

СПЕКТРЫ УСКОРЕНИЙ КОЛЕБАНИЙ, ВОЗБУЖДАЕМЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ ЮГО-ЗАПАДНОГО ФЛАНГА 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

Рассмотрены спектры ускорений землетрясений с магнитудой 4.0—6.5 юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Найдены поглощающие свойства среды и затухание сейсмических сигналов изучаемого региона. Получены средние спектры ускорений, характеризующие землетрясения региона в целом. Проведен сравнительный анализ спектров ускорений для очагов с различными типами подвижек: взбросов, взбрососдвигов, сдвигов и сбрососдвигов. Определен характер влияния направленности подвижки в очаге на спектры ускорений.

Спектр ускорений, сильные землетрясения, типы подвижек, Байкальская рифтовая зона.

ACCELERATION RESPONSE SPECTRA FOR THE EARTHQUAKES OF THE SOUTHWESTERN FLANK OF THE BAIKAL RIFT ZONE

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

The acceleration response spectra of earthquakes with $M = 4.0$ — 6.5 in the southwestern part of the Baikal Rift Zone have been studied. The absorption properties of the medium and the attenuation of seismic signals in the study region were determined. Average acceleration response spectra were obtained for regional earthquakes. A comparative analysis of the acceleration response spectra was made for earthquake's focal mechanisms with different senses of motions: reverse faults, reverse slip, strike slip, and oblique slip. The effect of the sense of fault motion in the seismic source on acceleration response spectra was determined.

Acceleration response spectra, strong earthquakes, sense of fault motion, Baikal Rift Zone

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе рассмотрены спектры Фурье ускорений землетрясений юго-запада Байкальской рифтовой зоны. Это обусловлено тем, что здесь в течение последних десяти лет произошли три сильных землетрясения с магнитудой $M \geq 6$ и несколько землетрясений с $M \geq 5$ с различными типами подвижек в очаге.

Кроме того, найдены средние спектры, характеризующие амплитудно-частотный состав сильных землетрясений всего юго-запада Байкальской рифтовой зоны.

Спектры ускорений Фурье, полученные по наблюдаемым землетрясениям, имеют как самостоятельный интерес, так и практическое приложение при инженерно-сейсмологических обоснованиях, в частности, при моделировании акселерограмм. Средние же спектры важны при описании амплитудно-частотного состава сильных движений грунта того или иного исследуемого региона.

Изучению связей основных динамических параметров землетрясений уделяется достаточно много внимания. Наиболее общий обзор их можно найти в работах [Чернов, 1989; Штейнберг и др., 1993; Павленко, 2011]. Получению средних спектров Фурье ускорений при землетрясениях для описания амплитудно-частотного состава сильных движений грунта, характеризующих ту или иную сейсмически-опасную зону, посвящены работы по землетрясениям Камчатки [Петухин и др., 2004; Гусев и др., 2006]. Спектры ускорений относительно сильных землетрясений для Прибайкалья нами были описаны ранее [Дреннов и др., 2009]. Для инженерных расчетов необходимо иметь акселерограммы, поэтому все большее значение приобретает моделирование таких акселерограмм [Аптикаев, Эртелева, 2002; Махдавиан и др., 2005; Павленко, 2009]. Одним из основных источников задания параметров таких акселерограмм могут служить спектры наблюдаемых землетрясений и их экстраполяция на более высокие энергии.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКИ

Для получения спектров ускорений юго-запада Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) были использованы записи акселерограмм относительно сильных землетрясений сейсмическими станциями Байкаль-

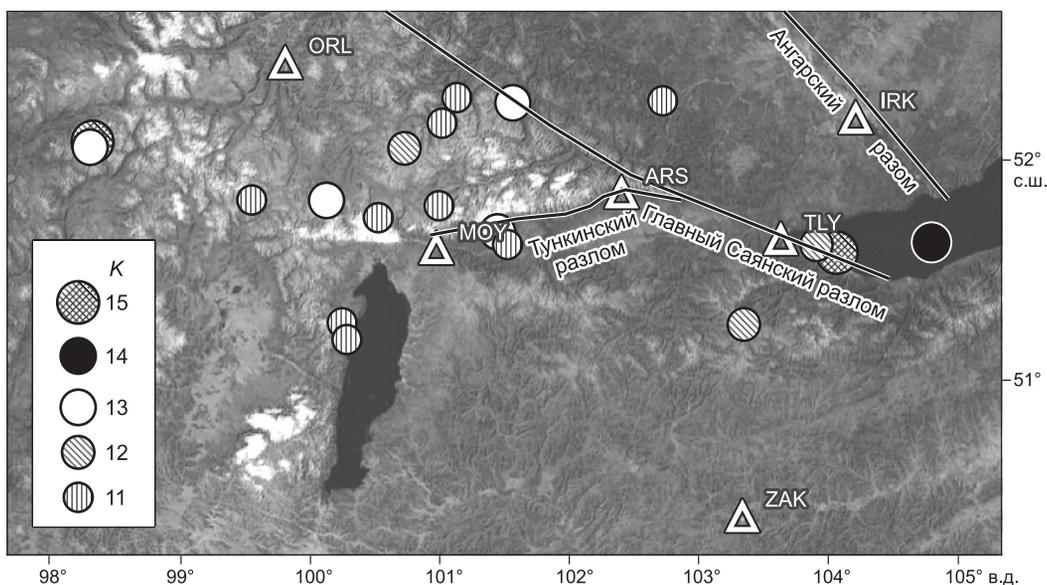


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений юго-западной части Байкальской рифтовой зоны за 1999—2009 гг., $M > 4.0$.

Сейсмостанции: ARS — Аршан, IRK — Иркутск, MOY — Монды, ORL — Орлик, TLY — Талая, ZAK — Закаменск.

ского филиала Геофизической службы СО РАН (БФ ГС СО РАН) (<http://www.seis-bykl.ru>) (рис. 1, табл. 1), произведенных в течение 1999—2009 гг. Регистрация велась цифровыми сейсмостанциями Байкал-10 и Байкал-11, имеющими столообразные амплитудно-частотные характеристики в диапазоне 0.5—10 Гц и 0.5—20 Гц соответственно, с шагом дискретизации $\Delta = 0.01$ с [Гилева и др., 2008].

В работе использованы записи акселерограмм землетрясений с $M = 4.0$ —6.5 и эпицентрными расстояниями 50—350 км. По геологическим и сейсмологическим данным [Ружич и др., 2002], в настоящее время в районе юго-западной части БРЗ «рифтовые» подвижки в очагах землетрясений, возникающие под влиянием близгоризонтального растяжения преимущественно северо-западно-юго-восточной ориентации и близвертикального сжатия, свойственные большей части БРЗ, начинают терять свое доминирующее значение, уступая место другим типам смещений: сбрососдвигам, сдвигам и взбросам. Средние значения глубин очагов землетрясений Прибайкалья, полученные по многолетним наблюдениям, равны 15 км, по С.И. Голенецкому [1997], и от 12 до 37 км при среднем значении 21.6 км для землетрясений с $M \geq 4.0$, по Н.А. Радзиминович [2010]. Магнитуды землетрясений определялись по формуле Т.Г. Раутиан [1960] через энергетический класс K , который брался по каталогу БФ ГС СО РАН. Характеристика очагов взята из литературных данных [Мельникова и др., 2009б, в; Радзиминович и др., 2010].

Спектры рассчитывались методом Уэлча [Марпл, 1990]. Для спектрального анализа брали участки акселерограмм от начала вступления поперечных волн, включающих максимальную группу колебаний, длительностью 20 с. При длине окна 2.56 с шаг по частоте составлял 0.39 Гц, стандартная ошибка спектра $\varepsilon = 0.27$.

Все спектры приводились к грунтам первой категории путем их деления на амплитудно-частотную характеристику грунтовых условий верхней зоны разреза соответствующей сейсмостанции. Последние были определены нами ранее [Дреннов и др., 2010] двумя независимыми методами: расчетным, опирающимся на построение скоростных моделей верхней зоны разреза с дальнейшим расчетом по программе Л.И. Ратниковой [1983] и спектральных отношений H/V Ю. Накамуры [Nakamura, 2008], опирающимся на совместные записи горизонтальной и вертикальной составляющих землетрясений на одной сейсмостанции.

Поскольку землетрясения имели различные эпицентрные расстояния (r) и энергетические характеристики (M), спектры ускорений в зависимости от задачи приводились к одному эпицентрному расстоянию и определенной магнитуде. Для этого использовались региональные частотно-зависимые функции затухания спектров с расстоянием: эффективный коэффициент затухания $n_{эф}(f)$ и добротность среды $Q(f)$, а также функция $\beta_M(f) = \lg \Delta S / \Delta M$, показывающая приращение уровня спектра ускорения с увеличением магнитуды землетрясения [Штейнберг и др., 1993]. Подробнее эти функции будут рассмотрены в статье далее.

Таблица 1.

**Основные параметры землетрясений с $M > 4.0$,
произошедших в юго-западной части БРЗ в 1999—2009 гг.**

№ п/п	Дата, время	Координаты эпицентров, град.		K_p	M	Сейсмостанция, эпицентрального расстояние (км), интенсивность (баллы)
		с.ш.	в.д.			
1	1999-02-25, 18-58-29.9	51.64	104.82	14.6	5.9	Иркутск, 76, 5—6; Талая, 82, 5
2	2002-09-01, 05-19-13.9	51.29	103.33	12.4	4.7	Аршан, 94; Монды, 168; Орлик, 279
3	2003-09-17, 02-59-56.0	51.75	101.52	13.7	5.4	Монды, 38, 5; Аршан, 64, 4; Орлик, 144, 2
4	2003-09-20, 05-01-15.4	51.32	100.27	11.6	4.2	Аршан, 163; Монды, 63; Орлик, 139
5	2003-10-20, 15-21-11.2	51.69	101.53	11.6	4.2	Аршан, 67; Монды, 37; Орлик, 151; Талая, 146
6	2003-11-20, 23-42-12.3	52.38	101.15	11.5	4.2	Аршан, 101; Монды, 80; Орлик, 93; Талая, 188
7	2004-01-19, 23-50-53.8	51.89	100.15	13	5.0	Талая, 242; Аршан, 156; Монды, 63; Орлик, 70
8	2004-03-11, 09-39-09.6	52.14	100.74	12.2	4.6	Аршан, 120; Монды, 55; Орлик, 77; Талая, 206
9	2005-02-23, 19-55-11.2	52.35	101.59	13.6	5.3	Аршан, 86, 4—5; Монды, 74, 4; Орлик, 123, 4—5
10	2007-03-03, 13-11-01.2	51.81	100.54	11.3	4.1	Аршан, 130; Монды, 35; Орлик, 95; Талая, 206
11	2007-11-11, 22-04-32.6	52.35	102.75	11.6	4.2	Аршан, 53; Монды, 142; Орлик, 201; Талая, 96
12	2008-06-20, 00-19-01.3	52.26	101.03	11.3	4.1	Аршан, 103; Монды, 66; Орлик, 89
13	2008-07-19, 00-16-40.2	51.24	100.31	11.1	3.9	Аршан, 165; Монды, 67; Орлик, 148
14	2008-08-16, 04-01-08	52.14	98.32	15.1	6.0	Аршан, 283; Монды, 191; Орлик, 110
15	2008-08-16, 04-06-41.0	52.12	98.31	13.8	5.4	Орлик, 112, 4; Монды, 191; Талая, 369
16	2008-08-27, 01-35-31.2	51.6	104.04	15.9	6.5	Иркутск, 72, 6—7; Аршан, 119, 6—7; Закаменск, 147, 5; Тырган, 202, 5—6
17	2008-08-27, 01-41-31.6	51.58	104.06	13.2	5.1	Иркутск, 72, 5; Аршан, 119; Закаменск, 147; Монды, 213; Орлик, 310
18	2008-08-27, 02-07-56.5	51.65	103.91	12.3	4.6	Аршан, 107; Монды, 202; Орлик, 298
19	2008-09-08, 18-42-40.3	51.89	99.57	11.5	4.2	Аршан, 196; Монды, 101; Орлик, 74
20	2009-02-17, 00-47-43.6	51.87	101.01	11.4	4.1	Аршан, 97; Монды, 22; Орлик, 111

Примечание. 1 — Южно-Байкальское, 3 — Хойтогольское, 7 — Тулгутунурское, 16 — Култукское землетрясения. K_p — энергетический класс по Т.Г. Раутиан.

Затухание спектров акселерограмм записей землетрясений определяется расхождением сейсмических волн с увеличением эпицентрального расстояния, поглощением их средой и рассеянием на различных неоднородностях, встречающихся на пути распространения сейсмического сигнала. Для объемных волн геометрическое расхождение обратно пропорционально эпицентральному расстоянию. Поглощение и рассеяние их, как правило, не определяются раздельно, а находятся совокупно и представляют зависимость вида $Q = Q_0 f^\gamma$, где Q_0 и γ — const, f — частота.

Наиболее простым способом определения функции затухания является представление ее в виде зависимости $r^{-n_{\text{эф}}(f)}$, где r — эпицентрального расстояние, а показатель степени $n_{\text{эф}}(f)$ зависит от частоты. В нашем случае были найдены оба вида зависимостей. Для этого привлекались близкие землетрясения с эпицентрального расстояниями от 50 до 350 км и магнитудами $4.0 < M \leq 6.5$.

Значения $n_{\text{эф}}(f) = kf^c$, где f — частота, k и c — const, определялись по группе сейсмических станций для каждого отдельного землетрясения и затем осреднялись. В результате была получена следующая зависимость:

$$n_{\text{эф}}(f) = (0.94 \pm 0.09) f^{0.39}, \quad f = 0.5\text{—}20 \text{ Гц } (R^2 = 0.97),$$

где R^2 — коэффициент детерминации (здесь и далее использовался регрессионный анализ.)

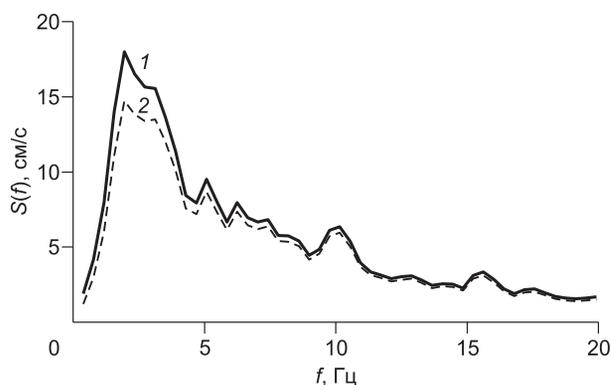
Определение добротности $Q(f) = Q_0 f^\gamma$ проводилось по тем же землетрясениям, что и $n_{\text{эф}}(f)$. Станции, участвующие в определении Q , лежали практически на одной прямой от очага землетрясения. Учитывая то, что для каждого определения Q использовалось одно и то же землетрясение, учет очагового спектра не производился, что значительно упрощало решение поставленной задачи.

Определение добротности $Q(f) = \pi f / \alpha(f) V$, где V — скорость распространения S -волн, сводилось к вычислению коэффициента поглощения $\alpha(f)$, т.е. угла наклона прямой

$$\ln[S_i(f) r_i^n] = \ln S_0(f) - \alpha(f) r_i,$$

Рис. 2. Спектры, пересчитанные с $r = 300$ км для $r = 70$ км с использованием:

1 — эффективного коэффициента затухания $n_{эф}(f) = 0.94 f^{0.39}$,
2 — добротности $Q = 83.4 f^{0.72}$.



построенной в координатах $x = r_i$, $y = \ln[S_i(f) r_i^n]$, где i — номер станции (пункта наблюдения). $S_i(f)$ — спектр, полученный на данной станции, r_i — эпицентральный расстояние, n — степень, характеризующая геометрическое расхождение сейсмического волнового поля с расстоянием, значение которого оценивали как $1/r$ для $r \leq 70$ км, $1/70$ для $70 < r < 200$ км и $(1/70)(200/r)^{0.5}$ для $r \geq 200$ км [Солоненко, 1974; Boore, 2003], $S_0(f)$ — спектральная функция очага, $V = 3.55$ км/с — скорость поперечных волн.

В результате для описания суммарного эффекта поглощения и рассеяния была получена следующая зависимость для интервала частот 0.5—20 Гц:

$$Q = (83.4 \pm 21.8) f^{0.74}; \alpha(f) = (0.0106 \pm 0.0006) f^{0.24}, \text{ км}^{-1} (R^2 = 0.9).$$

Сравнение спектров акселерограмм записей землетрясений, приведенных к одинаковому расстоянию двумя способами: с использованием $n_{эф}(f)$ и $Q(f)$ (рис. 2), показывает их вполне приемлемое совпадение.

Полученные нами результаты по $Q(f)$ для поперечных волн в диапазоне 0.5—20 Гц достаточно хорошо совпадают с результатами О.В. Павленко [2008] для Северного Кавказа ($Q \approx 80 f^{0.9}$, 1—8 Гц), с мировыми, приведенными в работе [Boore, 2003], а также региональными данными, полученными А. А. Добрыниной ($Q = (91 \pm 2) f^{(0.97 \pm 0.02)}$, 1—12 Гц, для Тункинской впадины) [Добрынина и др., 2011].

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

$$\beta_M(f) = 0.94 \text{ для } f \leq 1 \text{ Гц и } \beta_M(f) = -0.37 \lg(f) + 0.94 \pm 0.03 (R = 0.97) \text{ для } f > 1 \text{ Гц},$$

где $\beta_M(f) = \Delta \lg S(f) / \Delta M$ определяет приращение логарифма значения спектра на i -й частоте при увеличении магнитуды на величину ΔM , R — коэффициент корреляции.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Спектры ускорений Култукского землетрясения, полученные по максимальным компонентам для пяти сейсмостанций и приведенные к одному эпицентральному расстоянию $r = 70$ км, показаны на рис. 3, а, а их основные параметры в табл. 2. Видно, что на частотах до 7—8 Гц уровни их могут различаться на полпорядка. С ростом частоты $f > 8$ Гц различие несколько уменьшается. Эти спектры условно можно разбить на две группы. Первая группа состоит из спектров ускорений, зарегистрированных на сейсмостанциях Орлик, Монды, Аршан. Вторая группа — спектры акселерограмм, зарегистрированных сейсмостанциями Иркутск и Закаменск. При этом сейсмостанции первой группы расположены так, что направление распространения фронта сейсмического волнового поля происходило квазипараллельно простиранию основных тектонических нарушений, тогда как на сейсмостанциях второй группы сейсмическое волновое поле распространялось перпендикулярно относительно этих нарушений.

В очаге Култукского землетрясения (сбрососдвиг) наибольшая деформация (укорочения) наблюдалась вдоль горизонтальной сдвиговой компоненты тензора сейсмического момента, что соответствовало левому сдвигу по субширотной плоскости [Мельникова и др., 2009а]. В соответствии с этим значения спектров ускорений, зарегистрированных сейсмостанциями Орлик, Монды, Аршан, направления на которые от очага Култукского землетрясения близпараллельны тензору сейсмического момента, выше значений спектров ускорений, зарегистрированных сейсмостанциями Иркутск и Закаменск, направления на которые от очага близперпендикулярно тензору сейсмического момента. В качестве примера (см. рис. 3, в) приведены спектры записей Култукского землетрясения для сейсмостанций Аршан и Иркутск.

Для Южно-Байкальского землетрясения 1999 г. наблюдается подобная же картина, что и для Култукского. Так, уровень спектра ускорений, зарегистрированных сейсмостанцией Иркутск (см. рис. 3, з) значительно выше (приблизительно на полпорядка), чем спектры ускорений, зарегистрированные сейс-

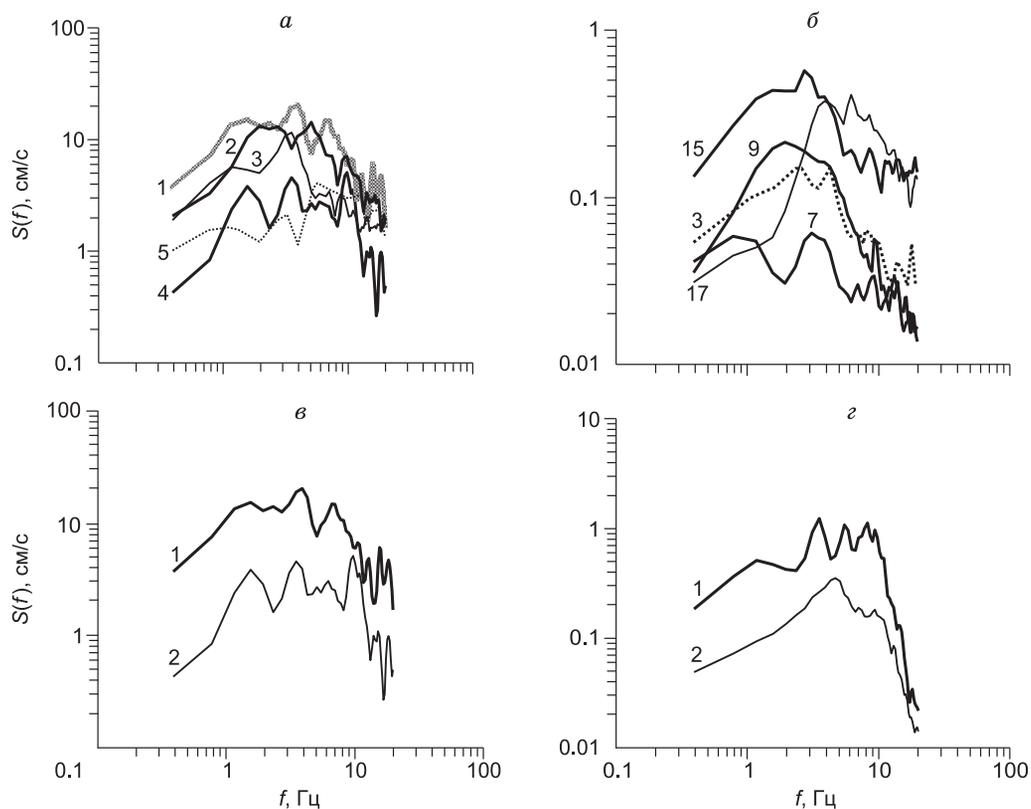


Рис. 3. Спектры ускорений Култукского землетрясения, зарегистрированного различными сейсмостанциями (*а*), спектры ускорений различных землетрясений с $M = 5.0$ — 5.4 , зарегистрированных на одной сейсмостанции ГС СО РАН — Монды (*б*), примеры спектров ускорений Култукского (*в*) и Южно-Байкальского (*з*) землетрясений на сейсмостанциях, расположенных параллельно тензору сейсмического момента (1) и поперек ему (2).

а — цифры у спектров соответствуют номерам сейсмостанций в табл. 2; *б* — цифры у спектров соответствуют номерам землетрясений в табл. 1; *в*, *з* — сейсмостанции: *в* — 1 — Аршан, 2 — Иркутск; *з* — 1 — Иркутск, 2 — Талая. Спектры исправлены за частотную характеристику верхней зоны разреза и приведены к эпицентральному расстоянию $r = 70$ км.

мостанцией Талая. При этом наибольшая деформация в очаге Южно-Байкальского землетрясения (сброс) наблюдалась вдоль компоненты тензора сейсмического момента, соответствующей меридиональной вертикальной плоскости [Мельникова и др., 2009а]. Таким образом, для обоих наиболее сильных землетрясений южной части БРЗ наблюдаются максимальные значения спектров ускорений землетрясений, направление для которых от очага к сейсмостанции совпадает с направлением тензора сейсмического момента разрыва, в то время как минимальные значения спектров ускорений на этих частотах можно видеть на сейсмостанциях, где фронт распространения сейсмического волнового поля перпендикулярен относительно направления максимальных деформаций в очаге. При этом для Култукского землетрясения на сейсмостанциях, направление на которые от очага близперпендикулярно тензору сейсмического момента в очаге (Иркутск и Закаменск), при понижении уровней спектров ускорений происходит незначительное смещение в область более высоких частот.

Возможно, дополнительным фактором, влияющим на уровень спектров, является направление очаг—сейсмостанция относительно простирания основных тектонических структур и сопровождающих их нарушений.

Спектры ускорений разных четырех землетрясений, имеющих магнитуды в диапазоне 5.0 — 5.4 , зарегистрированных сейсмостанцией Монды, также пересчитанных на одно эпицентральное расстояние $r = 70$ км, показаны на рис. 3, *б*. Для сравнения здесь же приведен спектр ускорений афтершока Култукского землетрясения с магнитудой $M = 5.0$, а основные их параметры — в табл. 3. Видно, что их максимальные значения различаются приблизительно на полпорядка. Таким образом, разброс спектров ускорений при одном землетрясении, зарегистрированном на разных станциях (см. рис. 3, *а*), в принципе сопоставим с разбросом, полученным на одной станции Монды по ускорениям разных землетрясений с различными типами очагов (см. рис. 3, *б*).

Таблица 2. Основные параметры спектров ускорений Култукского землетрясения для разных сейсмостанций ($r = 70$ км) с учетом грунтовых условий

№ п/п	Сейсмостанция	S_m , см/с	f_{S_m} , Гц	$(f_1-f_2)_{0.7S_m}$	$\delta f_{0.7S_m}$	$(f_1-f_2)_{0.5S_m}$	$\delta f_{0.5S_m}$
1	Аршан	20.3	3.9	1.2—7.0	5.8	1.0—8.2	7.2
2	Орлик	14.3	5.1	1.6—6.2	4.6	1.2—6.6	5.4
3	Монды	11.6	3.5	2.7—4.3	1.6	1.2—4.3	3.1
4	Иркутск	4.6	3.5	1.4—10.9	9.5	1.2—11.5	10.3
5	Закаменск	3.9	8.6	3.1—18.0	14.9	2.7—19.0	16.3

Примечание. Номер сейсмостанции соответствует цифре у спектров на рис. 3, а. S_m — максимальный амплитудный уровень спектра, f_{S_m} — частота максимума спектра, f_1, f_2 — частоты, ограничивающие спектры ускорения на уровнях $0.7, 0.5S_m$, $\delta f_{0.7S_m}, \delta f_{0.5S_m}$ — ширина спектра.

Таблица 3. Основные параметры спектров ускорений разных землетрясений с $M = 5.0—5.4$ (сейсмостанция Монды)

№ п/п	Дата, время землетрясения	M	S_m , см/с	f_{S_m} , Гц	$(f_1-f_2)_{0.7S_m}$	$\delta f_{0.7S_m}$	$(f_1-f_2)_{0.5S_m}$	$\delta f_{0.5S_m}$
15	2008-08-16, 04-06-41.0	5.4	0.57	2.7	1.2—3.9	2.7	0.8—5	4.2
9	2005-02-23, 19-55-11.2	5.3	0.21	2.0	1.2—4.3	3.1	1—5.1	4.1
3	2003-09-17, 02-59-56.0	5.4	0.15	2.73; 4.3	1.2—5	3.8	0.8—5.5	4.7
7	2004-01-19, 23-50-53.8	5	0.06	3.12	0.4—4.5	4.1	0.4—13.7	13.3
17	2008-08-27, 01-41-31.6	5.1	0.41	6.25	3.1—9	5.9	2.7—11.3	8.6

Примечание. Номер землетрясения соответствует цифре у спектров на рис. 3, б и табл. 1. Спектры приведены к одному эпицентральному расстоянию 70 км с учетом частотных характеристик.

Средние спектры ускорений землетрясений с близкими магнитудами, но различными подвижками в очаге, приведены на рис. 4, а их основные параметры — в табл. 4. Так, спектры ускорений 1 и 2 соответствуют землетрясениям с подвижками в очаге типа сбрососдвига и сдвига (со сбросовой компонентой), 3 и 4 — подвижкам в очаге типа взброса и взбрососдвига, под номером 5 приведен средний спектр афтершока Култукского землетрясения (сбрососдвиг). Для взбрососдвиговой и взбросовой подвижек в очаге ширина спектров на уровне $0.5S_m$ больше (составляет 11 Гц), чем для спектров 1 и 2 (сбрососдвиг и сдвиг), для которых ширина спектров составляет 5.4 и 3.5 Гц соответственно, а их уровни значительно ниже, особенно на частотах до 5 Гц.

Спектр афтершока Култукского землетрясения (см. табл. 4, рис. 4, спектр 5), имеющего совпадающие с ним координаты и произошедшего практически сразу же (через 6 мин) за основным толчком, имеет достаточно выраженный максимум на частоте 6 Гц, а частотные диапазоны на уровнях 0.7 и $0.5S_m$ смещены в область высоких частот относительно соответствующих диапазонов частот основного землетрясения. Следовательно, спектры ускорений афтершоков основных землетрясений не несут полной информации об их амплитудно-частотном составе. По своим параметрам он в значительной степени отличается от спектров основного землетрясения, особенно на частотах < 3 Гц.

Расчет средних спектров ускорений производился в следующем порядке. Отбирались записи ускорений землетрясений, каждое из которых зарегистрировано в основном на трех сейсмо-

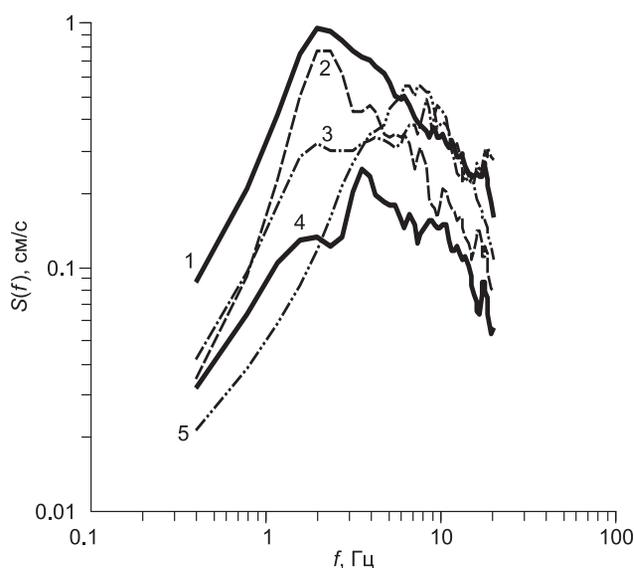


Рис. 4. Средние спектры ускорений землетрясений с $M = 5.0—5.4$, имеющих разные подвижки в очаге, и афтершока Култукского землетрясения.

Цифры у спектров соответствуют номерам землетрясений в табл. 4.

Таблица 4. Основные параметры средних спектров ускорений разных землетрясений ($M = 5.0—5.4$) с различными подвижками в очаге

№ п/п	Дата, время землетрясения	M	S_m , см/с	f_{S_m} , Гц	$(f_1-f_2)_{0.7S_m}$	$\delta f_{0.7S_m}$	$(f_1-f_2)_{0.5S_m}$	$\delta f_{0.5S_m}$
1	2008-08-16, 04-06-41 (сбрососдвиг)	5.4	0.95	2.0	1.6—4.3	2.7	1.2—6.6	5.4
2	2005-02-23, 19-55-11.2 (сдвиг со сбросовой компонентой)	5.3	0.76	2.0—2.34	1.6—3.1	1.5	1.2—4.7	3.5
3	2003-09-17, 02-59-56.0 (взброс)	5.4	0.48	8.2	4.3—11.3	7.0	1.6—13.0	11.4
4	2004-01-19, 23-50-53.8 (взбрососдвиг)	5	0.25	3.5	3.0—5.5	2.5	1.6—12.5	10.9
5	2008-08-27, 01-41-32	5	0.55	6.25	4.7—10.9	6.2	3.1—12.9	9.8

Примечание. Номер землетрясения соответствует цифре у спектров на рис. 4. Спектры приведены к одному эпицентральному расстоянию 70 км с учетом частотных характеристик.

станциях (станции Аршан, Монды, Орлик, Иркутск, Талая, Закаменск). Спектры ускорений, полученные на каждой станции, приводились к скальному основанию путем деления на соответствующую частотную характеристику верхней зоны разреза грунтов под сейсмической станцией. Затем спектры приводились к одному эпицентральному расстоянию $r = 70$ км. Далее находился средний спектр ускорения данного землетрясения. Такой подход практически исключал возможное влияние на спектр грунтовых толщ под сейсмостанциями, пути распространения сейсмического излучения, а также ориентации разрывных нарушений в очаге.

При определенном наборе таких средних спектров ускорений производилось разбиение их по магнитуде M , шаг разбиения $\Delta M \approx 1$. После чего в пределах этого шага находились средние спектры для средней в данном интервале магнитуды. Всего было получено три осредненных спектра с магнитудами $M = 4.2, 5.2, 6.1$ (рис. 5, *a*). Видно, что увеличение магнитуды землетрясения на единицу влечет за собой рост значений основных максимумов средних спектров приблизительно в 5—6 раз, с ростом магнитуды происходит снижение частоты основного максимума (см. рис. 5, *a*; табл. 5). В то же время для спектра ускорения землетрясения с $M = 6.1$ отмечаются два сопоставимых максимума на частотах 1.6 и 3.5 Гц. С ростом магнитуды происходит уменьшение интервала частот (ширины спектра) как на уровне $0.7S_m$, так и на уровне $0.5S_m$, причем с ростом магнитуды землетрясения уменьшение этих интервалов становится менее существенным. Так, если при переходе от $M = 4$ к $M = 5$ сокращение интервалов на уровне $0.7S_m$ составляет ~ 9 Гц, а на уровне $0.5S_m \sim 7$ Гц, то при переходе от $M = 5$ к $M = 6$ это сокращение составляет уже 0.4 и 1.4 Гц соответственно. Это говорит о том, что с дальнейшим увеличением магнитуды, большей $M > 6$, происходит, по-видимому, как бы «насыщение» частотного диапазона сейсмического сигнала в пределах 4—5 Гц на уровне $0.7S_m$ и 7—8 Гц на уровне $0.5S_m$.

Спектры ускорений землетрясений, экстраполированы на значение $M = 7.5$ (см. рис. 5, *b*), основные их параметры приведены в табл. 5 (спектры 4—7). Они рассчитаны из средних спектров Култукского землетрясения с $M = 6.5$, Южно-Байкальского с $M = 5.9$ и среднего спектра с $M = 6.1$. Для расчета

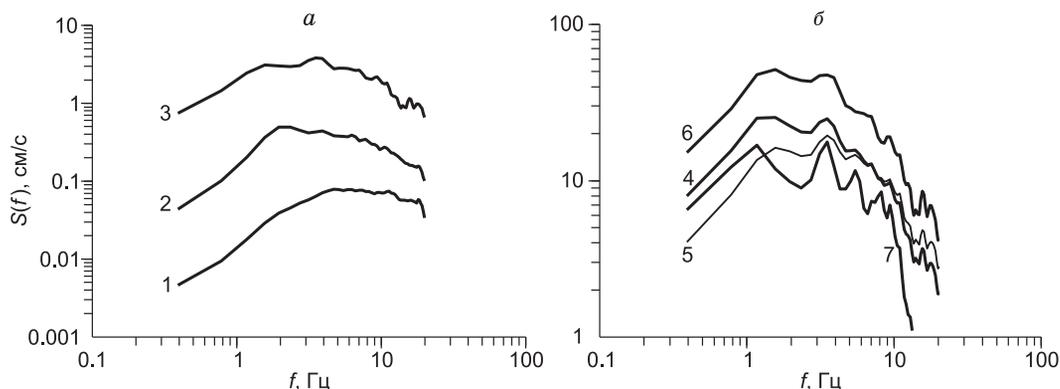


Рис. 5. Средние спектры ускорений землетрясений разных магнитуд юго-западной части Байкальской рифтовой зоны (*a*) и расчетные спектры землетрясений для $M = 7.5$ (*b*).

1 — $M = 4.2$; 2 — $M = 5.2$; 3 — $M = 6.1$; 4 — из среднего спектра $M = 6.1$ (спектр 3), β — региональная; 5 — из среднего спектра $M = 6.1$, с использованием $\beta = 0.55$ для $M > 6.5$; 6 — из среднего спектра Култукского землетрясения, β — региональная; 7 — из среднего спектра Южно-Байкальского землетрясения, β — региональная.

Таблица 5. Основные параметры средних спектров землетрясений (№ 1—3) и расчетные спектры для землетрясения $M = 7.5$ (№ 4—7)

№ п/п	M	S_m , см/с	f_{S_m} , Гц	$(f_1-f_2)_{0.7S_m}$	$\delta f_{0.7S_m}$	$(f_1-f_2)_{0.5S_m}$	$\delta f_{0.5S_m}$
1	4.2	0.08	6	3—18.4	15.3	2.0—19.5	17.6
2	5.2	0.49	2	1.6—7.8	6.2	1.2—11.3	10.2
3	6.1	3.1, 3.8	1.6, 3.5	1.2—7	5.8	1.0—9.8	8.8
4	7.5	25.4, 24.9	1.6, 3.5	1—4.3	3.3	0.5—6.6	6.1
5	7.5	16.3, 19.4	1.6, 3.5	1.2—6	4.8	1—9.5	8.5
6	7.5	51.5, 47.5	1.6, 3.5	1—4.3	3.3	0.5—7	6.5
7	7.5	16.9, 17.7	1.2, 3.5	0.8—3.9	3.1	0.5—6	5.5

Примечание. № п/п соответствует цифре у спектров на рис. 5.

этих спектров взято уравнение $\beta_M(f)$ (региональное). На рис. 5, б (спектр 5) приведен расчетный спектр для $M = 7.5$ с использованием среднего спектра ($M = 6.1$), пересчитанного на $M = 6.5$ по региональной зависимости, а далее по зависимости $\beta_M(f) = 0.55 = \text{const}$. Такой выбор $\beta_M(f)$ объясняется полученными нами чуть ранее выводами о возможном «насыщении» частотного диапазона спектров сейсмического сигнала при землетрясении с $M > 6$. Но поскольку мы не имеем записей землетрясений с $M > 6.5$, то за основу значения $\beta_M(f)$ были взяты данные, полученные для Камчатки и Кавказа [Петухин и др., 2004; Гусев и др., 2006; Крамынин, 2009].

Спектры, соответствующие $M = 7.5$ (см. рис. 5, б; табл. 5), полученные из разных исходных спектров с использованием разных $\beta_M(f)$, отличаются друг от друга как по уровню (в 1.5—2 раза в зависимости от частоты), так и по ширине. При этом у спектров, полученных с помощью региональной функции $\beta_M(f)$, происходит значительное уменьшение диапазонов частот, практически в 2 раза на уровне $0.7S_m$ и в 1.3 раза на уровне $0.5S_m$. Естественно при дальнейшем увеличении магнитуды землетрясения эти частотные интервалы будут еще более уменьшаться, что противоречит имеющимся экспериментальным данным [Копничев, 1985; Гусев и др., 2006]. В то же время при применении для $M > 6.5$ $\beta_M(f) = 0.55 = \text{const}$ (независимой от частоты) эти интервалы частот изменяются довольно умеренно, при этом уровень спектра близок к значениям, полученным при использовании для экстраполяции среднего спектра Южно-Байкальского землетрясения и, следовательно, не противоречит имеющимся экспериментальным данным. Поэтому в дальнейших исследованиях зависимости спектра от магнитуды землетрясений с $M > 6—7$ предпочтительней, по-видимому, пользоваться зависимостью $\beta_M(f) = \text{const}$ во всем диапазоне частот. Что касается неопределенности с уровнем спектров, то эта проблема может соответственным образом разрешиться с дальнейшим накоплением и обработкой экспериментальных данных. Вместе с тем полученные средние спектры дают представление об амплитудно-частотном составе сильных воздействий и могут быть применены в практической деятельности.

Однако для Байкальской рифтовой зоны, для юго-западной части, в частности, значение $\beta_M(f) = \text{const}$ необходимо уточнять по мере поступления экспериментального материала с $M > 6—7$.

ВЫВОДЫ

Таким образом, рассмотрение характеристик спектров ускорений землетрясений юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны позволяет нам сделать следующие выводы.

1. Частотный состав спектров ускорений зависит от типа подвижки в очаге, что выражается в расширении спектров по частоте для взбросодвигов и взбросов по отношению к спектрам для сбросодвигов и сдвига со сбросовой компонентой.

2. Уровень спектров ускорений, зарегистрированных на различных сейсмостанциях, зависит от направленности подвижки в очаге. Так, на станциях, направление на которые от очага совпадает с направлением тензора сейсмического момента в очаге, уровень спектров превышает уровень спектров на сейсмостанциях, направление от очага на которые близперпендикулярно последнему.

3. Спектры ускорений умеренно сильных афтершоков основного землетрясения не несут полной информации об амплитудно-частотном составе основного землетрясения. В нашем случае это выражается в большей высокочастотности спектра афтершока.

4. Разброс уровней спектров ускорений одного и того же землетрясения, зарегистрированного на различных сейсмостанциях, сравним с разбросом уровней спектров различных землетрясений, зарегистрированных одной станцией.

5. Полученные средние и прогнозные спектры ускорений юго-западной части Байкальской рифтовой зоны могут служить оценочной характеристикой динамических параметров сейсмических сигналов.

Очевидно, дальнейшее изучение спектров должно быть направлено не только на их простое уточнение, но и на учет типа подвижек в очаге, их направленности, относительного расположения сейсмостанции и очага и направлений основных разрывных нарушений и других факторов.

ЛИТЕРАТУРА

Аптикаев Ф.Ф., Эртелева О.О. Генерирование искусственных акселерограмм методом масштабирования реальных записей // *Физика Земли*, 2002, № 7, с. 39—45.

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.

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., Дреннова Н.Н. Оценка сейсмических воздействий Байкальской рифтовой зоны // *Вопросы инженерной сейсмологии*, 2009, т. 36, № 4, с. 42—52.

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.

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.

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

Копничев Ю.Ф. Короткопериодные сейсмические волновые поля. М., Наука, 1985, 176 с.

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

Махдавиан А., Аптикаев Ф.Ф., Эртелева О.О. Параметры сейсмических колебаний в сейсмоактивных зонах Ирана // *Физика Земли*, 2005, № 2, с. 23—29.

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*, 2009а, т. 429, № 3, с. 393—397.

Мельникова В.И., Гилева Н.А., Радзиминович Я.Б., Дреннова Н.Н., Радзиминович Н.А. Хойтогальское землетрясение 17 сентября 2003 года // *Землетрясения Северной Евразии*, 2003 год. Обнинск, ГС РАН, 2009б, с. 310—325.

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, 2009в, с. 107—111.

Павленко О.В. Характеристики поглощения сейсмических волн в коре и верхней мантии Северного Кавказа // *Физика Земли*, 2008, № 6, с. 52—60.

Павленко О.В. Изучение характеристик излучения и распространения сейсмических волн на Северном Кавказе посредством моделирования акселерограмм зарегистрированных землетрясений // *Физика Земли*, 2009, № 10, с. 38—48.

Павленко О.В. Различия региональных характеристик излучения и распространения сейсмических волн на Камчатке и Северном Кавказе // *Докл. РАН*, 2011, т. 438, № 5, с. 687—693.

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, КФ ГС РАН, 2004, с. 319—334.

Ружич В.В., Семенов Р.М., Мельникова В.И., Смекалин О.П., Алакшин А.М., Чипизубов А.В., Аржанников С.Г., Емельянова И.А., Демьянович М.Г., Радзиминович Н.А. Геодинамическая обстановка в районе Южно-Байкальского землетрясения 25.02.1999 года и его характеристика // *Геология и геофизика*, 2002, т. 43 (5), с. 470—483.

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

Радзиминович Я.Б., Гилева Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А. Тулгутунурское землетрясение 19 января 2004 г. // *Землетрясения Северной Евразии*, 2004 год. Обнинск, ГС РАН, 2010, с. 272—280.

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. Т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1974, с. 174—179.

Чернов Ю.К. Сильные движения грунта и количественная оценка сейсмической опасности территорий. Ташкент, Фан, 1989, 296 с.

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. China, Beijing, 2008, p. 10.

*Рекомендована к печати 23 апреля 2012 г.
В.С. Селезневым*

*Поступила в редакцию
21 декабря 2011 г.*