

ОСНОВНЫЕ ПАРАМЕТРЫ СПЕКТРОВ УСКОРЕНИЙ ПРИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ С $M \geq 5$ ДЛЯ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

А.Ф. Дреннов, В.И. Джурик, С.П. Серебренников, Е.В. Брыжак, Н.Н. Дреннова

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Рассматриваются спектры записей ускорений S -волн от землетрясений с $M = 5.0$ — 6.5 , произошедших в трех регионах Байкальской рифтовой зоны. Приведены основные характеристики формы и уровня спектров. Показано их различие в зависимости от взаимного расположения очаг—сейсмостанция. Получены средние спектры ускорений для всех трех регионов с учетом формы и магнитуды землетрясений. Произведена трансформация спектров на соответствие ускорениям, присущим землетрясениям с $M = 6.5$, $M = 7.5$. Делается вывод о необязательном сохранении формы спектров даже при одинаковых подвижках в очаге.

Спектры ускорения, характерные угловые частоты спектра, сильные землетрясения, Байкальская рифтовая зона.

THE BASIC PARAMETERS OF ACCELERATION SPECTRA FOR $M \geq 5$ EARTHQUAKES IN THE BAIKAL RIFT ZONE

A.F. Drennov, V.I. Dzhurik, S.P. Serebrennikov, E.V. Bryzhak, and N.N. Drennova

We consider the acceleration spectra of S waves from $M = 5$ – 6.5 earthquakes that occurred in three regions of the Baikal Rift Zone. The main characteristics of the shape and level of the spectra are given, and the difference between the spectra in the relative positions of the focus and seismic station is shown. Average acceleration spectra have been obtained for all three regions with regard to the form and magnitude of the earthquakes. The spectra have been transformed so that they correspond to the accelerations of $M = 6.5$ and $M = 7.5$ earthquakes. The conclusion is made that the spectra not necessarily retain their shape even with the same movements in the focus.

Acceleration spectra, characteristic angular frequencies of the spectrum, strong earthquakes, Baikal Rift Zone

ВВЕДЕНИЕ

Изучению спектров ускорений близких сильных и относительно сильных землетрясений в России в последнее время уделяется достаточно много внимания. Одним из основных направлений при этом является использование спектров при изучении физики очагов землетрясений, в том числе — изучение особенностей спектров экспериментально полученных записей ускорений при реальных землетрясениях. Экспериментальный путь изучения спектров, например, реализован на Камчатке [Петухин и др., 2004; Гусев и др., 2006], для региона Кавказа — в монографии П.И. Крамынина [Крамынин, 2009]. Для Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) оценочное изучение спектров ускорений при относительно сильных землетрясениях было проведено нами ранее для ее юго-западного фланга [Дреннов и др., 2013]. Основной задачей данной работы являлось изучение амплитудно-частотного состава записей ускорений относительно сильных $5.0 \leq M \leq 6.5$ землетрясений трех регионов БРЗ и их сравнительный анализ.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ РЕГИОНОВ

Для северо-востока БРЗ возможно возникновение землетрясений с $M > 7$ [Солоненко и др., 1985]. Такие зоны, как правило, приурочены к бортам рифтовых впадин вдоль активизированных (сейсмогенерирующих) разломов: Обручевский, Кодарский и Удоканский. К ним же относятся активно развивающиеся впадины байкальского типа. Высокосейсмичные районы охватывают северо-западные приконтурные части Кичерской, северо-восточной части Верхнеангарской депрессии, северный и западный борты Муйской котловины и др.

В пределах этих зон в последнее время зарегистрированы сильные землетрясения: Муйские землетрясения 27 и 29.06.1957 года ($M = 7.6$ и $M = 5.5$ соответственно), Кодарское — 15.05.1970 г. ($M = 5.5$), Чарское II — 21.08.1994 г. ($M = 6.2$) и др.

© А.Ф. Дреннов, В.И. Джурик, С.П. Серебренников, Е.В. Брыжак, Н.Н. Дреннова, 2015

DOI: 10.15372/GiG20150508

На северной оконечности оз. Байкал в районе перемычки, разделяющей Кичерскую депрессию и Верхнеангарскую впадину, 21.03.1999 г. произошли относительно сильные Кичерские землетрясения с $M = 6$ и $M = 5.6$.

Район Среднего Байкала относится к одному из наиболее активных в сейсмическом отношении сегментов БРЗ. Основными структурными элементами для него являются: Селенгино-Чивыркуйский грабен, активные разломы северо-восточного простирания — Приморский, Морской, Дельтовый. Разломы более низкого уровня имеют как северо-восточное простирание, так и субмеридиональное. Гипоцентры землетрясения этого региона располагаются в средней части земной коры на глубине 10—25 км. [Радзиминович и др., 2003]. В пределах этой полосы и в дельте р. Селенга произошли: 10-балльное Цаганское землетрясение (12.01.1862 г. с $M = 7.5$), Среднебайкальское (29.08.1959 г. с $M = 6.8$) и 28.03.1970 г. с $M = 5.5$ [Голенецкий и др., 1977, Голенецкий, 1997]. Формирование значительной части очагов землетрясений двух рассматриваемых регионов происходит в обстановке рифтового поля напряжений, при котором главные оси растяжения близгоризонтальны и перпендикулярны простиранию основных структур. Оси промежуточного направления также близгоризонтальны, но параллельны простиранию структур, а оси сжатия близвертикальны [Мельникова и др., 1998, 2007]. Разрядка напряжений в основном для сейсмических событий происходит по рифтовому сценарию — преобладание плоскости северо-восточного и субширотного простирания. Отмечается, что разрядка нерифтового типа (взбросы, взбрососдвиги, сдвиги) происходят значительно реже, чем рифтового (сбросы).

Высокий уровень сейсмичности юго-запада БРЗ приурочен также к Южно-Байкальской впадине. Последняя ограничена активными в новейший этап развития различными тектоническими нарушениями: с севера Обручевским (сброс), с юго-запада — Главным Саянским разломом (левый взбрососдвиг), с юго-востока — системой разломов Черского (сбросы) и с северо-востока — Ангарским разломом (правый сдвигосброс) [Леви и др., 1995]. Характерной особенностью напряженно-деформированного состояния земной коры рассматриваемого района на современном этапе развития является переход от режима чистого растяжения, преобладающего в центральной части Байкала, к режиму растяжения со сдвигом [Мельникова и др., 2009]. К наиболее известным сильным землетрясениям последнего времени относятся: Мондинское 4.04.1950 г. с $M = 7.0$, Култукское 27.08.2008 с $M = 6.5$ и Южно-Байкальское 25.02.1999 г., $M = 5.9$.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДАННЫЕ И СПОСОБЫ ИХ ОБРАБОТКИ

В настоящей работе использовались записи акселерограмм землетрясений, зарегистрированные в течение последних 12 лет сетью сейсмических станций Байкальского филиала (БФ) ГС СО РАН. В основном отбирались землетрясения с магнитудой $M \geq 5$ и эпицентрными расстояниями r от 30 до 300 км (рис. 1). Для Байкальской рифтовой зоны характерны средние глубины залегания очагов землетрясений $h = 10$ —15 км [Голенецкий, 1997]. Другие оценки глубин залегания очагов [Радзиминович, 2010] дают значения глубин от 12 до 37 км при средних значениях 21.6 км для землетрясений с $M \geq 4$.

Магнитуды определялись по формуле Т.Г. Раутиан [1960] через энергетический класс K [<http://www.seis-bykl.ru>]. Характеристику очагов брали из литературных данных [Мельникова, Радзиминович, 2007].

Регистрация землетрясений велась цифровыми сейсмостанциями Байкал-10 и Байкал-11 со столбчатой частотной характеристикой от 0.5 до 10 и от 0.5 до 20 Гц соответственно, с шагом дискретизации 0.01 с [Гилева и др., 2008].

Для спектрального анализа акселерограмм применялся метод Уэлча [Марпл мл., 1990]. При этом анализировался участок акселерограмм длительностью 20 с от начала вступления поперечных волн. При длине окна 2.56 с шаг по частоте составляет 0.39 Гц, стандартная ошибка спектра $\varepsilon = 0.27$.

Предварительно все спектры приводили к грунтам первой категории путем деления их на соответствующие частотные характеристики грунтов верхней зоны разреза под сейсмостанциями. Последние были определены нами ранее [Дреннов и др., 2010] двумя независимыми способами: расчетным, опирающимся на построение скоростных моделей верхней зоны разреза с последующим расчетом по программе Л.И. Ратниковой [1983], и методом спектральных отношений H/V Ю. Накамуры [Nakamura, 2008], опирающимся на совместные записи горизонтальных и вертикальных составляющих землетрясений на одной сейсмостанции.

Поскольку используемые землетрясения имели различные эпицентрные расстояния (r) и энергетические характеристики (M), спектры ускорений приводились к расстоянию $r = 70$ км и определенной магнитуде. Для этого определены региональные частотно-зависимые функции затухания спектров, выраженные через добротность среды $Q(f)$ и функция $\beta_M(f) = \lg \Delta S / \Delta M$, показывающая приращение уровня спектра с увеличением магнитуды землетрясения [Штейнберг и др., 1993]. Для частот меньше 0.78 Гц экспериментальная кривая практически постоянна.

Полное затухание сейсмических волн определяется расхождением фронта с увеличением эпицентрального расстояния, поглощением их средой и рассеянием на различного рода неоднородностях,

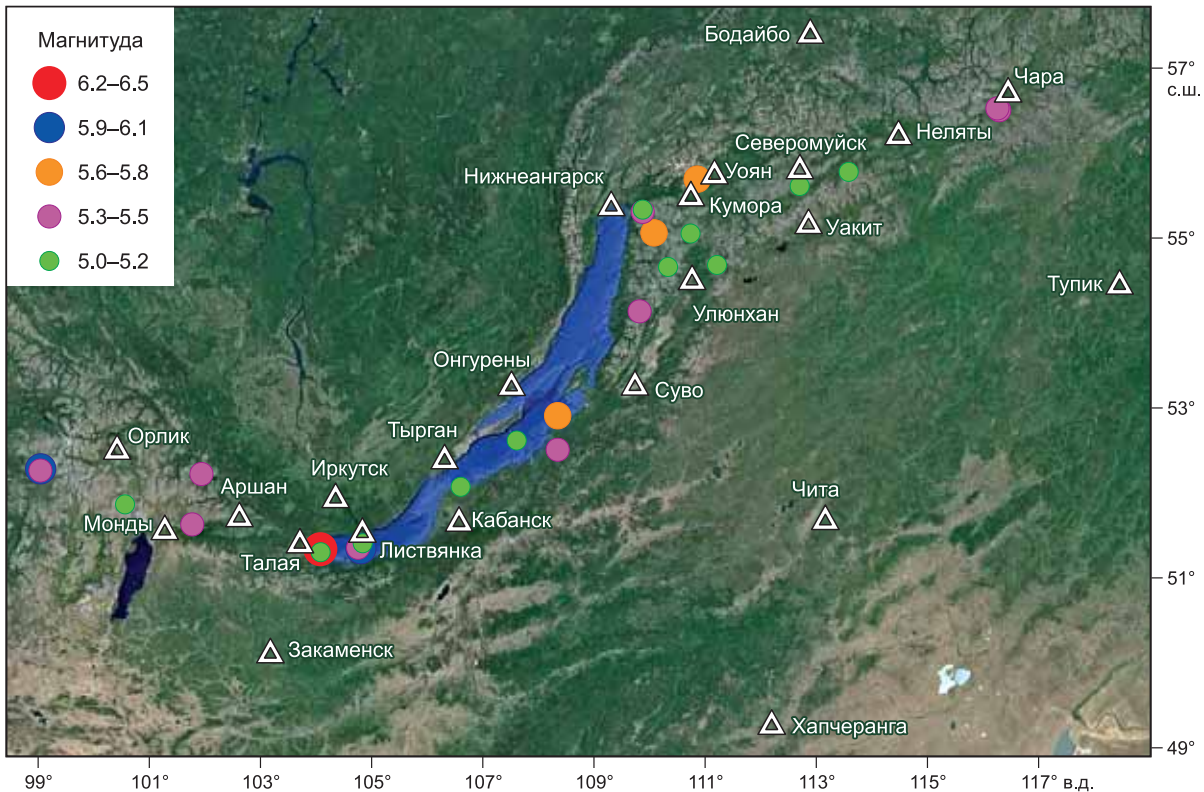


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений Байкальской рифтовой зоны за 1999—2011 гг., $M = 5.0—6.5$.

встречающихся на пути распространения сейсмического сигнала. Поскольку трещиноватость среды в разных направлениях от очагов неодинакова, может наблюдаться значительный разброс величин $Q(f)$, полученных по различным землетрясениям, а также от профиля очаг — сейсмостанции. Поглощение и рассеяние, как правило, не определяются раздельно, а находятся суммарно и представляют зависимость $Q(f) = Q_0 f^\gamma$, где Q_0 и γ — const, f — частота.

Определение добротности проводилось по сейсмическим станциям, лежащим практически на одной прямой от очага землетрясения. Причем для каждого отдельного определения Q использовалось одно и то же землетрясение, учет очагового спектра не производился.

Вычисление добротности $Q(f) = \pi f / \alpha V$ сводилось к определению частотно-зависимого коэффициента затухания α , т.е. угла наклона прямой $\ln[S_i(f)r_i^p] = \ln(S_0(f) - \alpha(f)r_i^p)$, построенной в координатах: $x = r_i, y = \ln[S_i(f)r_i^p]$, где i — номер сейсмостанции (пункта наблюдения), $S_i(f)$ — спектр, полученный на данной станции, r_i — эпицентральное расстояние, $S_0(f)$ — спектральная функция очага, $v = 3.55$ км/с — скорость распространения поперечных волн, p — степень, характеризующая геометрическое расхождение сейсмического волнового фронта с расстоянием. Расхождение оценивали как $1/r$ для $r \leq 70$ км, $1/70$ для $70 < r < 200$ км $p = 0$ и $(1/70)(200/r)^{0.5}$ для $r \geq 200$ км [Солоненко, 1974; Voore, 2003].

В результате для описания суммарного эффекта поглощения и рассеяния были получены следующие осредненные зависимости $Q(f)$ для интервала частот 0.39—20 Гц: для северо-востока БРЗ — $Q(f) = 143.6 f^{0.61}$, $R^2 = 0.97$; Среднего Байкала — $Q(f) = 174.6 f^{0.62}$, $R^2 = 0.97$; юго-запада БРЗ — $Q(f) = 136.4 f^{0.69}$, $R^2 = 0.98$, где R^2 — коэффициент детерминации.

При нахождении зависимости $Q(f)$ наблюдается довольно значительный разброс значений Q на отдельных частотах. Так, полученная зависимость $Q(f)$ для стандартной ошибки на конкретной частоте f_i может достигать 30 % от среднего. Такой разброс, по-видимому, вызван различными неоднородностями среды, в которой распространяются сейсмические волны от конкретного землетрясения, направленностью излучения очага и другим. Поэтому по определенным зависимостям $Q(f)$ для указанных регионов была найдена зависимость $Q(f)$, характеризующая средние поглощающие свойства среды всей БРЗ. Для всей БРЗ среднее значение $Q(f) = 153.7 f^{0.65}$, $R^2 = 0.97$ (при минимальных и максимальных значениях от $Q(f) = 86.8 f^{0.8}$ до $Q(f) = 221.4 f^{0.6}$).

Надо отметить, что при нахождении зависимости $Q(f) = Q_0 f^\gamma$ достаточно большое влияние оказывает выбор функции расхождения. При этом наибольшее влияние испытывает величина Q_0 , в то время

как показатель степени при частоте изменяется значительно меньше. Поскольку величина Q_0 является величиной постоянной, то ошибки, вносимые в спектр при его трансформации с одного эпицентрального расстояния на другое будут в основном сказываться на уровне спектра, незначительно влияя на форму.

Для приведения спектров землетрясений к одному энергетическому уровню была найдена зависимость:

$$\beta_M(f) = -0.31 \lg(f) + 0.93 \quad (0.8\text{—}20 \text{ Гц}); \quad \beta_M(f) = 0.96 \quad (\leq 0.8 \text{ Гц}), \quad R^2 = 0.98,$$

где $\beta_M(f) = \lg \Delta S / \Delta M$, определяет приращение логарифма значения спектра на i -й частоте при увеличении магнитуды землетрясения на величину ΔM . Для частот ≤ 0.8 Гц экспериментальная кривая практически постоянна.

ПОЛУЧЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

На рис. 2, *a*, *б* приведены сглаженные спектры ускорений Култукского землетрясения, зарегистрированные на разных сейсмостанциях и приведенные к одному эпицентральному расстоянию $r = 70$ км. Видно, что от станции к станции их форма и уровень значительно варьируют. Можно отметить как относительно высокочастотные спектры ускорений, так и относительно низкочастотные. Спектры с основным максимумом на частотах 1—3 Гц наблюдаются по записям сейсмостанций Орлик и Аршан, расположенных на одной прямой с направлением очаг—Аршан—Орлик. При отклонении от этой прямой максимум спектра смещается на более высокие частоты. И чем ближе к перпендикуляру становится направление очаг—сейсмостанция, тем более высокочастотным становится спектр (сейсмостанции Иркутск, Тырган, Закаменск, в какой-то степени Монды). Форма может быть описана двумя прямыми ветвями — левая (более низкочастотная) и правая (высокочастотная) (табл. 1). При этом левая пропорциональна частоте, степень при которой изменяется от 0.2 (Монды) до 1.4 (Орлик). Правая ветвь также имеет различные наклоны с отрицательной степенью при частоте, которая, в свою очередь, изменяется от -0.6 до -1.6 .

Известно, что Култукское землетрясение произошло в пределах Главного Саянского разлома (ГСР) с очагом типа сбрососдвиг, а сейсмостанции Аршан и Монды расположены вблизи Тункинского разлома, начало которого близко к Главному Саянскому разлому. В свою очередь, сейсмостанция Орлик расположена между этими двумя разломами. Отсюда можно сделать вывод, что высокочастотное излучение из очага распространяется в сторону близперпендикулярной плоскости разрыва, а низкочастотная составляющая — вдоль плоскости разрыва. Кроме того, на сейсмостанциях, для которых присущи более низкочастотные спектры (Орлик и Аршан), наблюдаются наибольшие максимумы спектральной

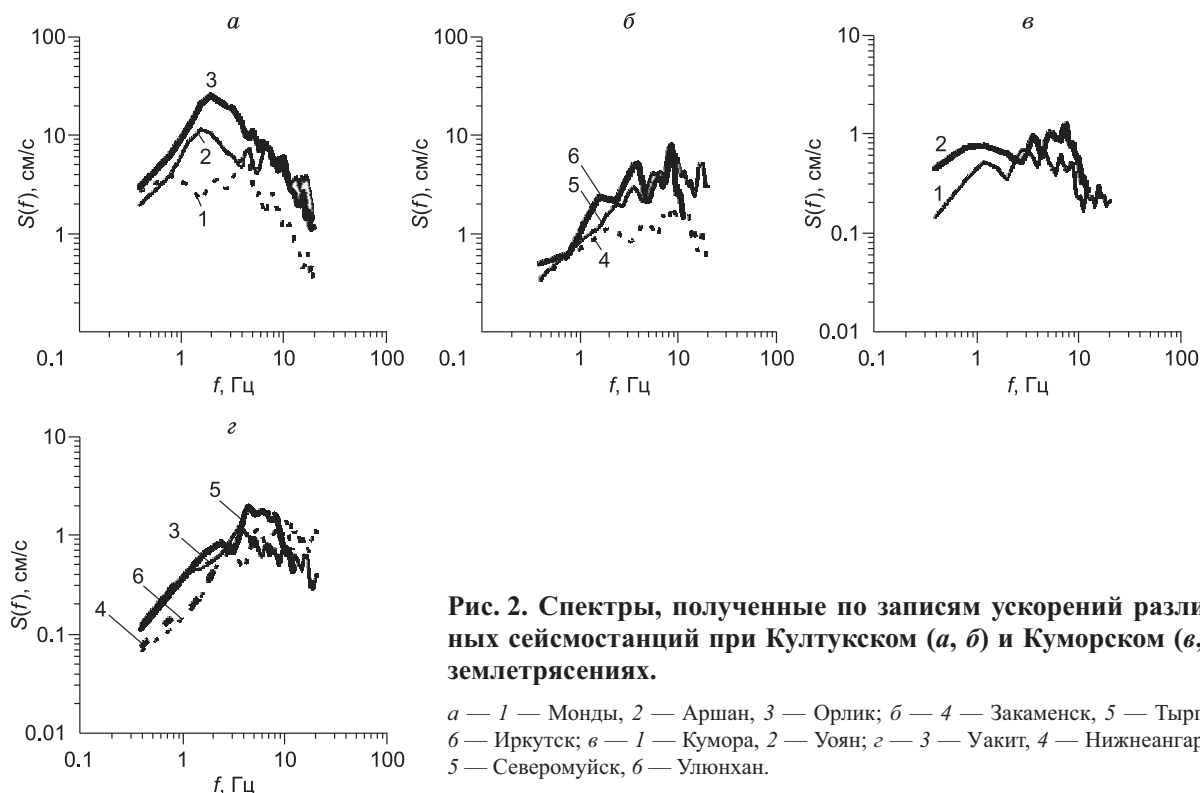


Рис. 2. Спектры, полученные по записям ускорений различных сейсмостанций при Култукском (*a*, *б*) и Куморском (*в*, *г*) землетрясениях.

a — 1 — Монды, 2 — Аршан, 3 — Орлик; *б* — 4 — Закаменск, 5 — Тырган, 6 — Иркутск; *в* — 1 — Кумора, 2 — Уоян; *г* — 3 — Уакит, 4 — Нижнеангарск, 5 — Северомуйск, 6 — Улонхан.

Таблица 1. Характерные угловые частоты спектров ускорений и показатели степени (n) изменения уровня спектра с частотой f на различных сейсмостанциях для Култукского ($M = 6.5$) и Куморского землетрясений ($M = 5.7$)

Сейсмостанция		Левая ветвь		Средняя ветвь		Правая ветвь	
№	Название	f_2 , Гц	$n (S \sim f^n)$	f_2-f_3 , Гц	$n (S \sim f^n)$	$\geq f_3$, Гц	$n (S \sim f^n)$
Култукское ($a, б$)							
1	Монды	4.7	0.2	—	—	4.7—20	-1.6
2	Аршан	2.0	1.3	—	—	2.0—20	-0.6
3	Орлик	1.6	1.4	1.6—3.1	-0.7	3.1—20	-1.0
4	Закаменск	10.2	0.4	—	—	10.2—20	-1.5
5	Тырган	9	0.9	—	—	9—20	-0.6
6	Иркутск	2.7	1.0	2.7—9.4	0.2	9.4—12	-4.5
Куморское ($в, з$)							
1	Кумора	1.2	1.2	1.2—8.2	0	8.2—20	-1.8
2	Уоян	7.8	0.2	—	—	7.8—12	-2.8
3	Уакит	3.5	0.9	—	—	3.5—20	-0.6
4	Нижнеангарск	3.1	1.2	—	—	3.1—20	-0.2
5	Северомуйск	2.7	1.1	2.7—8.2	0.3	8.2—12	-2.6
6	Улюнхан	5.5	1.0	—	—	5.5—20	0

Примечание. Номер сейсмостанции соответствует цифре у спектров на рис. 2. f_2 — угловая частота спектра при переходе от восходящей ветви к средней, f_3 — при переходе от средней к нисходящей ветви.

ных плотностей. Для Култукского и Южно-Байкальского землетрясений ранее [Дреннов и др., 2013] уже отмечалось, что на сейсмостанциях, расположенных по направлению от очага близпараллельно плоскости разрыва, значения уровней спектров выше, чем значения уровней спектров на сейсмостанциях, направления на которые близперпендикулярны этой плоскости.

Другим примером подобного поведения спектров могут служить спектры ускорений, полученные по записям от Куморского землетрясения (см. рис. 2, $в, з$). Движение в очаге Куморского землетрясения ($M = 5.7$, глубина залегания очага по разным данным от 15 до 29 км) представляет собой сброс [Радзиневич и др., 2009]. Одна плоскость падает на восток, вторая же плоскость с типичным для сбросов углом 50—60° падает под хребет. Другими словами, нормаль к плоскости разрыва перпендикулярна основным разломным зонам. Расположение сейсмостанций по отношению к очагу таково, что сейсмостанции Кумора и Уоян лежат на прямой, близкой к прямой, образуемой плоскостью разрыва в очаге и земной поверхностью, тогда как сейсмостанции Северомуйск, Нижнеангарск, Улюнхан и Уакит имеют значительные отклонения от последней. Для первых двух сейсмостанций спектры записей ускорений имеют выраженную составляющую на частотах 1—2 Гц, хотя наибольшие значения спектров приходятся на более высокие частоты. Спектры же, полученные по записям сейсмостанций, лежащих ближе к перпендикуляру от плоскости разрыва практически не имеют составляющих на этих частотах, но сдвинуты в более высокочастотную область $f > 3$ Гц. Нужно отметить, что у всех спектров наибольшие спектральные плотности приходятся на частоты выше 3 Гц. В данном случае, так же как и в предыдущем, наблюдаются неодинаковые наклоны левой и правой ветвей (см. табл. 1). Так, показатель при частоте может меняться от 0.2 до 1.2 для левой ветви и от 0 до -2.8 для правой в зависимости от местоположения станции относительно очага.

Таким образом, рассмотрение спектров ускорений Култукского и Куморского землетрясений показало, что спектр, полученный по одной сейсмостанции, не несет полной информации об амплитудно-частотном излучении всего очага. Очевидно, что наиболее полную информацию будет нести средний спектр, полученный по записям всех сейсмостанций. Такой спектр ускорений для этих землетрясений нами был получен и представлен на рис. 3, $a, 3$ и $в, 3$, для Култукского и Куморского землетрясений соответственно, а параметры их формы приведены в табл. 2.

Как видим, они значительно отличаются по форме от единичных и могут быть описаны и двумя, и тремя отрезками. Так, в случае Култукского землетрясения до 1.9 Гц происходит возрастание уровня спектра пропорционально $f^{1.0}$, с возрастанием частоты от 1.9 до 9.0 Гц спектральные составляющие изменяются пропорционально $f^{-0.4}$, и с дальнейшим повышением частоты изменение спектра происходит пропорционально $f^{-1.3}$ (см. табл. 2 (a), № 4). В случае Куморского землетрясения, возрастание спектра происходит до 4.7 Гц пропорционально $f^{0.6}$, после чего происходит снижение уровня спектра про-

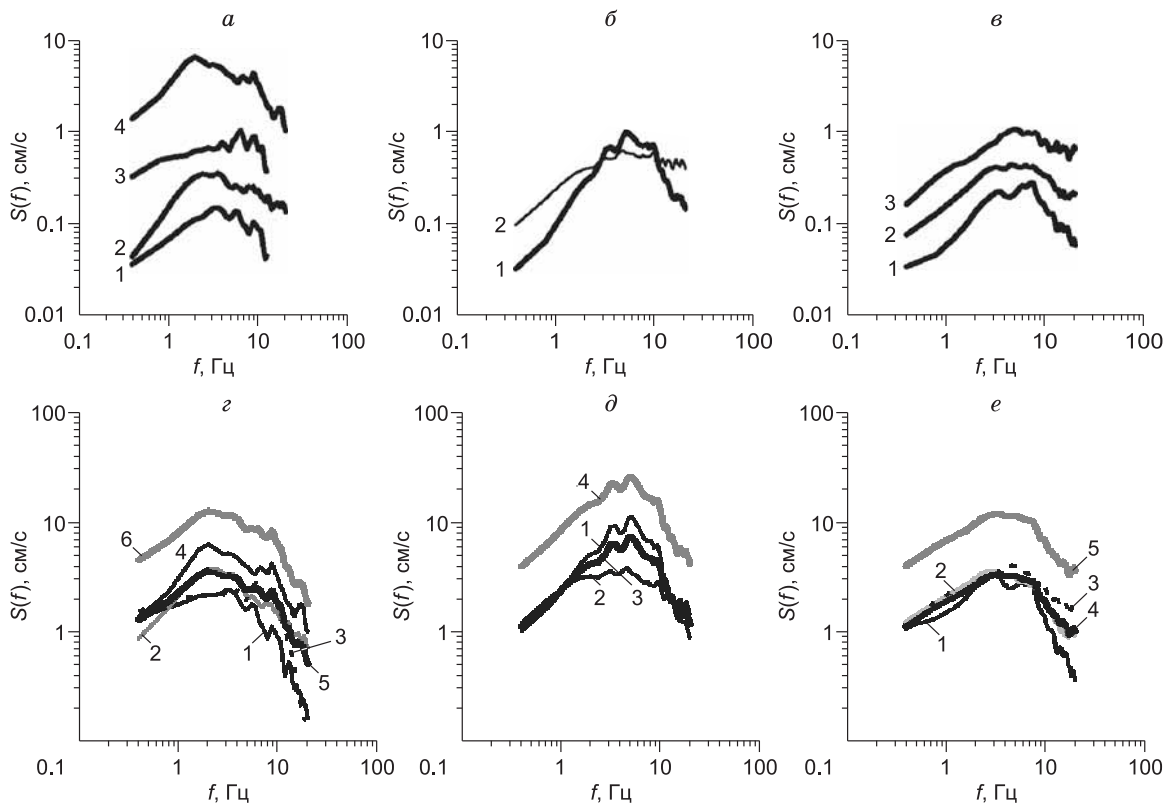


Рис. 3. Средние спектры ускорений для различных регионов БРЗ, пересчитанные для $r = 70$ км, объединенные по близким магнитудам (а, б, в) и пересчитанные из них спектры для магнитуд $M = 6.5$ и 7.5 (г, д, е).

а — юго-запад, 1 — $M = 5.1$, 2 — $M = 5.3$, 3 — $M = 5.9$, 4 — $M = 6.5$; б — Центральный Байкал, 1 — $M = 5.0$, 2 — $M = 5.4$; в — северо-восток, 1 — $M = 5.0$, 2 — $M = 5.3$, 3 — $M = 5.7$; пересчет на $M = 6.5$: г — юго-запад, 1 — из $M = 5.1$, 2 — из $M = 5.3$, 3 — из $M = 5.9$, 4 — из $M = 6.5$, 5 — средняя для $M = 6.5$ (из 1—4), 6 — $M = 7.5$ (из средней $M = 6.5$); д — Центральный Байкал, 1 — из $M = 5.0$, 2 — из $M = 5.4$, 3 — средняя для $M = 6.5$, 4 — $M = 7.5$; е — северо-восток, 1 — из $M = 5.0$, 2 — из $M = 5.3$, 3 — из $M = 5.7$, 4 — средняя для $M = 6.5$, 5 — $M = 7.5$.

порционально $f^{-0.5}$ (табл. 3 (в), № 3). В дальнейшем характеристика спектров землетрясения по регионам производилась именно таким способом, т.е. каждое землетрясение, прежде всего, характеризовалось средним спектром ускорения, полученным по записям ускорений на нескольких сейсмостанциях.

Дальнейшим шагом было объединение в пределах каждого региона схожих по форме и близких по магнитуде спектров ускорений отдельных землетрясений, полученных вышеприведенным способом. Пример того, каким образом производилось такое объединение приведен на рис. 4 для района Центрального (Ц) Байкала.

Как видим, спектры в каждом конкретном случае объединялись в один из двух. Во-первых, они имели близкие уровни и, во-вторых, форму (показано на рисунках). Так, для первой пары спектров (см. рис. 4, а) левые, средние и правые ветви возрастают, остаются неизменными и падают с приблизительно равными показателями при частоте. Вторая пара спектров (см. рис. 4, б) состоит из двух ветвей: левой и правой, изменение которых происходит также с близкими показателями при f . Отметим, что узкополосный спектр (см. рис. 4, а) имеет $M = 5$, в то время как спектры (см. рис. 4, б) принадлежат землетрясениям $M = 5.4$. Все спектры ускорений, приведенные на рис. 4, отражают амплитудно-частотный состав землетрясений с очагами типа сброс. При этом первые спектры имеют узкополосный характер, в то время как вторые открыты в сторону высоких частот.

Окончательные средние спектры ускорений, разбитые по магнитудам для всех трех регионов, показаны на рис. 3, а, б, в. Основные параметры спектров, характеризующие динамические показатели сейсмического сигнала, приведены в табл. 2 (а), а параметры их формы в табл. 2 (б). В результате проведенной селекции спектры были сведены в группы по 2—4 для каждого региона. При сопоставлении параметров спектров в первую очередь таких, как S_m и f_{Sm} (где S_m — максимальный уровень спектра,

Таблица 2. Характерные угловые частоты средних спектров ускорений и показатели степени n изменения уровня спектра с частотой f , полученные от землетрясений с разными магнитудами (к рис. 3, а, б, в)

Район	№	M	Левая ветвь		Средняя ветвь		Правая ветвь	
			f_2 , Гц	$n (S \sim f^n)$	f_2-f_3 , Гц	$n (S \sim f^n)$	$\geq f_3$, Гц	$n (S \sim f^n)$
ЮЗ БРЗ (а)	1	5.1	2.0	0.7	2—6.2	0.08	6.25	-1.4
	2	5.3	2.0	1.3	2—3.5	0.04	3.5	-0.5
	3	5.9	3.9	0.3	3.9—10.5	0.03	10.5	-3.8
	4	6.5	1.95	1	1.95—9.0	-0.4	9	-1.3
Ц. Байкал (б)	1	5	4.7	1.4	3.5—9.4	-0.4	9.4	-2.6
	2	5.4	2.73	0.7	2.7— ≥ 20	-0.05	—	—
СВ БРЗ (в)	1	5	3.1	1	3.1—5.9	0.4	5.9	-1.3
	2	5.3	2.3	0.7	2.3—7.0	0.02	7.0	-1
	3	5.7	4.7	0.6	—	—	4.7	-0.5

Примечание. № соответствует цифре у спектров на рис. 3, а, б, в.

Таблица 3. Основные параметры средних спектров ускорений для землетрясений с $M = 5—6.5$ (см. рис. 3, а, б, в)

Район	№	M	S_m , см/с	f_{Sm} , Гц	$(f_1-f_2)_{0.7Sm}$	$\Delta f_{0.7Sm}$	$(f_1-f_2)_{0.5Sm}$	$\Delta f_{0.5Sm}$
ЮЗ БРЗ (а)	1	5.1	0.14	3.5	2.0—6.6	4.6	1.2—10.6	9.4
	2	5.3	0.34	2.7—3.5	1.6—5.9	7	1.2—12.9	11.7
	3	5.9	1.0	6.2	3.9—9.4	5.5	1.2—11.3	10.1
	4	6.5	6.4	2.0	1.6—4.3	2.7	1.2—9.8	8.6
Ц. Байкал (б)	1	5.0	0.97	5.1	3.5—9.4	5.9	2.7—10.2	7.5
	2	5.4	0.61	4.7	2.7—19.0	16.3	1.2—20.0	18.8
СВ БРЗ (в)	1	5.0	0.27	5.9	2.7—8.6	5.9	2.0—11.7	9.7
	2	5.3	0.33	4.7	2.0—10.5	8.6	1.6—13.3	13.2
	3	5.7	0.68	4.3	2.7—8.6	5.9	2.0—17.0	15.0

Примечание. S_m (см/с) — значение максимума спектральной плотности акселерограммы; f_{Sm} (Гц) — соответствующая ему частота, $(f_1-f_2)_{0.7Sm}$, $(f_1-f_2)_{0.5Sm}$ (Гц) — интервалы частот спектров на уровнях 0.7 и 0.5 S_m соответственно, $\Delta f_{0.7Sm}$, $\Delta f_{0.5Sm}$ (Гц) — ширина спектра на уровнях 0.7 и 0.5 S_m соответственно. Спектры приведены к одному эпицентральному расстоянию 70 км.

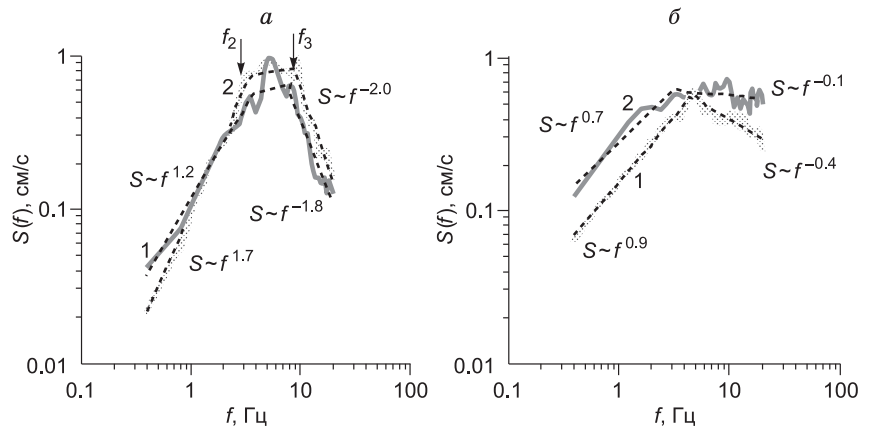
f_{Sm} — частота основного максимума) видно, что для разных регионов спектры с приблизительно одинаковыми магнитудами $M = 5.0—5.4$ имеют значительные отличия. Так, максимальные значения спектров ускорения Среднего Байкала в 2 и более раз превышают аналогичные спектры юго-запада и северо-востока БРЗ. Кроме того, можно отметить, что S_m спектров юго-запада, как правило, приходится на более низкие частоты, нежели спектры Центрального Байкала и северо-восточной зоны БРЗ. В то же время для более высоких частот эти различия сглаживаются и уже на уровне 0.7 S_m диапазоны частот становятся вполне сравнимыми.

При приведении спектров к одному эпицентральному расстоянию $r = 70$ км и магнитуде $M = 6.5$ использовались полученные нами региональные зависимости $Q(f) = Q_0 f^q$ и $\beta_M(f)$. Эти спектры показаны на рис. 3, з, д, е, основные параметры — в табл. 4, а их характеристики формы — в табл. 5. Ввиду того, что Q и β_M являются частотно-зависимыми, изменились и форма, и параметры спектров. Наибольшие изменения формы спектров сказались на правых ветвях. Так, для ЮЗ БРЗ наклоны левых ветвей изменяются пропорционально частоте в степени от 0.2 до 1.0 в зависимости от исходного спектра, для района Центрального Байкала эти степени практически одинаковы и составляют порядка 0.6—0.9, для района СВ БРЗ, так же как и для района Центрального Байкала, эти степени практически совпадают для разных спектров и равны 0.5—0.6. Правые ветви в зависимости от исходного спектра имеют некоторые различия, а их степень при частоте меняется от 0.6 до 3.9. Наибольшее различие в наклоне правых ветвей наблюдается у спектров ускорений от землетрясений, произошедших в пределах Центрального Байкала: изменение степени при частоте от 0.6 до 2.3, и для района СВ БРЗ изменение степеней от 0.8 до 1.8. Для характеристики спектров ускорений при землетрясениях каждого региона были найдены их средние значения (см. рис. 3, з, д, е). Параметры всех спектров приведены в табл. 4.

Для дальнейшего возможного использования спектров в практических целях были найдены спектры с $M = 7.5$ как наиболее вероятные магнитуды ожидаемого землетрясения для БРЗ и эпицентрально-

Рис. 4. Примеры спектров ускорений, имеющих разную форму, для землетрясений

a — 1 — Усть-Селенгинское ($M=4.9$) и 2 — Ольхонское ($M=5$), *б* — 1 — Максимихинское ($M=5.3$) и 2 — Туркинское ($M=5.5$). Ломаные пунктирные линии аппроксимируют спектры. Частоты с положительной степенью (f^+) показывают рост уровня спектра. Частоты с отрицательной степенью



(f^-) — нисходящий уровень спектра. f_2 и f_3 — угловые частоты, указывающие на смену положительной степени при частоте на отрицательную. Отрезок между f^+ и f^- обозначает частоты, на которых значения спектра относительно постоянны.

го расстояния $r = 70$ км (см. рис. 3, *з*, *д*, *е*, табл. 4, 5). Необходимо отметить, что при приведении спектров к $M = 7.5$ с $M = 6.5$ использовалась не региональная зависимость $\beta_M(f)$, а зависимость $\beta_M = 0.55 = \text{const}$ на всем диапазоне частот, хотя в работах А.А. Гусева [Гусев и др., 2006] и П.И. Крамынина [Крамынин, 2009] для нахождения спектров с $M > 6.5$ использовались частотно-зависимые $\beta_M(f)$. Более подробное обоснование выбора $\beta_M = 0.55 = \text{const}$ на всем диапазоне частот при переходе от $M = 6.5$ к большим магнитудам для БРЗ дано в нашей работе [Дреннов и др., 2013].

Из рис. 3 и табл. 4 следует, что при пересчете спектров с меньшей магнитуды на $M = 6.5$, уровни их меняются неоднозначно. Наибольший разброс присущ спектрам ускорений от землетрясений района Центрального Байкала и в меньшей степени — для юго-запада БРЗ. В то же время для северо-востока БРЗ уровни спектров при пересчете получились близки друг другу. Соответственно происходило перераспределение максимумов спектров в область более низких частот. Особенно это заметно для спектров ускорений от землетрясений Центрального Байкала и северо-востока БРЗ. Отметим также, что спектры ускорений, зарегистрированные при Култукском землетрясении с $M = 6.5$, превосходят пересчитанные с меньших магнитуд.

Таблица 4. Основные параметры расчетных средних спектров ускорений для землетрясений с $M = 6.5$ и 7.5 , спектры приведены к эпицентральному расстоянию 70 км

Район	№	M	S_m	f_{Sm}	$(f_1-f_2)_{0.7S_m}$	$\Delta f_{0.7S_m}$	$(f_1-f_2)_{0.5S_m}$	$\Delta f_{0.5S_m}$
ЮЗ БРЗ (<i>з</i>)	1	6.5	2.4	3.1	0.8—5.9	5.1	0.8—6.6	5.8
	2	6.5	3.8	2.3	1.2—4.3	3.1	1.2—6.2	5.0
	3	6.5	3.0	6.2	1.2—9.4	8.2	0.4—10.9	10.5
	4	6.5	6.4	2.0	1.6—4.3	2.7	1.2—10.8	9.6
	5	6.5(ср)	3.6	2.0	1.2—6.2	5	0.8—9.8	9.0
	6	7.5	12.8	2.0	1.2—6.2	5	0.8—9.8	9.0
Ц. Байкал (<i>д</i>)	1	6.5	11.3	5.1	3.1—6.6	3.5	2.7—9.8	7.1
	2	6.5	3.8	4.7	1.2—10.2	9.0	0.8—12.5	11.7
	3	6.5(ср)	7.4	5.1	2.7—6.6	3.9	1.6—10.2	8.6
	4	7.5	26.1	5.1	2.7—6.6	3.9	1.6—10.2	8.6
СВ БРЗ (<i>е</i>)	1	6.5	3.1	2.2	2.0—7.8	7.6	1.2—8.6	7.4
	2	6.5	2.7	2.5	1.6—7.8	6.2	0.8—10.6	9.8
	3	6.5	4.7	2.8	2.3—8.6	6.3	1.2—10.9—13.3	12.1
	4	6.5(ср)	3.4	3.5	1.6—8.2	6.6	0.8—10.6	9.8
	5	7.5	11.9	3.5	1.6—8.2	6.6	0.8—10.6	9.8

Примечание. M — магнитуда, S_m (см/с) — значение максимума спектральной плотности акселерограммы; f_{Sm} (Гц) — соответствующая ему частота, $(f_1-f_2)_{0.7S_m}$, $(f_1-f_2)_{0.5S_m}$ (Гц) — интервалы частот спектров на уровнях 0.7 и 0.5 S_m соответственно, $\Delta f_{0.7S_m}$, $\delta f_{0.5S_m}$ (Гц) — ширина спектра на уровнях 0.7 и 0.5 S_m соответственно, № — соответствует цифре у спектров на рис. 3, *з*, *д*, *е*.

Таблица 5. Характерные угловые частоты спектров ускорений, пересчитанных для $M = 6.5$ и 7.5 из спектров рис. 3, а, б, в

Район	№	M	Левая ветвь		Средняя ветвь		Правая ветвь	
			f_2 , Гц	$n(S \sim f^n)$	$f_2 - f_3$, Гц	$n(S \sim f^n)$	$\geq f_3$, Гц	$n(S \sim f^n)$
ЮЗ БРЗ (з)	1	5.1	1.6	0.3	1.6—4.3	0.0	4.3	-1.6
	2	5.3	1.6	0.9	1.6—4.3	-0.4	4.3	-0.8
	3	5.9	2.0	0.2	2.0—9.4	0.0	9.4	-3.9
	4	6.5	1.6	1.0	1.6—7.8	-0.2	7.8	-1.3
	5	6.5ср	2.0	0.7	2.0—8.2	-0.4	8.2	-1.6
	6	7.5	2.0	0.7	2.0—8.2	-0.4	8.2	-1.6
Ц. Байкал (д)	1	5	3.5	0.9	3.5—7.8	-0.3	7.8	-2.3
	2	5.4	2.0	0.6	2.0—5.1	0.1	5.1	-0.6
	3	6.5ср	3.1	0.7	3.1—7.0	-0.1	7.0	-1.4
	4	7.5	3.1	0.7	3.1—7.0	-0.1	7.0	-1.4
СВ БРЗ (е)	1	5	2.3	0.6	2.3—7.0	-0.1	7.0	-1.8
	2	5.3	2.3	0.6	2.3—7.0	-0.2	7.0	-1.2
	3	5.7	3.1	0.5	3.1—8.2	-0.2	7.0	-0.8
	4	6.5ср	3.1	0.6	2.1—7.4	-0.1	7.4	-1.2
	5	7.5	2.73	0.6	2.1—7.4	-0.1	7.4	-1.2

Примечание. Номера в таблице соответствуют цифрам у спектров на рис. 3, з, д, е.

Спектры ускорений от землетрясений различных регионов удобнее сравнивать по их средним значениям. Видно, что близкими друг другу являются спектры ускорений землетрясений юго-западной и северо-восточной частей БРЗ, тогда как для Центрального Байкала уровень среднего спектра значительно выше.

Можно отметить также, что для средних спектров угловая частота f_3 (см. табл. 5) и частота f_2 (см. табл. 4) близки друг к другу, т.е. большая частота спектра на уровне $0.7S_{\max}$ в первом приближении тоже характеризует частоту, с которой значение спектра ускорения убывает с частотой. Для землетрясений БРЗ, приведенных к расстоянию 70 км, $M = 5.0—6.5$, верхняя характерная угловая частота спектров ускорения $f_3 \approx 7—8$ Гц.

При пересчете спектров ускорений от землетрясений с $M = 6.5$ на $M = 7.5$ в силу линейности зависимости β_M все, что было отмечено относительно спектров $S(f)_{M=6.5}$ остается неизменным для $S(f)_{M=7.5}$, исключая увеличение уровней спектров. Конечно, наблюдаемое значительное превышение уровня спектра от землетрясений для Центрального Байкала над спектрами от землетрясений других регионов в силу относительной малочисленности исходных записей не дает нам оснований на какие-либо поспешные выводы, но в работе С.И. Голенецкого [Голенецкий, 1997, с. 13], например, приводится следующее замечание относительно проявления Цаганского землетрясения 1862 г. в Иркутске: «В Иркутске и смежном районе к северу от него на расстояниях 170—180 км от эпицентральной области проявления землетрясения были настолько интенсивными, что могут быть отнесены к максимальным из когда-либо здесь наблюдавшихся (7—8 баллов)». Возможно, подобное проявление может быть и у других землетрясений, поэтому в дальнейших исследованиях необходимо иметь в виду схожие случаи.

Таким образом, можно отметить, что на данном материале полученные спектры ускорений от землетрясений, произошедших в трех регионах БРЗ, имеют как сходство, так и определенные различия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе для трех наиболее сейсмоактивных районов БРЗ впервые достаточно полно рассмотрены спектры ускорений при землетрясениях с $M = 5.0—6.5$, зарегистрированных цифровыми сейсмическими станциями БФ ГС СО РАН, и дан прогноз спектра ускорения при землетрясении с $M = 7.5$.

Найдены средние зависимости для БРЗ поглощения от частоты и частотно-зависимая функция β_M , показывающая изменения уровня спектра с изменением магнитуды.

Показана зависимость амплитудно-частотного состава спектров ускорений от расположения сейсмостанции относительно плоскости разрыва в очаге.

Независимо от типа подвижки в очаге форма спектров может значительно варьировать в пределах одного региона.

Получены и сопоставлены между собой средние спектры ускорений зарегистрированных в пределах наиболее сейсмоактивных регионов БРЗ — юго-западная часть БРЗ, Центральный Байкал и северо-восточная часть БРЗ. Из рассмотрения следует, что спектры ускорений различных регионов могут сильно различаться между собой или иметь сравнимые параметры и форму. Большая часть спектров ускорения ($r = 70$ км) имеют выраженные нижние и верхние граничные частоты: 2—3 и 7—8 Гц соответственно.

Для возможных практических целей найдены средние спектры ускорений для трех регионов для землетрясений $M = 7.5$ как максимально возможного ожидаемого землетрясения.

ЛИТЕРАТУРА

Гилева Н.А., Мельникова В.И., Масальский О.К. Сейсмичность Северной Евразии // Материалы Международной конференции. Обнинск, ГС РАН, 2008, с. 53—59.

Голенецкий С.И. Землетрясения в Иркутске. Иркутск, Изд-во «Имя», 1997, 97 с.

Голенецкий С.И., Хромовских В.С., Кисловская В.В., Кондорская Н.В., Солоненко В.Г., Шебалин Н.В. Прибайкалье (2000 до н.э. — 500 н.э.) — 1974 гг.; $M \geq 5.0$; $I_0 \geq 6$ // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Н.В. Кондорской, Н.В. Шебалина. М., Наука, 1977, с. 315—338.

Гусев А.А., Петухин А.Г., Гусева Е.М., Гордеев Е.И., Чебров В.Н. Средние спектры Фурье сильных движений грунта при землетрясениях Камчатки // Вулканология и сейсмология, 2006, № 5, с. 60—70.

Дреннов А.Ф., Джурик В.И., Серебренников С.П., Дреннова Н.Н. Влияние верхней зоны разреза на амплитудно-частотный состав сейсмического сигнала на примере сейсмических станций Прибайкалья и Забайкалья // Сейсмические приборы, 2010, т. 46, № 2, с. 48—58.

Дреннов А.Ф., Джурик В.И., Серебренников С.П., Брыжак Е.В., Дреннова Н.Н. Спектры ускорений колебаний, возбуждаемых землетрясениями юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2013, т. 54 (2), с. 292—301.

Крамынин П.И. Оценка сейсмических воздействий в эпицентральных зонах сильных землетрясений. Махачкала, ИП Овчинников, 2009, 279 с.

Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларкин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.К., Дельво Д., Колман С. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (10), с. 154—163.

Марпл С.Л. мл. Цифровой спектральный анализ и его приложения. М., Мир, 1990, 584 с.

Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991—1996 гг. // Геология и геофизика, 1998, т. 39 (11), с. 1598—1607.

Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Параметры сеймотектонических деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // Докл. РАН, 2007, т. 416, № 4, с. 1—3.

Мельникова В.И., Тубанов Ц.А., Добрынина А.А., Радзиминович Н.А., Гилева Н.А. Характер напряженно-деформированного состояния земной коры в районе дельты Селенги (Центральный Байкал). Вторая Международная сейсмологическая школа. Пермь, 2007, с. 145—148.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Масальский О.К., Радзиминович Я.Б., Радзиминович Н.А. Об условиях генерации сильных землетрясений в Южном Байкале // Докл. РАН, 2009, т. 429, № 3, с. 393—397.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Н.А. Землетрясения Байкальского региона и скорость сеймотектонической деформации // Современные методы обработки и интерпретации сейсмических данных (Материалы Четвертой Международной сейсмологической школы). Обнинск, ГС РАН, 2009, с. 107—111.

Петухин А.Г., Гусев А.А., Гусева Е.М., Гордеев Е.И., Чебров В.Н. Зависимость спектра Фурье при колебаниях грунта на Камчатке от магнитуды и расстояния // Комплексные сейсмологические и геофизические исследования Камчатки. Петропавловск-Камчатский, 2004, с. 319—334.

Радзиминович Н.А. Глубины очагов землетрясений Байкальского региона: обзор // Физика Земли, 2010, № 3, с. 37—51.

Радзиминович Н.А., Балышев С.О., Голубев В.А. Глубина гипоцентров землетрясений и прочность земной коры Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (11), с. 1216—1225.

Радзиминович Н.А., Гилева Н.А., Радзиминович Я.Б., Кустова М.Г., Чечельницкий В.В., Мельникова В.И. Куморское землетрясение 16 сентября 2003 года // Землетрясения Северной Евразии в 2003 году. Обнинск, ГС РАН, 2009, с. 293—309.

Ратникова Л.И. Расчет смещений на свободной поверхности и во внутренних точках полупространства. М., Наука, 1983, 79 с.

Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений // Методы детального изучения сейсмичности. М., Изд-во АН СССР, 1960, № 176, с. 75—114.

Солоненко А.В. Энергетическая классификация землетрясений Прибайкалья // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М., 1974, т. 2, с. 174—179.

Солоненко В.П., Николаев В.В., Семенов Р.М., Демьянович М.Г., Курушин Р.А., Хромовских В.С., Чипизубов А.В. Сейсмология и сейсмическое районирование // Геология и сейсмические зоны БАМ (от Байкала до Тынды). Новосибирск, Наука, 1985, с. 191—

Штейнберг В.В., Сакс М.В., Аптикаев Ф.Ф., Алказ В.Г., Гусев А.А., Ерохин Л.Ю., Заградник И., Кендзера А.В., Коган Л.А., Лутиков А.И., Попова Е.В., Раутиан Т.Г., Чернов Ю.К. Методы оценки сейсмических воздействий // Задание сейсмических воздействий. Вопросы инженерной сейсмологии, вып. 34. М., Наука, 1993, с. 5—94.

Boore D.M. Simulation of ground motion using the stochastic method // Pure Appl. Geoph., 2003, v. 160, p. 339—353.

Nakamura Y. On the H/V spectrum. 14 WCEE. October 1—17, Beijing, China, 2008, p. <http://www.seis-bykl.ru>

*Рекомендована к печати 19 сентября 2014 г.
В.С. Селезевым*

*Поступила в редакцию
26 февраля 2014 г.*