 1 Гц изменяются от 213 до 904 со средним значением 496, частотного параметра – от 0.11 до 1.21 со средним значением 0.42. Половина значений добротности приходится на интервал 397–570, половина значений частотного параметра – на интервал 0.3–0.49.

Оценка СКО значений добротности находится в широком диапазоне от 7 до 122, у 87 измерений из 93 не превышает 64. Оценки СКО значений частотного параметра распределены более равномерно в интервале 0.02–0.32 и у 87 измерений из 93 не превышает 0.23.

Результаты картирования значений сейсмической добротности на частоте 1 Гц и частотного параметра, а также оценок их СКО приведены на рис. 5.

Добротность по коде объёмных S-волн

На рис. 6 приведён пример расчёта сейсмической добротности по коде S-волн по одной записи землетрясения для одного частотного диапазона. В приведённом примере получено значение добротности 788 ± 260 на частоте 6 Гц и при длине окна 30 с. В результате каждого такого расчёта получается значение добротности с оценкой точности его определения $Q \pm dQ$, соответствующее некоторой центральной частоте f_c . Такие расчёты были проведены последовательно для каждого значения длины окна для каждой пары землетрясение–сейсмостанция на всех частотах, на которых выполнялся контроль качества исходных данных.

При малых значениях длины окна для обработки коды (10 и 20 с) контроль качества хотя бы на одной частоте прошли более 700 записей землетрясений, при увеличении длины окна количество таких записей практически линейно уменьшается: 590 записей

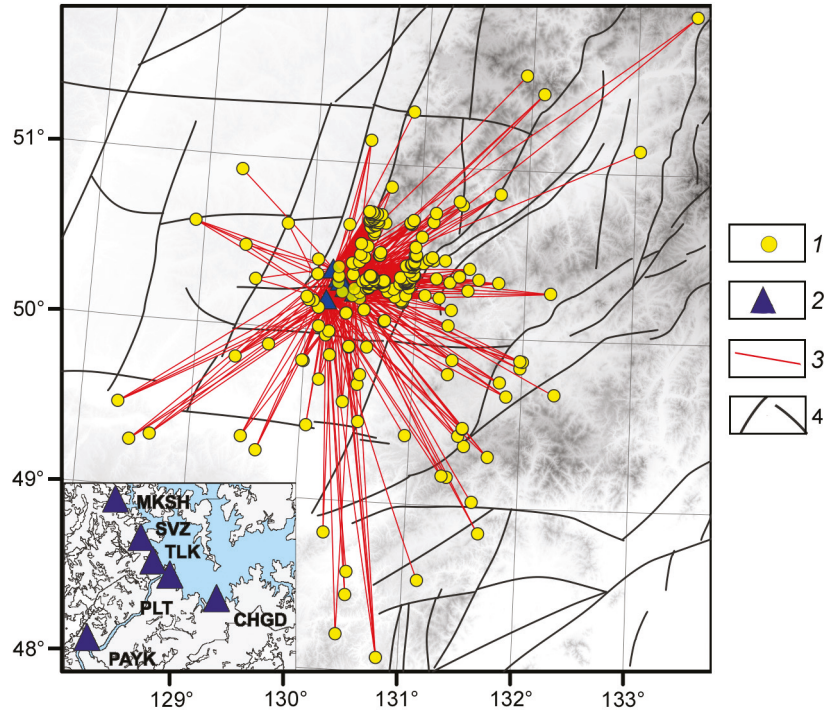


Рис. 3. Исходные данные для расчёта добротности по коде S-волн.

1 – эпицентры землетрясений; 2 – сейсмостанции локальной сейсмологической сети Бурейской ГЭС (коды указаны на врезке); 3 – трассы источник-приёмник; 4 – основные разломы, по [5].

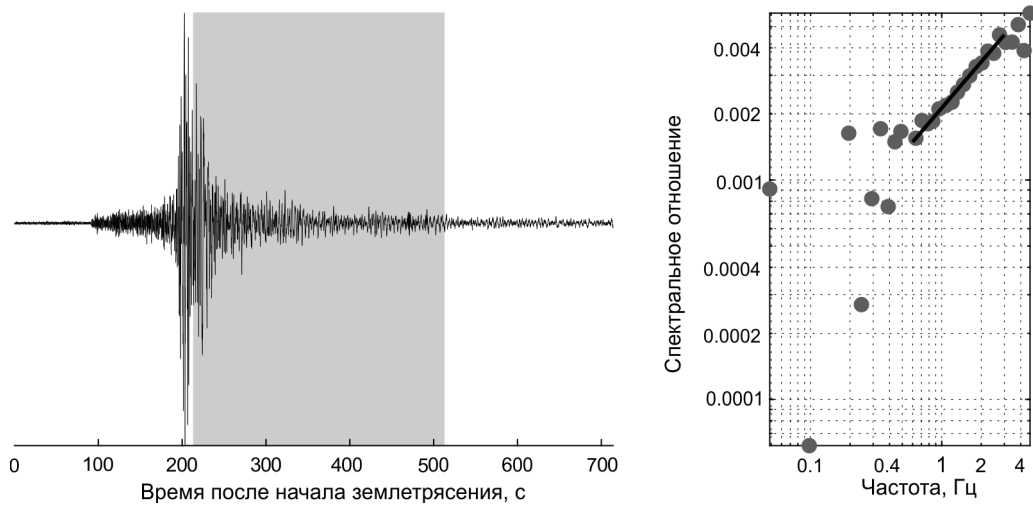


Рис. 4. Пример расчёта сейсмической добротности по коде Lg-волн: станция GRNR (рис. 2), землетрясение 17.06.2008 г., $M = 5.1$, эпицентральное расстояние 674 км.

Серым прямоугольником выделено окно коды Lg-волн.

при длине окна 40 с, 310 записей – при 80 с. Максимальное количество измерений сейсмической добротности на какой-либо частоте f_c наблюдается при длине окна 20 и 30 с – более 7000. При увеличении длины окна их количество также снижается: 6470 измерений при длине окна 40 с, 2900 измерений – при 80 с.

На рис. 7, а–г приведены полученные зависимости добротности от частоты для нескольких значений длины окна. На каждом графике указано уравнение, содержащее значения сейсмической добротности на частоте 1 Гц и частотного параметра, а также оценки СКО их определения.

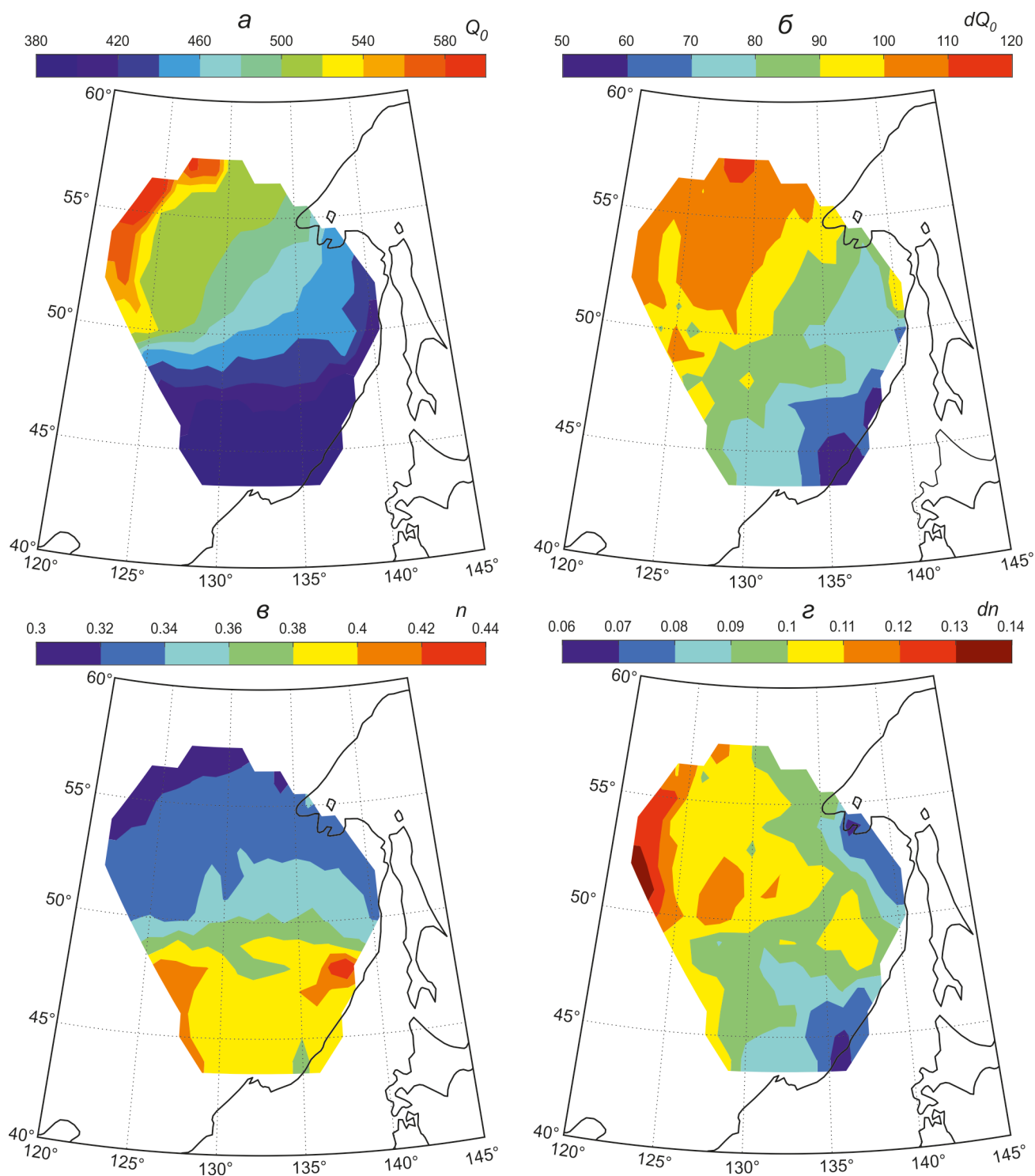


Рис. 5. Пространственное распределение параметров затухания по коде Lg-волн.

a – значения добротности на частоте 1 Гц Q_0 ; *б* – dQ_0 – оценки СКО определения Q_0 ; *в* – значения частотного параметра n ; *г* – dn – оценки СКО определения частотного параметра n .

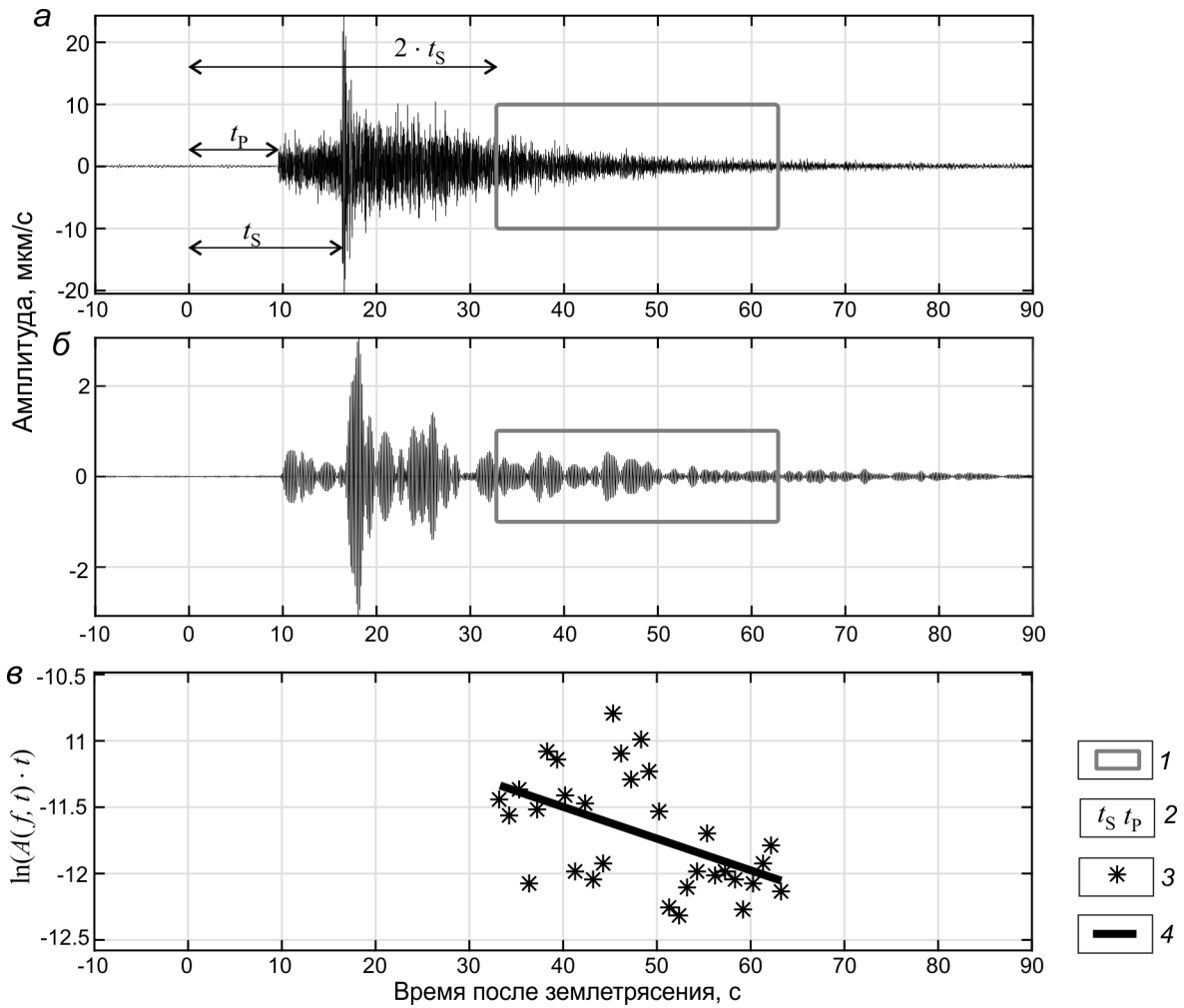


Рис. 6. Пример расчёта добротности по коду S-волн: станция CHGD (рис. 3), землетрясение 20.10.2011, $M=2.8$, эпицентрального расстояние 52 км.

a – исходная сейсмограмма; *б* – сейсмограмма, фильтрованная в диапазоне частот 5–7 Гц; *в* – регрессия, непосредственно используемая для расчёта добротности: 1 – окно коды S-волн; 2 – время первого вступления прямых P и S-волн; 3 – измерения амплитуды $\ln(A(t) \cdot t)$; 4 – линейная аппроксимация измерений амплитуды $\ln(A(t) \cdot t)$.

Для обоснования возможности использования при расчёте коды узких частотных диапазонов проведены аналогичные расчёты, но при использовании частотных диапазонов с шириной, одинаковой в логарифмическом масштабе, и центральными частотами 1, 2, 4, 8, 16 и 32 Гц. С учётом ошибки измерений получены эквивалентные результаты. Например, при ширине окна 30 с вместо $Q_0 = 182$ и $n = 0.698$ получено $Q_0 = 188$ и $n = 0.711$. При этом в последнем случае в 3–5 раз выше СКО параметров затухания, и на 37 % меньше доля измерений, которые прошли контроль качества. Таким образом, эффект Гиббса в данном случае не приводит к существенным искажениям значений Q_0 и n , а при отмеченных выше особенностях локальной сейсмологической сети использование ча-

стотных диапазонов с постоянной шириной повышают точность определения параметров затухания.

На рис. 7, *д* приведены зависимости параметров затухания Q_0 и n от длины окна коды W . В диапазоне 10–50 с параметр Q_0 линейно возрастает с 35 до 284, частотный коэффициент n уменьшается с 0.96 до 0.61. Как правило, этот эффект наблюдается повсеместно и объясняется тем, что при увеличении длины окна в составе коды увеличивается доля сейсмических волн, проходящих через мантию, а также глубина их проникновения в мантию, а мантия в среднем значительно более однородна из-за более высоких температур и давления [4, 18].

Средняя глубина нижней границы эллипсоида при длине окна 20 с составляет 95 км. При увеличе-

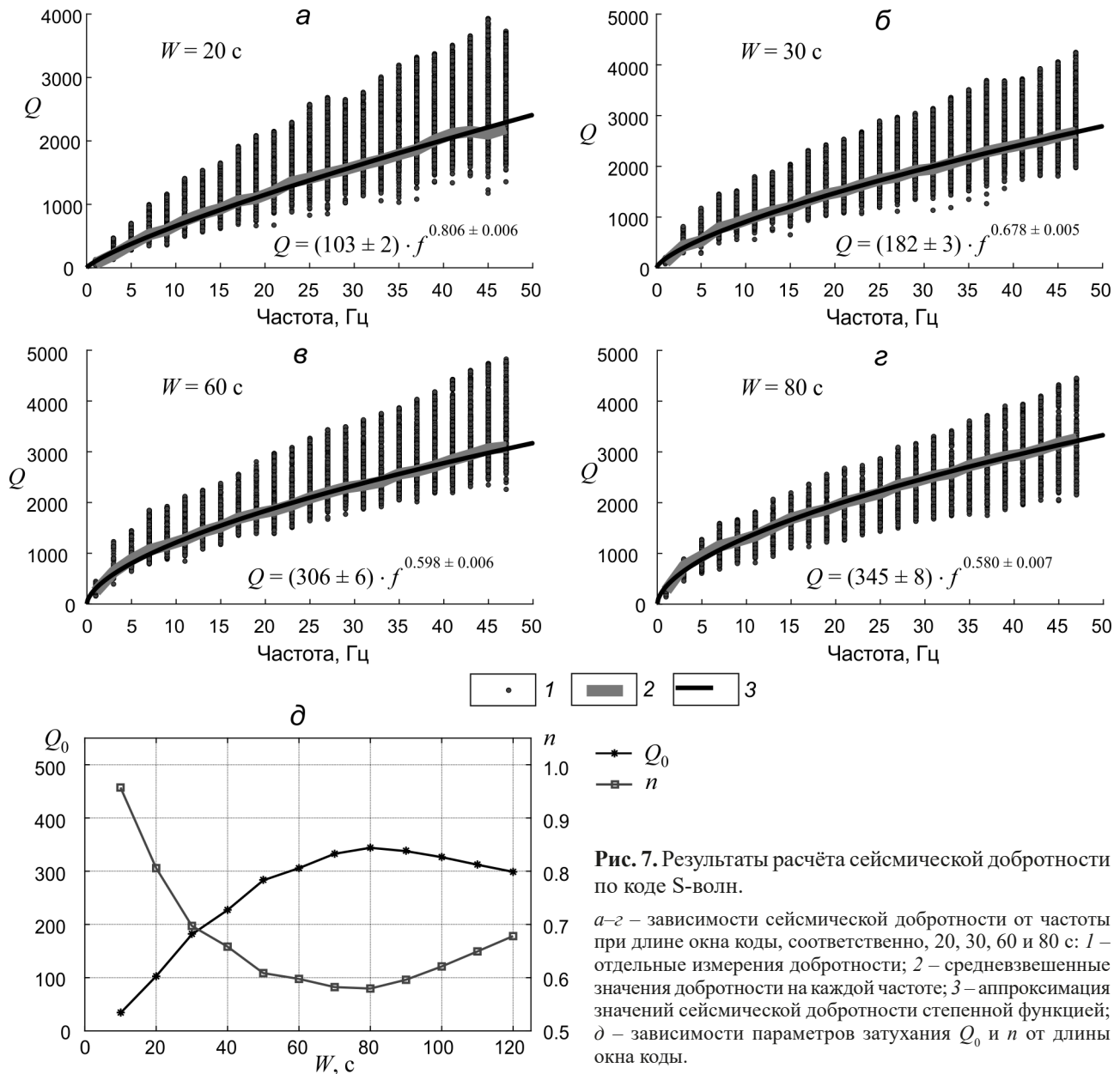


Рис. 7. Результаты расчёта сейсмической добротности по коде S-волн.

a–г – зависимости сейсмической добротности от частоты при длине окна коды, соответственно, 20, 30, 60 и 80 с: 1 – отдельные измерения добротности; 2 – средневзвешенные значения добротности на каждой частоте; 3 – аппроксимация значений сейсмической добротности степенной функцией; *д* – зависимости параметров затухания Q_0 и n от длины окна коды.

нии длины окна область распространения сейсмических волн, составляющих коду, продолжает уходить глубже в мантию, до 113 км при $W = 40$ с и 153 км при $W = 60$ с.

При длине окна 60 с и более параметр Q_0 перестаёт значительно возрастать и находится в диапазоне 300–350. Частотный коэффициент при длине окна более 80 с увеличивается с минимального значения 0.58 до 0.68.

При значительном увеличении длины окна, свыше 60–80 с значения добротности и частотного коэффициента дополнительно искажаются из-за увеличения доли волн, претерпевших множественные отражения [20]. Этот эффект нарушает исходное пред-

положение, лежащее в основе модели однократного рассеяния и может приводить как к завышению, так и к занижению рассчитываемых значений сейсмической добротности [20], что и наблюдается на рис. 7, *д*.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Сопоставление полученных в работе значений параметров затухания сейсмических волн в земной коре с опубликованными обзорными картами [24] показывает следующее. Согласно этим картам, значения сейсмической добротности Q_0 равномерно увеличиваются с юга на север от значений 350–400 на юге Приморья до значений порядка 500 на 55° с.ш. Наши результаты показывают принципиально похожую, но

более подробную картину. Диапазон изменения значений добротности составляет от 400 на юге Приморья и до 550–600 на северо-западе исследованной территории. Направление изолиний значений добротности при движении с юга на север сначала субширотное, но затем в районе 50° с.ш. изолинии резко разворачиваются и вытягиваются преимущественно в направлении ЮЗ–СВ. В значениях частотного параметра наблюдаются более существенные различия. В работе [24] на всей исследованной территории он слабо отличается от 0.5, в то время как на нашей карте наблюдается преимущественно субширотное уменьшение его значений от 0.4 до 0.3.

Необходимо отметить, что полученные на северо-западе значения добротности, превышающие 550, могут не отражать реальной картины из-за более высокой погрешности оценок добротности или наличия систематического смещения значений на границе исследуемой области. Именно здесь происходит резкое уменьшение количества наблюдений (рис. 2, в).

Значения сейсмической добротности, рассчитанные по измерениям коды S-волн, фактически являются «точечными», характеризуют преимущественно область вокруг сейсмологической сети радиусом от нескольких сотен километров, в зависимости от длины окна. Расчёты показывают, что в значениях добротности, полученных для различных азимутов линии эпицентр-станция, имеются значимые различия. Тем не менее, малые линейные размеры и преимущественно одностороннее положение эпицентров локальных землетрясений не позволяют сделать обоснованных выводов о пространственном распределении значений добротности.

Значения добротности, полученные по коду S-волн, характерны для регионов с умеренной сейсмичностью. Они несколько выше значений, определённых в регионах с высокой сейсмичностью, например, в северо-западной части Гималаев [22] и в северо-восточном Иране [21], и сопоставимы с результатами, полученными для регионов с умеренной сейсмичностью, например, для восточной части Индийского кратона [14]. Это является подтверждением существенного сейсмического потенциала территории [8, 11].

Полученные результаты показывают, что использование при расчётах карт ОСР единой модели затухания для всей континентальной территории России неоправданно даже в условиях отсутствия подробных исследований для большей части территории страны. В качестве первого приближения следует использовать обзорные карты сейсмической добротности, такие как [24], уточняя их для регионов, в которых про-

ведены более подробные исследования. Построенные в настоящей работе карты могут быть использованы в качестве основы модели затухания для Приамурья и прилегающих территорий при очередном уточнении карт ОСР.

Перспективы дальнейшего уточнения построенных карт сейсмической добротности по коду L_g -волн для Приамурья ограничены особенностями этого метода. Пространственное разрешение карт сейсмической добротности, рассчитанной по коду L_g -волн, по всей видимости, может достигать лишь 400–500 км [24, 25]. Это прямое следствие ограниченного количества измерений относительно высокой погрешности каждого измерения, а также вынужденного использования упрощённой модели однократного рассеяния.

Существуют несколько методов, позволяющих рассчитывать добротность по измерениям прямых L_g -волн и получать при этом результаты с пространственным разрешением около 1° и даже меньше. Такие методы применялись, в том числе, в соседних регионах: Северо-Востоке Китая [27, 30] и Монголии [19]. Однако их использование требует наличия большого количества групп эпицентров землетрясений и сейсмостанций, расположенных практически на одной прямой, поэтому их применение в Приамурье может стать возможным только после многократного увеличения количества сейсмостанций в регионе и последующего за этим многолетнего накопления записей землетрясений.

Параметры затухания, рассчитываемые по измерениям коды S-волн локальных землетрясений, могут также дать важную информацию для уточнения модели затухания, используемой при расчётах карт ОСР.

Этот метод можно успешно применять только на территории с некоторой минимальной локальной сейсмичностью, а также при условии значительно более густого покрытия сейсмостанциями, чем имеется в настоящее время в Приамурье.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских учёных – кандидатов наук (№ МК-306.2020.5) (в части изучения добротности по коду объёмных S-волн) и в рамках государственного задания Института тектоники и геофизики им. Ю.А. Косыгина ДВО РАН (в части исследования добротности по коду поверхностных L_g -волн, интерпретации и обобщения результатов). Автор благодарен рецензентам за ценные замечания и рекомендации, Филиалу ПАО «РусГидро» – «Бурейская ГЭС» и Сахалинскому филиалу ЕГС РАН – за предоставленные сейсмические записи, Е.С. Ступаковой – за помощь в оформлении рисунков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абубакиров И.Р. Оценка характеристик затухания поперечных волн в литосфере Камчатки по наблюдениям цифровой широкополосной станции «Петропавловск» // Физика Земли. 2005. № 10. С. 46–58.
2. Аптикаева О.И. Некоторые результаты изучения поля поглощения S-волн на Кавказе методом короткопериодной коды // Вопросы инженерной сейсмологии. 2020. Т. 47, № 3. С. 104–125.
3. Гусев А.А., Гусева Е.М. Оценка затухания поперечных волн в среде вблизи ст. «Петропавловск», Камчатка, по спаду спектра // Физика Земли. 2016. № 4. С. 35–51.
4. Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. 2011. Т. 52, № 5. С. 712–724.
5. Забродин В.Ю., Рыбас О.В., Гильманова Г.З. Разломная тектоника материковой части Дальнего Востока России. Владивосток: Дальнаука, 2015. 132 с.
6. Коновалов А.В., Сычев А.С., Соловьев В.Н. Массовые оценки скалярных сейсмических моментов очагов слабых землетрясений на юге о. Сахалин // Тихоокеан. геология. 2011. Т. 30, № 3. С. 66–75.
7. Павленко В.А., Павленко О.В. Поглощение сейсмических волн в коре и верхней мантии в окрестностях сейсмостанции «Кисловодск» // Физика Земли. 2016. № 4. С. 24–34.
8. Сафонов Д.А. Сейсмическая активность Приамурья и Приморья // Геосистемы переходных зон. 2018. Т. 2, № 2. С. 104–115.
9. Тектоника, глубинное строение и минерагения Приамурья и сопредельных территорий / Отв. ред. Г.А. Шатков, А.С. Вольский. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 190 с.
10. Трофименко С.В., Рябинкин К.С., Пупатенко В.В., Колотова Л.Г., Харитонов М.Е. Динамика геосреды по спектральной плотности мощности микросейсм до и после землетрясений // Тихоокеан. геология. 2017. Т. 36, № 5. С. 20–28.
11. Уломов В.И., Богданов М.И., Трифонов В.Г., Гусев А.А., Гусев Г.С., Акактова К.Н., Аптикаев Ф.Ф., Данилова Т.И., Кожурин А.И., Медведева Н.С., Никонов А.А., Перетокин С.А., Пустовитенко Б.Г., Стром А.Л. Пояснительная записка к комплекту карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-2016 // Инженерные изыскания. 2016. № 7. С. 49–122.
12. Aki K. Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves // J. Geophys. Res. 1969. V. 74, N 2. P. 615–631.
13. Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: Source, attenuation, and scattering effects // J. Geophys. Research. 1975. V. 80, N 23. P. 3322–3342.
14. Biswas K., Mandal P., Khan P.K. Estimation of coda Q for the eastern Indian craton. // J. Earth System Sci. 2019. V. 128. 109.
15. Dobrynina A.A. Coda-wave attenuation in the Baikal rift system lithosphere // Physics of the Earth & Planet. Inter. 2011. V. 188, N 1–2. P. 121–126.
16. Dobrynina A.A., Sankov V.A., Chechelnskiy V.V., Déverchère J. Spatial changes of seismic attenuation and multiscale geological heterogeneity in the Baikal rift and surroundings from analysis of coda waves // Tectonophysics. 2016. V. 675. P. 50–68.
17. Dobrynina A.A., Sankov V.A., Deverchere J., Chechelnskiy V.V. Factors influencing seismic wave attenuation in the lithosphere in continental rift zones // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. V. 8, N 1. P. 107–133.
18. Gusev A.A., Abubakirov I.R. Vertical profile of effective turbidity reconstructed from broadening of incoherent body-wave pulses—II. Application to Kamchatka data // Geophys. J. Internat. 1999. V. 136, N 2. P. 309–323.
19. He J., Sandvol E., Wu Q., Gao M., Gallegos A., Ulziibat M., Demberel S. Attenuation of regional seismic phases (Lg and Sn) in Eastern Mongolia // Geophys. J. Internat. 2017. V. 211, N 2. P. 979–989.
20. Hoshiya M. Separation of scattering attenuation and intrinsic absorption in Japan using the multiple lapse time window analysis of full seismogram envelope // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 1993. V. 98, N B9. P. 15809–15824.
21. Jafarian Vernosfaderani S.L., Heidari R., Mirzaei N., Rahimi H., Meshinchi-Asl M. Coda wave attenuation in the northwestern Iran, using short time Fourier transform // J. Seismology. 2019. V. 23. P. 1085–1095.
22. Kumar N., Yadav D.N. Coda Q estimation for Kinnaur region and surrounding part of NW Himalaya // J. Seismology. 2019. V. 23. P. 271–285.
23. Mitchell B.J., Pan Y., Xie J., Cong L. Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to crustal evolution // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 1997. V. 102, N B10. P. 22767–22779.
24. Mitchell B.J., Cong L., Ekström G. A continent-wide map of 1-Hz Lg coda Q variation across Eurasia and its relation to lithospheric evolution // J. Geophys. Res. 2008. V. 113, N B4. B04303.
25. Mitchell B.J., Cong L., Jemberie A.L. Continent-wide maps of Lg coda Q for North America and their relationship to crustal structure and evolution // Bull. Seismological Soc. of America. 2015. V. 105, N 1. P. 409–419.
26. Pulli J.J. Attenuation of coda waves in New England // Bull. Seismological Soc. of America. 1984. V. 74. P. 1149–1166.
27. Ranasinghe N.R., Gallegos A., Hearn T., Ni J., Sandvol E. Frequency-dependent Lg attenuation in Northeast China and its implications // Geophys. Journ. Internat. 2018. V. 212, N 3. P. 2131–2142.
28. Sato H., Fehler M. Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth. Berlin: Springer, 1998. 308 p.
29. Xie J., Nuttli O.W. Interpretation of high-frequency coda at large distances: stochastic modelling and method of inversion // Geophys. Journ. Internat. 1988. V. 95, N 3. P. 579–595.
30. Zhao L.F., Xie X.B., Wang W.M., Zhang J.H., Yao, Z.X. Seismic Lg-wave Q tomography in and around Northeast China // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2010. V. 115, N B8. B08307.

*Рекомендована к печати В.Г. Быковым
после доработки 31.08.2022 г.
принята к печати 27.09.2022 г.*

*V.V. Pupatenko***Seismic wave attenuation in the lithosphere of Primurye**

We present the results of determining the attenuation parameters of seismic waves (seismic quality factor at a frequency of 1 Hz Q_0 and frequency parameter n) in the lithosphere of Primurye. We estimated the attenuation parameters on a regional scale using code of Lg surface waves, as well as their key and strongest spatial variations. The Q_0 parameter varies from 380 in southern Primorye to 600 in northwestern Primurye. Based on the code of body S-waves from nearby earthquakes recorded at the stations of the local seismological network of the Bureyskaya Hydropower Plant, we obtained the average estimates of the quality factor and frequency parameter for a region with a radius of a few hundred kilometers around the hydropower plant. For a window width of 20 s, $Q_0 = 103$ and $n = 0.806$. These values are typical for the regions with moderate seismicity and confirm the significant seismic potential of the territory. The use of the information about actual attenuation parameters of seismic waves makes it possible to more accurately and more understandably relate the parameters of the sources of hypothetical earthquakes and the expected intensity of ground shaking caused by them, and thereby eliminates one of the significant simplifications inherent in general seismic zoning maps.

Key words: attenuation of seismic waves, quality factor, Primurye, coda-waves, lithosphere.