

ОЧАГОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ СИСТЕМЫ

© 2009 г. А. А. Добрынина

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Поступила в редакцию 01.09.2008 г.

По амплитудным спектрам Фурье объемных поперечных волн для 62 землетрясений Байкальской рифтовой системы с энергетическим классом $K_p = 9.1–15.7$ определены динамические параметры очага: сейсмический момент, моментная магнитуда, радиус источника, сброшенное напряжение и амплитуда смещения. При расчетах использовалась классическая модель Д. Бруна. Сейсмический момент исследуемых землетрясений меняется от 3.65×10^{11} Н м до 1.35×10^{18} Н м, радиусы очагов землетрясений – от 390 м до 1.84 км. Значения сброшенных напряжений $\Delta\sigma$ возрастают с увеличением сейсмического момента до 1.7×10^8 Па. Для группы слабых землетрясений ($M_w = 1.7–3.3$) наблюдаются экстремально низкие значения сброшенных напряжений – $10^3–10^4$ Па. Максимальная амплитуда смещения в очаге доходит до 5.95 м. Определены эмпирические уравнения между сейсмическим моментом и другими динамическими параметрами очага. Получена региональная зависимость сейсмического момента и энергетического класса $\lg M_0 \pm 0.60 = 1.03K_p + 3.17$. Характер соотношения между сейсмическим моментом и угловой частотой свидетельствует о том, что классический закон подобия сейсмического спектра для рассматриваемых землетрясений не выполняется. Полученные оценки динамических параметров находятся в удовлетворительном согласии с опубликованными данными по аналогичным параметрам других рифтовых зон, что отражает общие закономерности деструкции литосферы и сейсмичности в зонах растяжения литосферы.

PACS: 91.30.Px

ВВЕДЕНИЕ

Изучение динамических параметров очагов землетрясений, таких как сейсмический момент M_0 , угловая частота f_c (corner frequency) и сброшенное напряжение $\Delta\sigma$ (stress drop), позволяет лучше понять природу процессов аккумуляции и разрядки тектонических напряжений в сейсмоактивных регионах. Сброшенное при сейсмическом акте напряжение очень чувствительно к типу региональных напряжений и прочностным характеристикам среды, а локальные временные вариации этого параметра могут использоваться при анализе сейсмической опасности [Kanamori, 1981; Sato, Masuda, 1981; Pagiola et al., 2001 и др.] – наиболее социально важного параметра, получаемого в результате исследований сейсмического процесса.

Первое спектральное определение сейсмического момента было сделано К. Аки [Aki, 1966] для землетрясения в Ниигата (16 июня 1964 г., $M = 7.5$) по записям поверхностных G -волн. Позже Д. Брун предложил модель очага землетрясения, согласно которой спектр смещений поперечной S -волны в дальней зоне связан с параметрами источника – сейсмическим моментом, протяженностью и сброшенным напряжением рядом простых соотношений [Brune, 1970; 1971]. Т. Ханкс и М. Висс распространили эту модель, используя спектры телесейсмических продольных P -волн [Hanks, Wyss, 1972]. У. Тетчер и Т. Ханкс [Thatcher, Hanks, 1973] детально разработа-

ли методологию расчета очаговых параметров на основе спектров поперечных S -волн для региональных землетрясений ($M_L = 2.0–7.0$). В настоящее время метод определения очаговых параметров по спектрам смещений объемных и поверхностных волн широко применяется при изучении сильных и слабых землетрясений, зарегистрированных телесейсмическими, региональными и локальными сетями сейсмических станций, а также при лабораторных исследованиях [Ризниченко и др., 1976; Москвина, 1978; Дагестанское..., 1980; Арефьев, 1985; Аптекман и др., 1989; Захарова и др., 1990; Trifunac, 1972; Kanamori, 1981; Archuleta et al., 1982; Shapira, Hofstetter, 1993; Zobin, Havskov, 1995; Margaris, Hatzidimitriou, 2002 и др.].

Представленное исследование направлено на определение очаговых параметров землетрясений Байкальской рифтовой системы (БРС), одного из наиболее сейсмически активных регионов России [Комплект..., 1999]. Несмотря на высокий сейсмический потенциал региона, работ по определению динамических параметров очагов спектральными методами здесь практически не проводилось из-за отсутствия цифровой записывающей аппаратуры. Два исследования в этом направлении были выполнены Л. Г. Данциг и Е. А. Штейманом для отдельных областей БРС – Баргузинской и Северомуйской впадин и их окружения. В первом случае были использованы данные высокочувствительных сейсмических станций с магнитной записью, во втором – сети

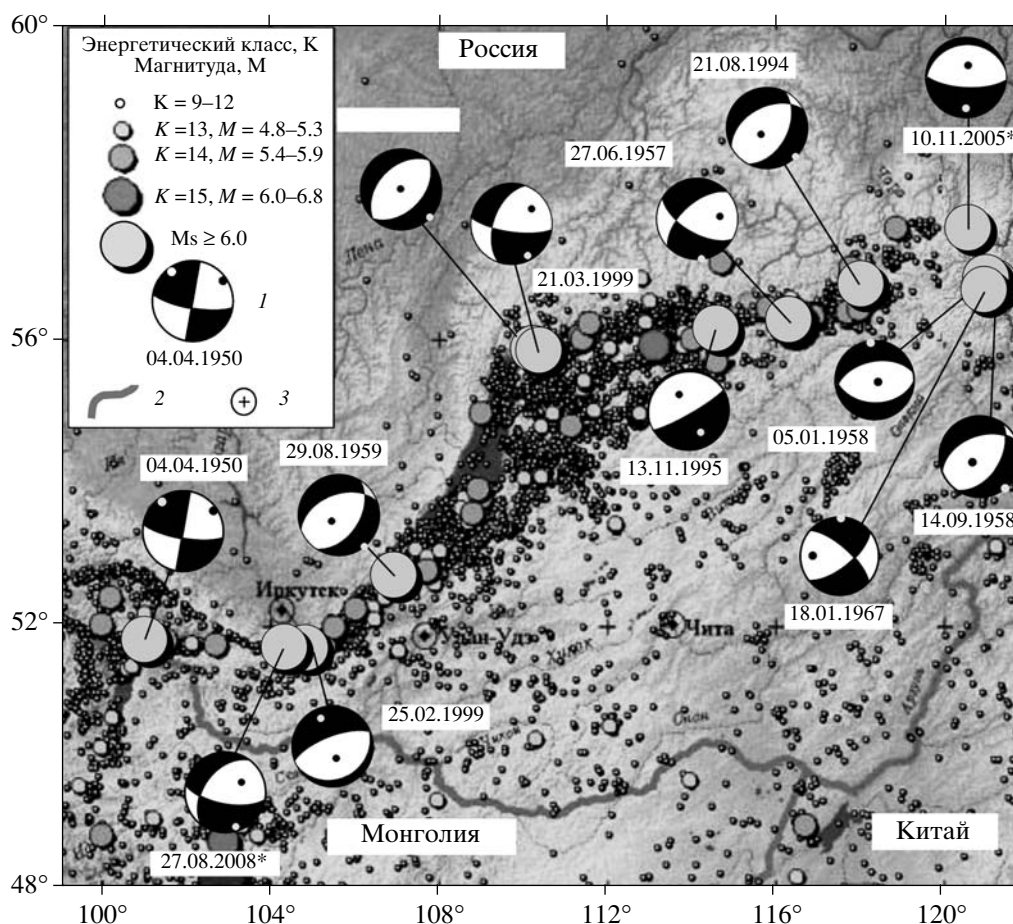


Рис. 1. Сейсмичность БРС за период 1950–2003 гг. Карта эпицентров землетрясений заимствована с официального сайта Байкальского филиала ГС СО РАН [http://www.seis-bykl.ru/]. Для сильнейших событий ($M_s \geq 6.0$) показаны решения механизмов очагов, полученные по знакам первых вступлений продольных волн [Солоненко и др., 1993; Мельникова, Радзиминович, 1998; Радзиминович, Мельникова, 2005], для событий, отмеченных звездочкой, решение получено Национальным информационным сейсмологическим центром США (NEIC) методом моделирования волновых форм; для каждого события показана дата (день, месяц, год). Условные обозначения: 1 – стереограмма фокального механизма (в проекции нижней полусферы); точками обозначены выходы осей главных напряжений, закрашены области волн сжатия; 2 – государственная граница; 3 – крупные города.

локальных станций [Данциг, 1981; Кочетков и др., 1985]. Оснащение сейсмических станций региона цифровой высокочувствительной аппаратурой в 1998–2003 гг. значительно улучшило условия регистрации сейсмических событий в БРС [Масальский и др., 2007] и позволило провести спектральный анализ волновых форм [Dobrynina, 2008].

1. РАЙОН ИССЛЕДОВАНИЯ

Байкальская рифтовая система расположена в Северной Евразии и является второй по величине континентальной рифтовой системой в мире. Она протягивается вдоль края Сибирской платформы на 1600 км из северозападной Монголии через горные сооружения Восточной Сибири до Южной Якутии и состоит из линейной системы поднятий и впадин, ограниченных разломами преимущественно сбросового кинематического типа [Logatchev, Flo-

gensov, 1978]. В неотектоническом отношении БРС приурочена к границе Североевразийской и Амурской литосферных плит, высокая современная подвижность между которыми и определяет происходящий здесь сейсмический процесс. Он характеризуется высоким уровнем сейсмической активности. С 1950 г. по данным Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН (БФ ГС СО РАН) здесь произошло 13 землетрясений с магнитудой $M_s \geq 6.0$ [http://www.seis-bykl.ru] (рис. 1); согласно историческим данным к исследуемому региону приурочены также события с магнитудой до 8.2 [Новый..., 1977]. Последнее сильное событие произошло 27 августа 2008 г. в районе Южного Байкала и, по данным разных сейсмологических агентств, имело моментную магнитуду M_w от 6.1 до 6.3 [http://www.isc.ac.uk]. Максимальное количество землетрясений приурочено непосредственно к самой рифтовой системе (рис. 1). Количество слабых и умеренных событий (энергети-

ческий класс $K_p \geq 7$) довольно значительно – в среднем около 3–4 тыс. землетрясений в год [Масальский и др., 2007]. Очаги землетрясений БРС локализируются в нижней части земной коры (на глубинах 15–30 км) с максимумом в интервале 15–20 км [Радзиминович и др., 2003]. Решения механизмов очагов землетрясений [Мишарина, Солоненко, 1977; Мельникова, Радзиминович, 1998; 2007] показывают преобладание сбросовых смещений в соответствии с кинематикой сейсмоактивных разломов (рис. 1). Результаты структурно-геологических исследований [Шерман, Днепровский, 1989; San'kov et al., 1997], измерений методом GPS-геодезии [Саньков и др., 1999] и расчетов сеймотектонических деформаций [Мельникова, Радзиминович, 2007] свидетельствуют о том, что в центральной части рифтовой системы доминирует режим растяжения. Для флангов характерна тенденция усиления роли сдвиговых полей тектонических напряжений [Шерман, Днепровский, 1989]. Косое растяжение по отношению к оси рифтовых структур установлено для северо-восточного фланга рифтовой системы и режим сдвига со сжатием – для ее юго-западного фланга [Саньков и др., 1999; Мельникова, Радзиминович, 2007; San'kov et al., 1997].

2. МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Данные. Использованные в работе цифровые данные были получены постоянной региональной сетью цифровых сейсмических станций БФ ГС СО РАН (международный код ВУКЛ [Масальский и др., 2007]). Сеть состоит из 23 станций, из них 19 расположены непосредственно в пределах рифтовой системы (рис. 2). Станции оборудованы цифровой сейсмической аппаратурой типа “Байкал-10, 11”, разработанной в ГС СО РАН. Комплект аппаратуры имеет три короткопериодных сейсмометрических канала повышенной чувствительности (сейсмометры СМ-3, СМ-3КВ), регистрирующие скорости колебаний, от 0.01–0.1 мкм/с до 100–1000 мкм/с; три грубых канала (сейсмометры ОСП-2М), для регистрации ускорений от 50–500 мкм/с² до 100–250 см/с². Частота дискретизации 100 отсчетов в секунду [Масальский и др., 2007].

Поскольку при региональной регистрации (эпицентральные расстояния $\Delta \leq 1000$ км) амплитуда колебаний в поперечной волне, как правило, значительно превышает амплитуды продольных волн [Кочетков и др., 1985], для расчета спектров смещений использовались поперечные S -волны. Из каталога землетрясений, составленного БФ ГС СО РАН [http://www.seis-bykl.ru], было выбрано 62 события с энергетическими классами $K_p = 9.1$ –15.7 (рис. 2, таблица), произошедших в пределах БРС за период 2003–2006 гг. Эпицентральные расстояния в зависимости от энергетического класса землетрясения меняются в пределах 70–1000 км. Выбор данных для спектрального анализа осуществлялся с учетом следующих условий: 1) отношение сигнал–шум не ме-

нее 5 : 1; 2) четкое вступление прямой поперечной волны (фаза S_g) на фоне продольной и 3) количество станций, используемых для определения очаговых параметров землетрясения, должно быть не меньше четырех ($N \geq 4$). Для построения спектра поперечной S_g волны выбирался участок записи от момента ее вступления до спада амплитуды до 1/3 от ее максимального значения. Спектры рассчитывались с помощью преобразования Фурье горизонтальных компонент записей на каждой станции. Спектры смещений получались делением спектра скоростей или ускорений на $2\pi f$ или $(2\pi f)^2$ соответственно, где f – частота в Гц.

Метод. Для расчета сейсмического момента применялась стандартная модель круговой дислокации Д. Бруна [Brune, 1970; 1971]. В соответствии с ней спектр смещений в дальней зоне может быть описан постоянной амплитудой (Ω_0) до некоторой частоты (f_c) известной как угловая частота (corner frequency), и спадающей в степени -2 – для частот, больших угловой [Haskell, 1964; Aki, 1967 и др.]. Здесь под термином дальняя зона понимается такая область регистрации сейсмического излучения, для которой расстояние источник–приемник и длина волны намного больше максимальных размеров источника. То есть, спектр смещений в дальней зоне для модели с асимптотами f^{-2} может быть записан следующим образом:

$$\Omega(f) = \Omega_0 \frac{1}{1 + (f/f_c)^2}. \quad (1)$$

Уровень спектральной амплитуды в области низких частот Ω_0 (см с) и сейсмический момент M_0 (дин см = 10^7 Н м) связаны соотношением [Haskell, 1964; Brune, 1970]:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho V_S^3 \Omega_0}{R_{\theta\phi}}, \quad (2)$$

где ρ – плотность, $\rho = 2.7$ г/см³ [Ризниченко, 1985], V_S – скорость поперечных волн, для БРС $V_S = 3.55 \times 10^5$ см/с [Голенецкий, Новомейская, 1975] и $R_{\theta\phi}$ – функция направленности очагового излучения, определяемая из решения фокального механизма. Известно, что механизм очага оказывает большое влияние на амплитуды сейсмических волн, зарегистрированных на станции, и может привести к изменению сейсмического момента в несколько раз [Vidale, 1989]. В нашем случае, чтобы минимизировать ошибку определения сейсмического момента, для событий с известным индивидуальным решением фокального механизма рассчитывались собственные коэффициенты направленности на каждой станции [Аки, Ричардс, 1980]. При отсутствии определения механизма очага в предположении самоподобия напряженно-деформированного состояния [Мельникова, 2008] средний коэффициент направленности рассчитывался с учетом механизмов очагов землетрясений, локализованных по-

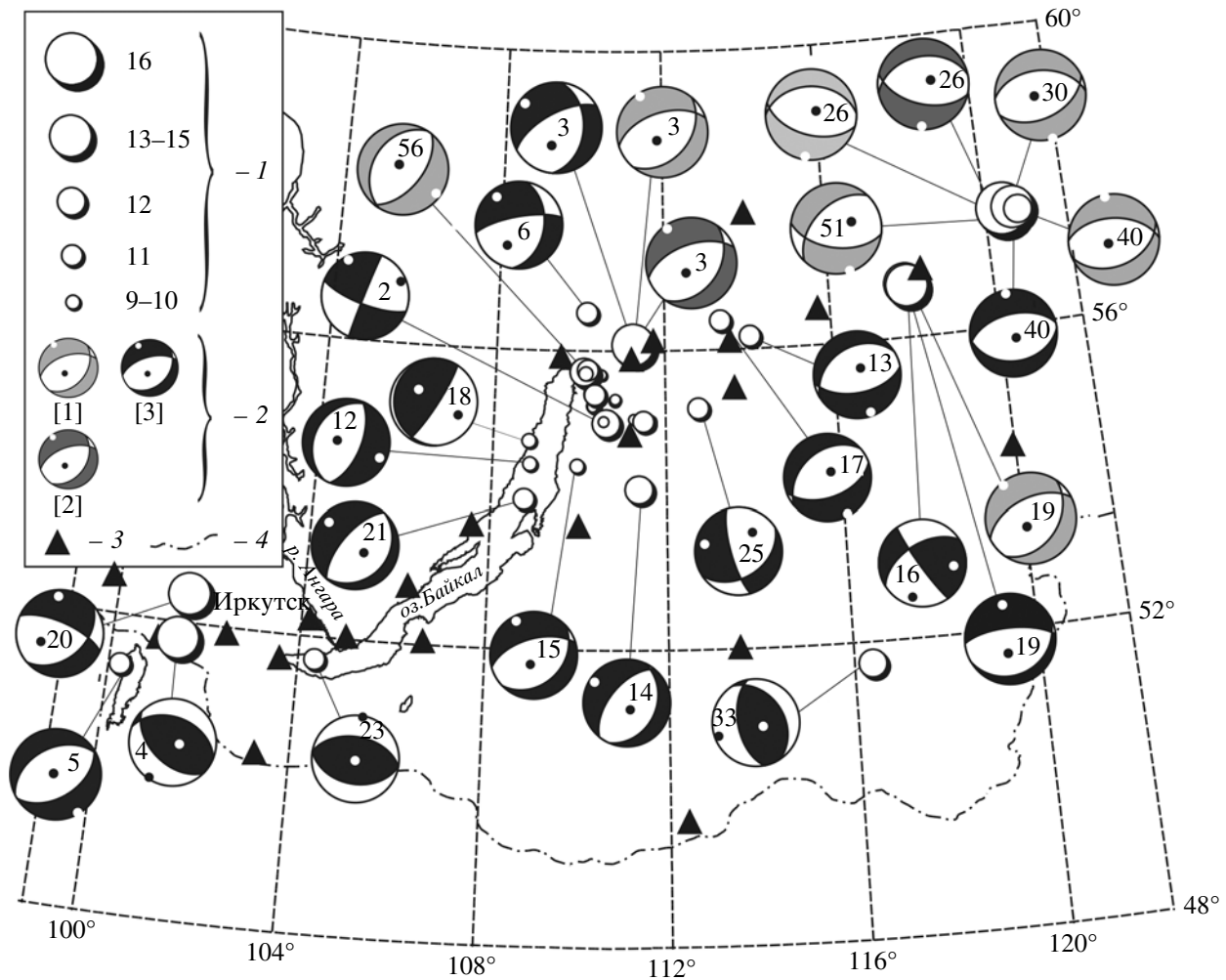


Рис. 2. Эпицентры исследуемых землетрясений. Для некоторых событий показаны механизмы очагов по данным разных сейсмологических агентств: [1] – Гарвардский университет (метод тензора момента центроида) [http://www.seismology.harvard.edu]; [2] – Национальный информационный сейсмологический центр США (метод моделирования волновых форм) [http://earthquake.usgs.gov]; [3] – Институт земной коры СО РАН (метод полярностей первых вступлений продольных волн) [http://www.isc.ac.uk].

Условные обозначения: 1 – энергетический класс Раутиан (K_p); 2 – стереограмма фокального механизма как в подписи к рис. 1; 3 – сейсмические станции; 4 – государственная граница.

близости. При отсутствии таких событий брался средний коэффициент направленности излучения для поперечных волн $R_{\theta\phi} = 0.62$ [Fletcher, 1982].

Радиус источника эквивалентной круговой дислокации r (км) связан с переломной частотой f_c (Гц) соотношением [Brune, 1970]:

$$r = \frac{2.34 V_s}{2\pi f_c} \quad (3)$$

Сброшенное напряжение $\Delta\sigma$ (дин/см² = 0.1 Па) связано с сейсмическим моментом и радиусом источника соотношением [Brune, 1970; 1971]:

$$\Delta\sigma = \frac{7M_0}{16r^3} \quad (4)$$

Амплитуда смещения по разрыву D (см) находится через сейсмический момент (дин см) и радиус разрыва (см) по уравнению:

$$D = \frac{M_0}{\mu S} \quad (5)$$

где $S = \pi r^2$ – площадь круговой дислокации, $\mu = 3.2 \times 10^{11}$ дин/см² – модуль упругости сдвига [Ризниченко, 1985].

Для определения спектральных характеристик (амплитуды спектра Ω_0 и угловой частоты f_c) необходимо учесть влияние внешних факторов на запись землетрясения. В общем случае спектр смещений, записанных на сейсмической станции, может

Таблица

№	Дата, д. м. г.	t_0 , ч. м.	K_P	M_w , [1]/[2]	FM	M_0 , Н м	σ_{M0} , лог. ед.	M_w	r , км	σ_{rC} , лог. ед.	$\Delta\sigma$, $\times 10^6$ Па	D , см	N
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
1	25.01.03	23–35	12.2			3.77×10^{15}	0.62	4.4	1.15	0.23	1.08	2.84	9
2	24.05.03	21–49	13.0		[3]	2.1×10^{16}	0.81	4.8	1.30	0.14	4.21	12.42	8
3	16.09.03	11–24	14.3	5.4/5.5	[1], [2], [3]	4.18×10^{17}	0.52	5.7	1.84	0.27	29.50	123.28	7
4	17.09.03	02–59	13.7		[3]	6.17×10^{16}	0.60	5.2	1.03	0.12	24.45	57.47	11
5	20.09.03	05–01	11.6		[3]	6.42×10^{15}	0.41	4.5	1.74	0.17	0.53	2.11	7
6	27.11.03	10–48	11.8		[3]	1.3×10^{16}	0.53	4.7	1.42	0.12	1.97	6.39	6
7	03.12.03	14–54	9.9			8.48×10^{12}	0.35	2.6	0.70	0.11	0.02	0.02	5
8	03.12.03	17–26	9.7			8.31×10^{12}	0.38	2.6	0.62	0.13	0.02	0.02	4
9	01.01.04	12–26	10.0			1.18×10^{13}	0.17	2.7	0.78	0.12	0.01	0.02	4
10	05.01.04	03–30	9.7			5.59×10^{12}	0.61	2.5	0.75	0.19	0.01	0.01	5
11	08.01.04	13–38	10.2			2.12×10^{13}	0.71	2.9	0.85	0.25	0.01	0.03	7
12	29.01.04	07–33	11.2		[3]	8.61×10^{15}	0.33	4.6	1.06	0.15	3.18	7.65	5
13	08.03.04	09–27	12.4		[3]	2.99×10^{16}	0.44	5.0	1.11	0.14	9.52	24.08	6
14	26.05.04	23–56	12.5		[3]	2.9×10^{16}	0.47	4.9	1.21	0.17	7.10	19.60	8
15	17.06.04	22–01	11.3		[3]	2.28×10^{16}	0.28	4.9	1.18	0.15	6.05	16.25	4
16	28.06.04	14–22	13.5		[3]	7.83×10^{16}	0.78	5.2	0.81	0.32	65.32	119.84	7
17	06.07.04	14–37	11.8		[3]	1.04×10^{16}	0.25	4.6	1.28	0.27	2.14	6.25	6
18	06.08.04	10–13	11.2		[3]	3.06×10^{15}	0.41	4.3	1.26	0.28	0.67	1.92	6
19	02.01.05	00–24	13.8	5.1/–	[1], [3]	9.44×10^{16}	0.31	5.3	1.22	0.16	22.48	62.63	12
20	23.02.05	19–55	13.6		[3]	6.7×10^{16}	0.34	5.2	1.45	0.08	9.55	31.58	7
21	11.03.05	14–28	12.1		[3]	2.29×10^{16}	0.12	4.9	1.10	0.11	7.47	18.74	6
22	20.03.05	06–04	9.8			8.86×10^{12}	0.51	2.6	0.47	0.21	0.04	0.04	4
23	21.03.05	18–04	12.2		[3]	2.43×10^{16}	0.32	4.9	1.32	0.12	4.60	13.84	8
24	18.05.05	03–09	10.0			3.29×10^{12}	0.72	2.3	0.39	0.21	0.02	0.02	4
25	21.08.05	22–31	12.3		[3]	1.17×10^{16}	0.28	4.7	1.05	0.12	4.43	10.57	8
26	10.11.05	19–29	15.7	5.9/5.9	[1], [2]	1.35×10^{18}	0.30	6.1	1.50	0.15	174.13	595.41	8
27	01.12.05	10–49	9.9			2.97×10^{13}	0.95	2.9	0.80	0.25	0.03	0.05	7
28	07.12.05	14–23	9.6			2.25×10^{13}	0.87	2.9	0.68	0.31	0.03	0.05	4
29	10.12.05	01–07	9.6			1.38×10^{13}	0.95	2.7	0.60	0.18	0.03	0.04	6
30	11.12.05	15–54	14.8	5.7/–	[1]	6.35×10^{17}	0.41	5.8	1.56	0.16	73.77	261.15	10
31	13.12.05	20–08	11.1			5.1×10^{14}	0.51	3.8	1.56	0.14	0.06	0.21	8
32	14.12.05	00–06	10.6			1.8×10^{14}	0.97	3.5	0.78	0.25	0.16	0.29	8
33	06.01.06	01–56	13.3		[3]	2.26×10^{16}	0.31	4.9	0.85	0.26	15.88	30.83	4
34	11.01.06	01–02	9.8			1.92×10^{12}	0.47	2.2	0.72	0.22	0.002	0.004	7
35	20.01.06	08–46	9.3			3.78×10^{11}	0.20	1.7	0.49	0.19	0.001	0.002	4

Таблица. Окончание

№	Дата, д. м. г.	t_0 , ч. м.	K_p	M_w , [1]/[2]	FM	M_0 , Н м	σ_{M_0} , лог. ед.	M_w	r , км	σ_{f_c} , лог. ед.	$\Delta\sigma$, $\times 10^6$ Па	D , см	N
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
36	20.01.06	12–29	9.8			5.27×10^{13}	0.67	3.1	0.85	0.17	0.04	0.07	4
37	20.01.06	15–01	10.6			9.76×10^{13}	0.54	3.3	1.13	0.27	0.03	0.08	4
38	21.01.06	03–43	9.1			8.72×10^{11}	0.69	1.9	0.39	0.32	0.01	0.01	4
39	21.01.06	23–40	10.1			4.64×10^{12}	0.58	2.4	0.83	0.31	0.004	0.01	7
40	26.01.06	16–57	13.1	4.8/–	[1], [3]	3.81×10^{16}	0.39	5.0	0.99	0.05	16.94	38.32	8
41	28.01.06	01–34	10.5			1.81×10^{13}	0.56	2.8	0.83	0.25	0.01	0.03	6
42	07.02.06	11–33	9.2			5.2×10^{12}	0.77	2.4	0.54	0.40	0.01	0.02	4
43	09.02.06	02–19	9.5			2.11×10^{13}	0.98	2.8	0.83	0.11	0.02	0.03	4
44	11.02.06	03–51	10.2			4.24×10^{12}	1.04	2.4	0.99	0.33	0.002	0.004	7
45	24.03.06	23–46	9.3			3.65×10^{11}	0.24	1.7	0.51	0.17	0.001	0.001	5
46	04.06.06	15–59	10.0			7.18×10^{13}	0.71	3.2	0.82	0.27	0.06	0.11	4
47	30.07.06	16–06	10.8			1.22×10^{14}	0.51	3.4	0.67	0.41	0.18	0.27	4
48	03.08.06	11–56	12.2			1.32×10^{15}	0.60	4.0	1.16	0.26	0.37	0.98	7
49	03.08.06	16–57	12.3			2.9×10^{15}	0.28	4.3	1.03	0.11	1.15	2.70	5
50	10.11.06	18–14	11.0			1.35×10^{14}	1.52	3.4	1.02	0.13	0.06	0.13	4
51	20.11.06	00–07	11.8	4.8/–	[1]	1.62×10^{16}	0.46	4.8	1.18	0.11	4.31	11.57	5
52	04.12.06	09–02	11.2			8.84×10^{14}	0.80	3.9	0.94	0.15	0.47	1.00	5
53	04.12.06	10–38	10.7			1.78×10^{15}	1.56	4.1	0.81	0.16	0.62	1.14	5
54	04.12.06	13–40	10.6			7.54×10^{14}	1.23	3.9	0.61	0.27	2.74	3.78	5
55	06.12.06	08–14	11.0			1.45×10^{15}	0.86	4.1	0.89	0.10	0.91	1.83	5
56	11.12.06	09–08	13.1	5.1/–	[1]	1.75×10^{16}	0.42	4.8	0.93	0.14	9.47	20.08	4
57	11.12.06	11–55	11.8			1.57×10^{15}	0.23	4.1	0.98	0.14	0.73	1.63	4
58	11.12.06	14–43	11.4			8.23×10^{14}	0.60	3.9	0.97	0.11	0.39	0.87	6
59	15.12.06	22–35	12.5			1.54×10^{16}	0.53	4.8	0.95	0.17	7.81	16.91	5
60	19.12.06	2–09	11.7			4.9×10^{15}	0.71	4.4	0.80	0.07	4.16	7.59	4
61	19.12.06	3–11	10.6			1.05×10^{14}	0.82	3.3	0.88	0.28	0.07	0.13	5
62	24.12.06	7–36	11.5			7.43×10^{15}	0.57	4.5	0.67	0.11	10.90	16.57	5

Примечание. В графе 1 приведены порядковые номера исследуемых землетрясений; 2, 3 – даты (день, месяц, год) и время (час, минута) в очаге соответственно; 4 – энергетический класс K_p . Даты, время в очаге и энергетический класс рассматриваемых землетрясений заимствованы из оперативного каталога, представленного на официальном сайте Байкальского филиала ГС СО РАН [http://www.seis-bykl.ru]. В графе 5 приведены моментные магнитуды по данным Гарвардского университета [1] и Национального сейсмологического информационного центра США [2]. В графе 6 показано наличие индивидуального решения фокального механизма для землетрясения. Решения механизмов очагов получены в международных сейсмологических агентствах: [1] – Гарвардский университет [http://www.seismology.harvard.edu]; [2] – Национальный сейсмологический информационный центр США [http://earthquake.usgs.gov]; [3] – Институт земной коры СО РАН (Иркутск) [http://www.isc.ac.uk]. В графе 7 приведены значения сейсмического момента, полученные в настоящей работе; 8 – среднеквадратичное отклонение логарифма сейсмического момента по [Archuleta et al., 1982]; 9 – моментная магнитуда по [Капаногі, 1977]; 10 – радиус круговой дислокации по [Brune, 1970]; 11 – среднеквадратичное отклонение логарифма угловой частоты по [Archuleta et al., 1982]; 12 – сброшенное напряжение по [Brune, 1970; 1971]; 13 – амплитуда смещения по разрыву по [Акі, 1966]; 14 – количество станций, использованных для определения очаговых параметров.

быть представлен в виде произведения спектра источника и ряда простых фильтров:

$$S(f) = \Omega(f)I(f)G(f)P(f)FS, \quad (6)$$

где $\Omega(f)$ – очаговый спектр, $I(f)$ – амплитудно-частотная характеристика записывающего прибора, $G(f)$ – поправка на затухание объемных волн вследствие геометрического расхождения, $P(f)$ – неупругое затухание вдоль пути прохождения сейсмической волны и FS – влияние свободной поверхности [Trifunac, 1972; Thatcher, Hanks, 1973; Аптекман и др., 1989 и др.]. Амплитудно-частотные характеристики регистрирующих приборов предоставлены БФ ГС СО РАН. Геометрическое расхождение и неупругое затухание вдоль пути распространения сейсмического луча учитывалось по формуле [Douglas, Ryall, 1972]:

$$\Delta \exp \left[\frac{\pi \Delta f}{Q_s V_s} \right], \quad (7)$$

где Δ – гипоцентральное расстояние, Q_s – добротность среды (для поперечных волн $Q_s = 400$ [Гайский и др., 1977]). Следуя работам [Trifunac, 1972; Thatcher, Hanks, 1973 и др.] фактор влияния свободной поверхности $FS = 2$.

Параметры спектра – амплитуда в области низких частот (Ω_0) и угловая частота (f_c) – находились путем сопоставления теоретического и наблюдаемого спектра, исправленного на амплитудно-частотную характеристику прибора, геометрическое расхождение и неупругое поглощение на пути очаг-станция в соответствии с формулами (6)–(7) (рис. 3).

Средний сейсмический момент и угловая частота землетрясения определялись из значений сейсмических моментов и угловых частот, полученных на разных станциях, согласно [Archuleta et al., 1982] по формуле:

$$\langle X_0 \rangle = \text{antilg} \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \lg X_i \right], \quad (8)$$

где N – количество станций, X_i – сейсмический момент или угловая частота, определенные на i -той станции. Согласно классическому статистическому подходу, для рассматриваемых величин находилось среднеквадратичное отклонение логарифма $\sigma[\lg(X)]$ [Archuleta et al., 1982]:

$$\sigma(\lg X) = \left[\frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\lg X_i - \lg \langle X \rangle)^2 \right]^{1/2}. \quad (9)$$

Полученные средние значения сейсмических моментов и угловых частот использовались для определения радиуса круговой дислокации, величины сброшенного напряжения и амплитуды смещения по разрыву.

3. РЕЗУЛЬТАТЫ

Результаты определений очаговых параметров представлены в таблице. Сейсмический момент исследуемых землетрясений ($K_p = 9.1$ – 15.7) меняется от 3.65×10^{11} Н м до 1.35×10^{18} Н м. Значения среднеквадратичного отклонения логарифмов M_0 и угловой частоты f_c по (9) в среднем составляют 0.57 и 0.19 логарифмических единиц соответственно.

Моментная магнитуда. На рис. 4 сопоставлены значения моментных магнитуд M_w , рассчитанные нами, с величинами M_w , полученные методом тензора момента центра [http://www.seismology.harvard.edu]. Моментная магнитуда была получена из сейсмического момента M_0 (Н м) по формуле Х. Канамори [Kanamori, 1977]:

$$M_w = \frac{2}{3} \lg M_0 - 6.03. \quad (10)$$

Несмотря на использование различных методов, отмечается удовлетворительное согласие между двумя определениями в пределах значений магнитуд $M_w = 5$ – 6 . Уравнение регрессии:

$$M_w = 1.09 M_w^{CMT} - 0.47, \quad (11)$$

(коэффициент корреляции равен $R = 0.91$; согласно оценке по критерию Стьюдента коэффициент корреляции значим с вероятностью $P_\alpha = 0.95$).

Сейсмический момент и энергетический класс. Соотношение сейсмического момента M_0 (Н м), рассчитанного из спектров смещений S -волн, и энергетического класса K_p , полученного по амплитудам смещений, имеет вид:

$$\lg M_0 + 0.60 = 1.03 K_p + 3.17, \quad (12)$$

($R = 0.93$, $P_\alpha = 0.95$). Вариации логарифма сейсмического момента ± 0.60 включают 68% полученных значений.

Сейсмический момент и радиус источника. Радиусы очагов землетрясений, полученные согласно формуле Д. Бруна [Brune, 1970; 1971], меняются от 390 м до 1.84 км для землетрясений с $K_p = 9.1$ – 15.7 соответственно. Зависимость сейсмического момента M_0 от радиуса источника r показана на рис. 5а, уравнение регрессии для исследуемых землетрясений:

$$\lg M_0 \pm 0.90 = 8.85 \lg r + 15.16, \quad (13)$$

($R = 0.77$, $P_\alpha = 0.95$). Вариации $\lg M_0 \pm 0.90$ включают 66% полученных значений.

Сейсмический момент и сброшенные напряжения. Полученные значения сброшенных напряжений $\Delta\sigma$ по модели Д. Бруна [Brune, 1970; 1971] варьируют в пределах от 1×10^3 до 1.7×10^8 Па для событий с $K_p = 9.1$ – 15.7 соответственно, что согласуется с данными, полученными Л.Г. Данциг для района Баргузинской впадины [Данциг, 1980] и другими авторами для ряда рифтовых зон [Shapira, Hofstetter, 1993; Zobin, Havskov, 1995; Margaris, Hatzidimitriou, 2002 и

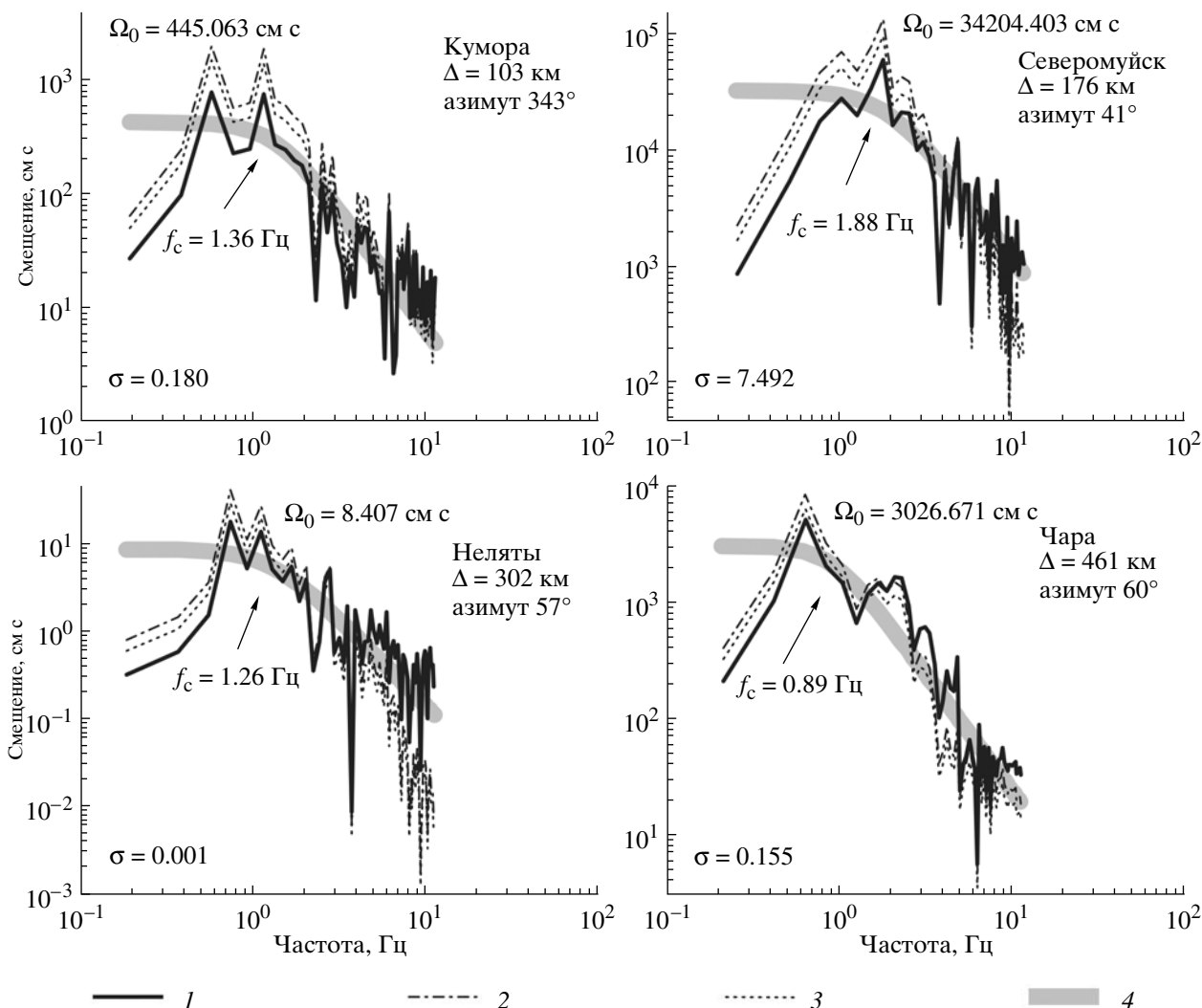


Рис. 3. Спектры смещений для землетрясения 10 ноября 2006 г. в 18 ч. 14 мин. на разных сейсмических станциях. Условные обозначения: 1–3 – спектры, исправленные на амплитудно-частотную характеристику прибора, геометрическое расхождение и неупругое затухание на пути очаг–станция согласно формулам (6)–(7) с использованием 3 моделей добротности – 1) постоянная частотно-независимая величина $Q = 400$ для БРС согласно [Гайский и др., 1977]; 2–3) частотно-зависимые модели добротности, представленные в работах [Zobin, Havskov, 1995; Margaris, Hatzidimitriou, 2002] соответственно; 4 – теоретический спектр. Для каждой станции даны гипоцентральное расстояние (Δ , км) и азимут (град), а также определенные из спектра 1 значения спектральной амплитуды в области низких частот (Ω_0 , см с) и угловой частоты (f_c , Гц). В рамках показано среднеквадратичное отклонение наблюдаемого (1) и теоретического (4) спектров.

др.]. Линейный регрессионный анализ дает следующее соотношение между сейсмическим моментом M_0 (Н м) и сброшенным напряжением $\Delta\sigma$ (Па):

$$\lg M_0 \pm 0.30 = 1.26 \lg \Delta\sigma + 15.37, \quad (14)$$

($R = 0.98$, $P_\alpha = 0.95$). Вариации $\lg M_0 \pm 0.30$ включают 82% полученных значений.

Сейсмический момент и амплитуда смещения по разрыву. Для группы слабых событий ($M_w = 1.7–3.8$) получены теоретические значения амплитуд смещений в пределах $10^{-3}–10^{-1}$ см, в действительности такие подвижки в земной коре неуловимы. Максимальная величина смещения – 5.95 м, определена для сильнейшего из рассматриваемых событий

(10 ноября 2005 г., в 19–29, $M_s = 5.7$). Амплитуда смещения по разрыву D (см) как функция сейсмического момента M_0 (Н м) показана на рис. 5б. Уравнение регрессии имеет вид:

$$\lg M_0 \pm 0.20 = 1.16 \lg D + 14.95, \quad (15)$$

($R = 0.99$, $P_\alpha = 0.95$). Вариации $\lg M_0 \pm 0.20$ включают 81% полученных значений.

4. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

На рис. 6 приведены результаты определений сейсмического момента в Прибайкалье: значения M_0 , рассчитанные нами, данные Л.Г.Данциг, полу-

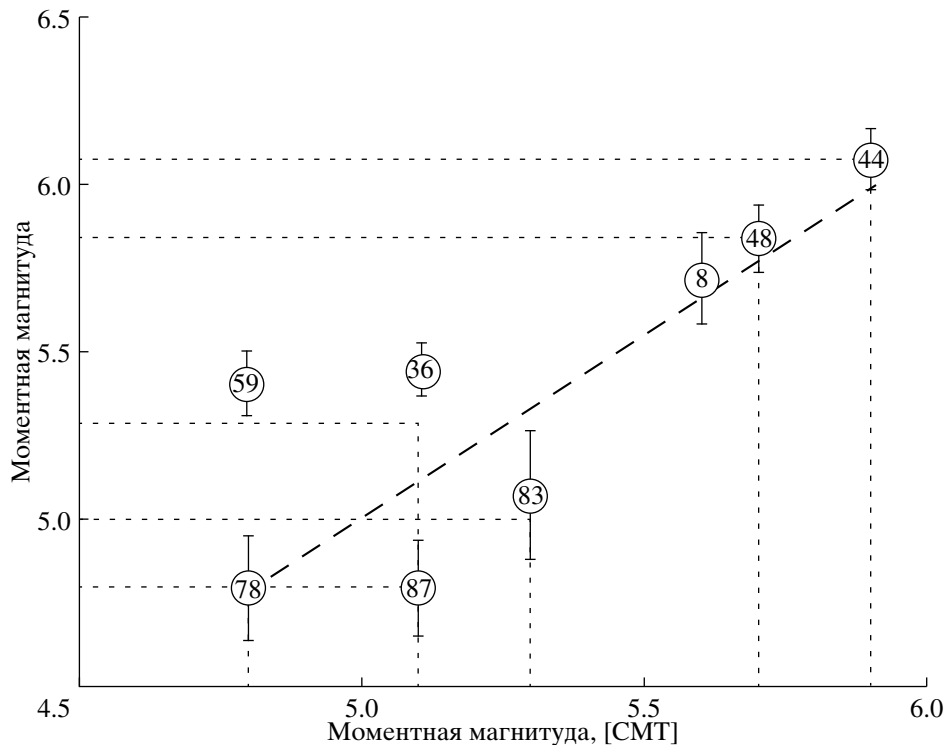


Рис. 4. Сопоставление определений моментных магнитуд, полученных в представленном исследовании по данным волновых форм региональной сети ВУКЛ, и представленных в каталоге СМТ решений Гарвардского университета [<http://www.seismology.harvard.edu>]. Для каждого события показано среднее квадратичное отклонение. Цифры в кружках соответствуют порядковым номерам землетрясений в таблице.

ченные по спектрам S -волн, для слабых землетрясений Баргузинской впадины (энергетический класс $K_p = 5.0-9.0$) [Данциг, 1981], регрессионная зависимость M_0 и K_p , установленная Е.А. Штейманом для событий Северомуйского района ($K_p = 8.0-13.0$) по результатам спектрального анализа SV -волн [Кочетков и др., 1985]:

$$\lg M_0 \pm 0.6 = 0.47K_p + 10.65 = 0.85M + 12.53, \quad (16)$$

где M_0 – сейсмический момент в Н м, M – магнитуда. Также на рисунке представлено регрессионное соотношение сейсмического момента в Н м и энергетического класса, полученное Ю.В. Ризниченко на основе мировых данных [Ризниченко, 1985]:

$$\lg M_0 \pm 0.6 = 0.9K + 4.8 = 1.6M + 8.4. \quad (17)$$

Наблюдается хорошее согласие в величинах M_0 , определенных в настоящем исследовании и восстановленных из зависимости Ю.В. Ризниченко. Результаты Е.А. Штеймана в области низких энергетических классов ($K_p = 8.0-11.0$) более чем на порядок превышают определения, полученные другими исследователями. Такое расхождение может быть объяснено тем, что в работе Е.А. Штеймана (1) использовались спектры SV -волн и (2) учитывалось влияние низкоскоростного приповерхностного слоя. Кроме того, Е.А. Штейман исследовал землетрясения локального Северомуйского района, в то время

как представленные в настоящей работе определения выполнены для событий, локализованных по всей рифтовой системе.

Полученные нами результаты определений сейсмических моментов сопоставлялись с данными, опубликованными для других рифтовых зон – для рифтов Северного, Мертвого и Эгейского морей [Zobin, Havskov, 1995; Shapira, Hofstetter, 1993; Margaritis, Hatzidimitriou, 2002]. В работе [Zobin, Havskov, 1995] сейсмические моменты локальных землетрясений ($M_L = 2.5-3.5$) получены по спектрам продольных P -волн; в работах [Shapira, Hofstetter, 1993; Margaritis, Hatzidimitriou, 2002] значения M_0 рассчитаны из спектров поперечных S -волн для событий с магнитудой $M_L = 3.0-6.7$ и $M_L = 4.9-6.3$ соответственно. Для удобства сопоставления данных разных регионов использовалась локальная магнитуда M_L . Для землетрясений БРС локальная магнитуда пересчитана из энергетического класса по формуле Т.Г. Раутиан [Раутиан, 1960] и равна $M_L = 2.8-7.0$. Для рифта Эгейского моря значения локальных магнитуд заимствованы из бюллетеня Международного Сейсмологического Центра (ISC); в остальных случаях использовались значения M_L , приведенные в источниках [Zobin, Havskov, 1995; Shapira, Hofstetter, 1993]. На рис. 7 представлены соотношения сейсмический момент–магнитуда для указанных регионов. Наи-

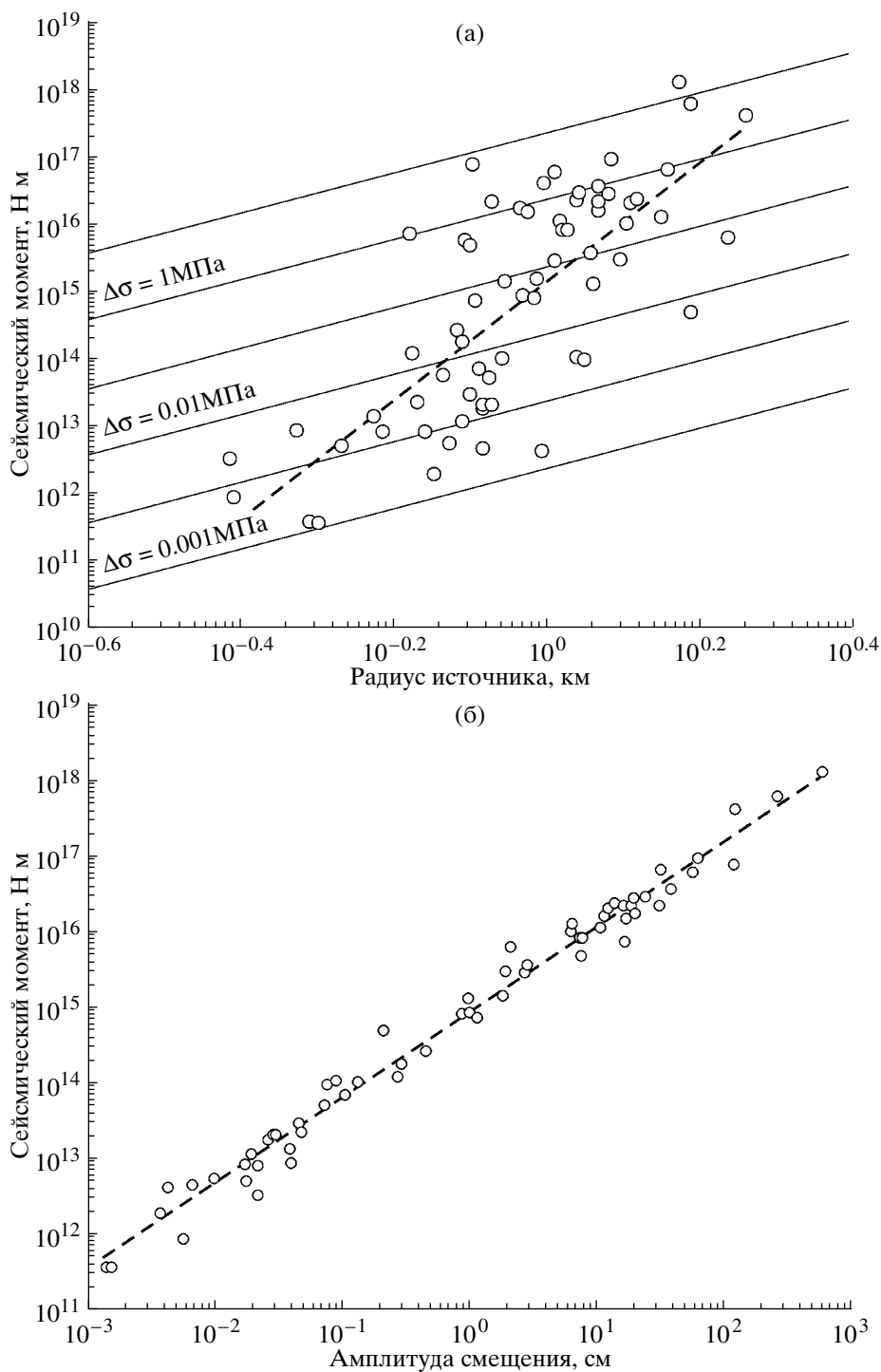


Рис. 5. Соотношения логарифма сейсмического момента M_0 и логарифма радиуса источника r (а) и логарифма величины подвижки D (б). Пунктирными линиями показаны прямые регрессии, тонкими линиями показаны уровни постоянного сброшенного напряжения, полученные по формуле Д. Бруна (4) [Brune, 1970; 1971].

большой разброс данных наблюдается для слабых событий ($M_L = 2.5-3.7$), что частично можеобъясняться использованием осредненного коэффициента направленности сейсмического излучения. Несмотря на это, в целом отмечается хорошее согласие

в величинах сейсмического момента для разных рифтовых зон – соотношение между логарифмом сейсмического момента и локальной магнитудой для БРС ($\lg M_0 \pm 0.60 = 1.79M_L + 7.63$, $R = 0.92$, $P_\alpha = 0.95$) включает 63% всех значений. Это позволяет гово-

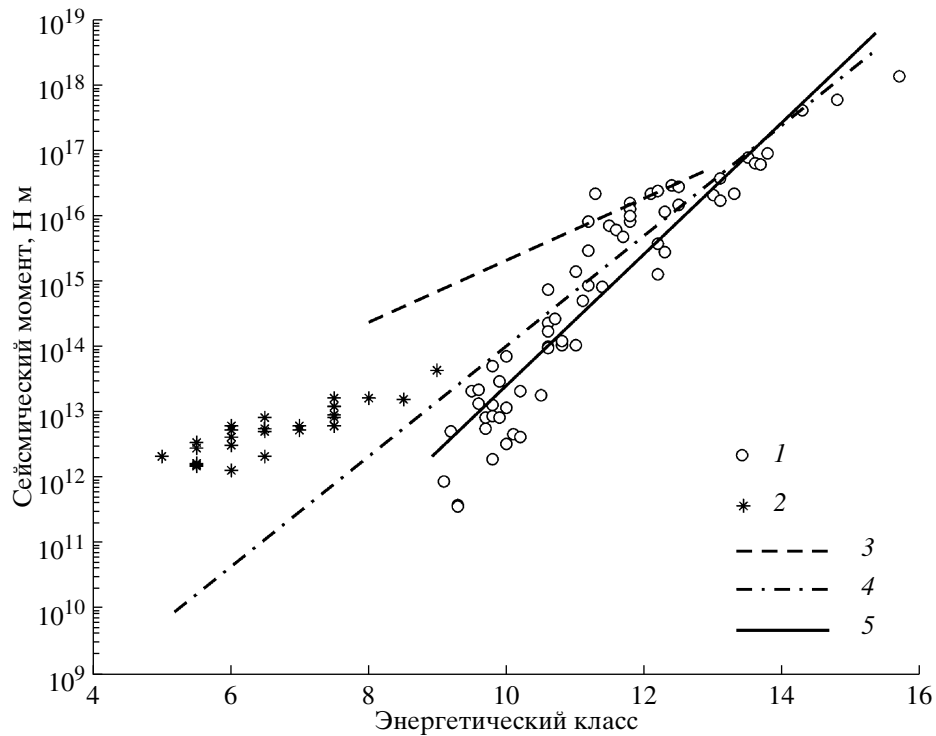


Рис. 6. Соотношение логарифма сейсмического момента M_0 и энергетического класса K_p для землетрясений БРС. Условные обозначения: 1 – данные, полученные в настоящей работе; 2–3 – результаты Л. Г. Данциг и Е.А. Штеймана соответственно [Данциг, 1981; Кочетков и др., 1985]; 4 – корреляционная зависимость Ю.В. Ризниченко [Ризниченко, 1985]; 5 – прямая регрессии, полученная в данной работе.

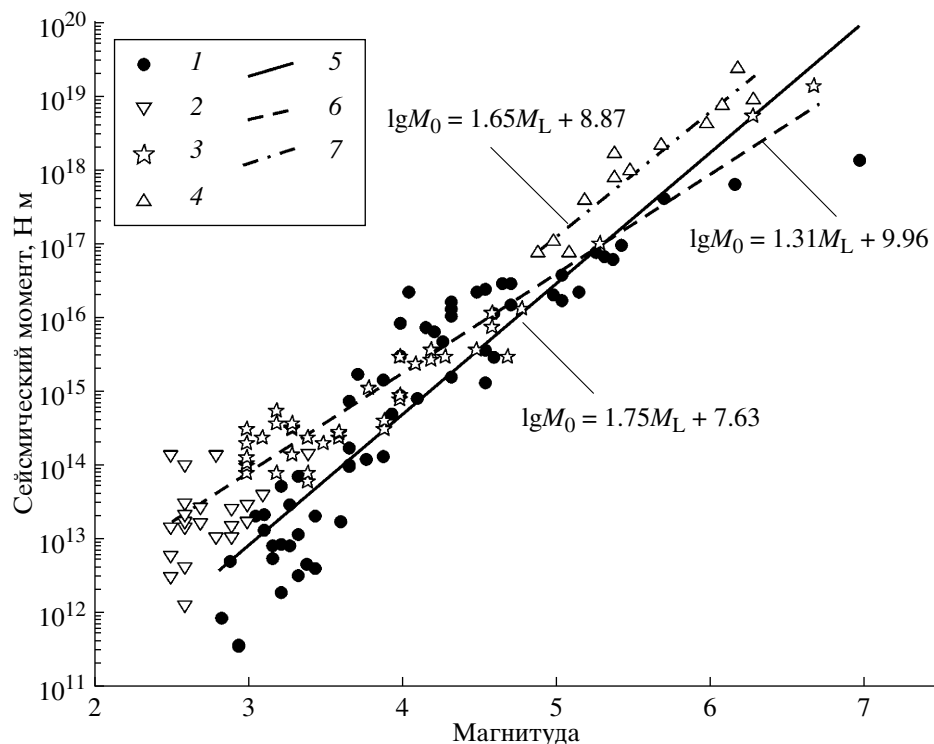


Рис. 7. Сопоставление соотношений логарифма сейсмического момента и локальной магнитуды ($\lg M_0 - M_L$) для некоторых рифтовых зон мира. Условные обозначения: 1 – Байкальская рифтовая система (настоящая работа); 2 – рифт Северного моря [Zobin, Navskov, 1995]; 3 – рифт Мертвого моря [Shapira, Hofstetter, 1993]; 4 – рифт Эгейского моря [Margaris, Hatzidimitriou, 2002]; 5–7 – прямые регрессии логарифма сейсмического момента и локальной магнитуды для БРС, рифтов Мертвого и Эгейского морей соответственно. Для каждой прямой на рисунке показано уравнение регрессии.

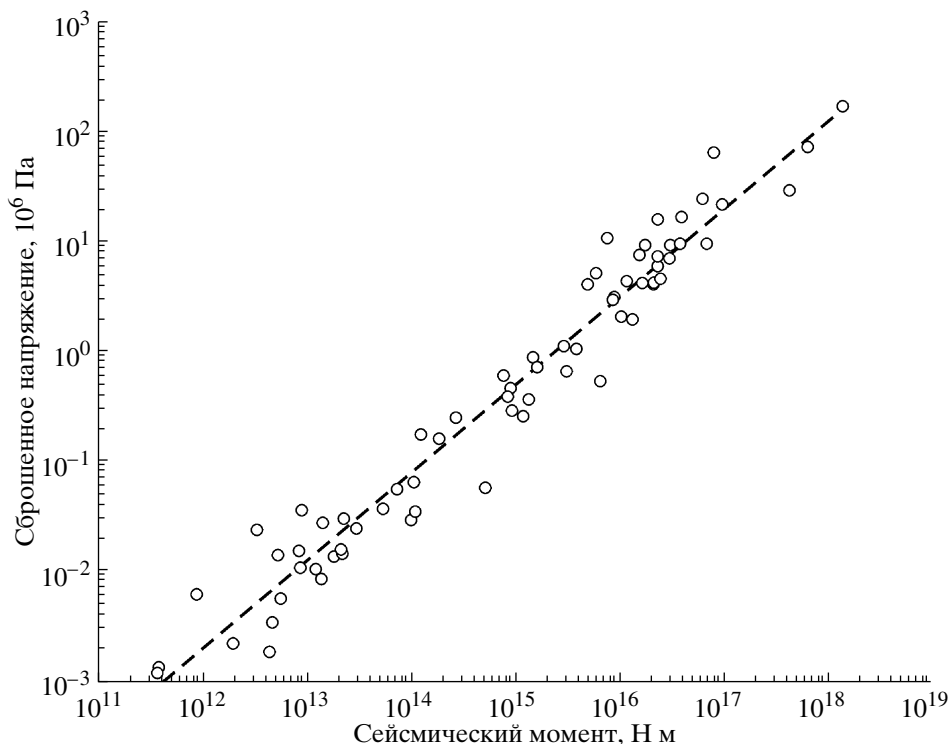


Рис. 8. Сопоставление значений логарифма сброшенного напряжения $\Delta\sigma$ и логарифма сейсмического момента M_0 для БРС. Пунктирной линией показана регрессионная прямая.

речь о том, что очаговые параметры землетрясений в рифтовых системах характеризуются определенной общностью, отражающей общие закономерности деструкции литосферы и сейсмичности в зонах растяжения литосферы.

Закон подобия сейсмического спектра (scaling law). Концепция подобия сейсмического спектра впервые была предложена К. Аки [Aki, 1967]. Она основана на предположении, что все землетрясения имеют постоянный сброс напряжений независимо от сейсмического момента, другими словами, форма сейсмического спектра меняется с величиной землетрясения согласно закону:

$$M_0 \propto f_c^{-\gamma}, \quad (18)$$

где $\gamma = 3$. Сопоставление сейсмических моментов, угловых частот и величин сброшенных напряжений для широкого ранга магнитуд показало, что закон подобия выполняется не всегда, и соотношение $M_0 \propto f_c^{-\gamma}$ зависит от тектонических условий, силы землетрясения, характера реализации сейсмической энергии (одиночное землетрясение, рой, афтершоковая последовательность) и др. По результатам исследований ряда авторов на основе соотношения $M_0 \propto f_c^{-\gamma}$ можно выделить три основных модели землетрясения: 1) классическая модель К. Аки [Aki, 1967] с постоянным сбросом напряжений [Hanks,

1977; Abercrombie, Leary, 1993 и др.]; 2) модель, для которой сброшенное напряжение является вариантом, $\gamma \neq 3$ [Archuleta et al., 1982; Shapira, Hofstetter, 1993; Zobin, Havskov, 1995 и др.] и 3) переходная модель, при которой для разных интервалов значений сейсмического момента и геометрических размеров источника существуют свои соотношения $M_0 \propto f_c^{-\gamma}$ [Jin et al., 2000]. На рис. 5а представлено соотношение сейсмических моментов M_0 (Н м) и радиусов источников r (км), обратно пропорциональных угловой частоте f_c (Гц), для исследуемых землетрясений. Видно, что соотношение сейсмических моментов и угловых частот для рассматриваемых землетрясений не удовлетворяет классическому закону подобия сейсмического спектра, а показатель степени $\gamma = 8.85$ согласно уравнению (13). С другой стороны также отмечается быстрый рост величины сброшенного напряжения с увеличением сейсмического момента (рис. 8).

Сброшенное напряжение характеризует отношение амплитуды смещения в очаге к его размерам:

$$\Delta\sigma \propto \frac{D}{r}. \quad (19)$$

В модели К. Аки сброшенное напряжение не зависит от величины сейсмического момента ($\Delta\sigma = \text{const}$), т.е. размер источника и величина подвижки должны быть связаны линейной зависимостью [Aki, 1967].

Соотношение величины дислокации и протяженности очага для исследуемых событий имеет вид:

$$\lg(D) = 6.85 \lg(r) + 0.17, \quad (20)$$

здесь амплитуда смещения по разлому D в см, радиус очага r в км ($R = 0.68$, $P_\alpha = 0.95$). Т.е. между амплитудой смещения и радиусом источника для рассматриваемых землетрясений существует нелинейная (степенная) зависимость. Нелинейная связь между амплитудой подвижки и геометрическими размерами разрыва (длина и ширина) также установлена В.В. Ружичем и С.И. Шерманом при статистической обработке результатов полевых наблюдений разломов БРС, Восточной Сибири, Монголии и других регионов [Ружич, Шерман, 1978]. Такой характер зависимости может быть объяснен относительным изменением упругих свойств среды для землетрясений разной величины. Т.е. при увеличении силы землетрясения, среда ведет себя уже не как хрупкое, а как упруго-вязкое (упруго-пластичное) тело, для которого отношение амплитуды подвижки к длине разрыва меняется нелинейно. Чем сильнее землетрясение, тем ниже вязкость среды и тем быстрее увеличивается амплитуда смещения с ростом размеров разрыва. Таким образом, для описания рассматриваемых землетрясений теоретическая модель К. Аки для однородного источника с постоянным сбросом напряжений не подходит.

Для группы слабых землетрясений ($M_w = 1.7-3.3$) наблюдаются очень низкие значения сброшенных напряжений – 10^3-10^4 Па. Низкие значения величин сброшенных напряжений могут быть связаны, во-первых, с низкими значениями сейсмического момента, и, во-вторых, с низкими значениями угловых частот. Как отмечено выше, сейсмический момент зависит от функции направленности излучения, но, поскольку абсолютное значение коэффициента $R_{\theta\phi}$ меняется в пределах от 0 до 1, его вариации все же не могут объяснить полученные экстремально низкие значения сброшенных напряжений. Занижение спектральной амплитуды и угловой частоты могло произойти также в результате использования постоянного значения добротности ($Q_s = 400$) вместо частотно-зависимой функции добротности $Q(f)$, что сделано в работах [Zobin, Havskov, 1995; Margaritis, Hatzidimitriou, 2002]. Это связано с тем, что до настоящего времени работ по определению частотно-зависимой модели затухания сейсмических волн для БРС не проводилось. Мы использовали представленные в работах [Zobin, Havskov, 1995; Margaritis, Hatzidimitriou, 2002] значения $Q(f)$, чтобы сделать примерную оценку изменения уровня спектра для разных моделей добротности. На рис. 3 сопоставлены спектры землетрясения 10 ноября 2006 г. в 18 ч. 14 мин. на разных сейсмических станциях, исправленные на неупругое затухание с учетом трех моделей добротности – 1) постоянная частотно-независи-

мая добротность, полученная В.Н. Гайским с соавторами для центральной части БРС землетрясений [Гайский и др., 1977]; 2) частотно-зависимая модель добротности для рифта Северного моря $Q = 121f^{0.89}$ [Zobin, Havskov, 1995] и 3) частотно-зависимая модель добротности для рифтов Эгейского моря $Q = 88f^{0.90}$ [Margaritis, Hatzidimitriou, 2002]. Как видно из рис. 3, использование частотно-зависимых моделей приводит к увеличению уровня спектральной амплитуды в области низких частот в среднем в 3–4 раза, и к уменьшению уровня спектра в 0.06–0.11 раз для высокочастотной области, что соответствует увеличению сейсмического момента и сброшенного напряжения в 3–4 раза. Значение угловой частоты для рассматриваемого события изменяется незначительно – на 0.12–0.5 Гц, что приводит к увеличению сброшенного напряжения в 1.2–2 раза. Таким образом, отсутствие в расчетах индивидуальной функции направленности излучения для слабых землетрясений и частотной зависимости затухания сейсмических волн полностью не объясняет полученные экстремально низкие значения сброшенных напряжений. Однако, известно, что большое влияние на запись слабого землетрясения оказывают не только эффекты затухания на пути распространения сейсмической волны, но и локальные характеристики коры непосредственно вблизи сейсмической станции (site-effect), для большинства станций БРС неизвестные. По этим причинам вывод об экстремально низких значениях сброшенных напряжений для слабых землетрясений БРС нельзя считать полностью доказанным. Вместе с тем низкие величины сброшенных напряжений, полученные нами, согласуются с данными о сбросе напряжений для ряда микроземлетрясений (магнитуда $M = 0.7-2.5$) в других регионах мира [Brune et al., 1991; Zobin, Havskov, 1995; Jin et al., 2000 и др.]. По мнению Д. Бруна [Brune et al., 1991], такое явление может объясняться неравномерным высвобождением напряжений на разрыве или скольжением с очень низкой скоростью по уже существующему разрыву. В любом случае этот вопрос для БРС требует специального исследования на более многочисленном материале слабых землетрясений с параллельным определением затухания сейсмических волн и амплитудно-частотных характеристик земной коры под сейсмическими станциями.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе спектрального анализа сейсмограмм были получены динамические параметры очагов региональных землетрясений БРС за период 2003–2006 гг. – сейсмический момент M_0 , моментная магнитуда M_w , радиус источника r , значение сброшенного напряжения $\Delta\sigma$ и амплитуда смещения D . Всего было проанализировано 363 спектра S -волн для

62 событий с энергетическими классами $K_p = 9.1-15.7$ на эпицентральных расстояниях 70–1000 км.

Результаты исследования динамических параметров очагов землетрясений БРС и сопоставление их с данными для рифтовых зон и других сейсмически активных регионов позволили нам сделать следующие главные выводы:

1). Хорошая согласованность данных о динамических параметрах землетрясений для разных рифтовых зон позволяет говорить о существовании общих закономерностей деструкции литосферы и сейсмичности в зонах растяжения литосферы.

2). Полученное соотношение между сейсмическим моментом и угловой частотой свидетельствует о том, что закон подобия сейсмического спектра К. Аки не выполняется для землетрясений БРС.

3). Для группы слабых землетрясений ($M_w = 1.7-3.3$) наблюдаются экстремально низкие значения сброшенных напряжений – 10^3-10^4 Па, что может объясняться особенностями процесса разрушения в источнике [Brune et al., 1991]. Вместе с тем, данный вопрос требует более детального исследования.

В целом, полученные результаты дают принципиально новую информацию об очагах землетрясений Байкальской рифтовой системы. Определен ряд эмпирических уравнений, связывающих основные параметры очага землетрясения, такие как магнитуда, энергетический класс, сейсмический момент, радиус источника, амплитуда подвижки и величина сброшенного напряжения. Данные уравнения могут использоваться для быстрой оценки динамических характеристик очагов землетрясений БРС. При этом необходимо подчеркнуть, что полученные уравнения не могут быть экстраполированы для событий вне диапазона энергетического класса $K_p = 9.1-15.7$.

Автор благодарит д-ра геол.-мин. наук В.И. Мельникову за постановку задачи исследования и критические замечания; Байкальский филиал ГС СО РАН и лично Н.А. Гилеву и канд. геол.-мин. наук В.В. Чечельницкого за предоставленные цифровые записи землетрясений и информацию о характеристиках сейсмических станций и региональном формате цифровых записей; Н.Н. Дреннову за консультацию; канд. геол.-мин. наук В.А. Санькова и д-ра геол.-мин. наук С.И. Шермана за полезные советы и поддержку при работе над статьей. Особую благодарность автор выражает анонимному рецензенту за ценные конструктивные замечания, способствовавшие улучшению статьи.

В работе использовались каталоги и цифровые записи землетрясений, полученные Байкальским филиалом ГС СО РАН.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 16.8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир. 1983. 520 с.

Аптекман Ж.Я., Белавина Ю.Ф., Захарова А.И., Зобин В.М., Коган С.Я., Корчагина О.А., Москвина А.Г., Поликарпова Л.А., Чепкунас Л.С. Спектры Р-волн в задаче определения динамических параметров очагов землетрясений. Переход от стационарного спектра к очаговому и расчет динамических параметров очага // Вулканология и сейсмология. 1989. № 2. С. 66–79.

Арефьев С.С. Ступенчатость спектров близких землетрясений. Макросейсмические и инструментальные исследования сильных землетрясений. Вопросы инженерной сейсмологии / Под ред. Шебакина Н.Н. М. 1985. С. 134–141.

Гайский В.Н., Данциг Л.Г., Дергачев А.А. Данные детальных сейсмологических исследований в Баргузинском районе Байкальской рифтовой зоны. Континентальный рифтогенез / Под ред. Зверева С.М., Логачева Н.А. М.: Сов. Радио. 1977. С. 65–69.

Голенецкий С.И., Новомейская Ф.В. О мощности земной коры по наблюдениям на сейсмических станциях Прибайкалья. Байкальский рифт. Вып. 2 / Под ред. Флоренсова Н.А. Новосибирск: Наука. Сибирское Отделение. 1975. С. 34–43.

Дагестанское землетрясение 14 мая 1970 г. Сейсмология, геология, геофизика / Под ред. Амирханова Х.И. М.: Наука. 1980. 220 с.

Данциг Л.Г. Спектры смещений объемных волн и параметры очагов слабых землетрясений Баргузинского района Байкальской рифтовой зоны. Сейсмические исследования Восточной Сибири / Под ред. Рогожиной В.А. М.: Наука. 1981. С. 43–48.

Захарова А.И., Москвина А.Г., Чепкунас Л.С. Очаговые параметры Дагестанского землетрясения 14 мая 1970 г. // Физика Земли. 1990. № 2. С. 30–41.

Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации ОСР-97. М-б 1 : 8000000. М.: ИФЗ РАН. 1999. Комплект из трех карт и объяснительная записка на 57 с.

Кочетков В.М., Боровик Н.С., Солоненко А.В. и др. Детальные сейсмологические исследования в Северомуйском районе. Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность / Под ред. Соловьева С.Л. Новосибирск: Наука. 1985. С. 123–180.

Масальский О.К., Чечельницкий В.В., Гилева Н.А. Современное состояние сейсмических наблюдений в Прибайкалье. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Второй международной сейсмологической школы / Под ред. Уткина В.И. Обнинск: ГС РАН. 2007. С. 140–144.

Мельникова В.И. Деформационные параметры земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным. Автореферат дисс. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН. 2008. 37 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 сейсмоструктурных деформаций земной коры Байкальской рифтовой зоны по сейсмологическим данным // Докл. РАН. 2007. Т. 416. № 4. С. 543–545.
- Мишарина Л.А., Солоненко Н.В.* Механизм очагов и поле тектонических напряжений. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Под ред. Солоненко В.П. Новосибирск: Наука. Сибирское Отделение. 1977. С. 71–78.
- Москвина А.Г.* Механизм и параметры очага Могодского землетрясения 5 января 1967 г. и его афтершоков // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1978. № 1. С. 3–17.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Под ред. Кондорской Н.В., Шебалина Н.В. М.: Наука. 1977. 536 с.
- Радзиминович Н.А., Бальшев 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., Мельникова В.И.* Прибайкалье и Забайкалье. (VII. Каталоги механизмов очагов по регионам и территориям). Землетрясения Евразии в 1999 г. / Под ред. Старовойта О.Е. Обнинск: ФООП. 2005. 368 с. CD:\Appendix\T 13_Baykal_99.xls.
- Раутиан Т.Г.* Затухание сейсмических волн и энергия землетрясений. Тр. ТИСС АН ТаджССР. 1960. № 7. С. 41–96.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. М.: Наука. 1985. 408 с.
- Ризниченко Ю.В., Джигладзе Э.А., Болквадзе И.Н.* Спектры колебаний и параметры очагов землетрясений Кавказа. Исследования по физике землетрясений / Под ред. Ризниченко Ю.В. М.: Наука. 1976. С. 74–87.
- Ружич В.В., Шерман СИ.* Оценка связи между длиной и амплитудой разрывных нарушений. Динамика земной коры Восточной Сибири / Под ред. Кашика С.А. Новосибирск: Наука. Сибирское Отделение. 1978. С. 52–57.
- Саньков В.А., Леви К.Г., Кале Э., Девершер Ж., Лесне О., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Буддо В.Ю., Залуцкий В.Т., Башкуев В.Ю.* Современные и голоценовые горизонтальные движения на Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 3. С. 422–430.
- Солоненко А.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Козьмин Б.М., Кучай О.А., Суханова С.С.* Напряжения и подвижки в очагах землетрясений Сибири и Монголии. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып.1 / Под ред. Уломова В.И. М.: ОИФЗ РАН. 1993. С. 113–122.
- Шерман СИ., Днепровский Ю.И.* Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. Новосибирск: Наука. Сибирское Отделение. 1989. 158 с.
- Abercrombie R.E., Leary P.C.*, Source parameters of small earthquakes recorded at 2.5 km depth, Cajon Pass, southern California: implications for earthquake scaling // Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. P. 1511–1514.
- Aki K.* Generation and propagation of G waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964: Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy and stress drop from the G wave spectra // Bull. Earthq. Res. Inst., Univ. Tokyo. 1966. V. 44. P. 73–88.
- Aki K.* Scaling law of seismic spectrum // J. Geophys. Res. 1967. V. 72. № 4. P. 1217–1231.
- Archuleta R.J., Cranswinck E., Mueller C, Spudich P.* Source parameters of the 1980 Mammoth Lakes, California earthquake sequence // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 4995–1607.
- Brune J.N., Fletcher J, Vernon F.* The low stress drop earthquake recorded by the Anza digital network of California. Earthquake Source Dynamics / Das S., Doat W., Scholz C.H. (ed.) 1991. Beijing: Seismological Press. P. 226–236.
- Brune J.N.* Correction: “Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes” // J. Geophys. Res. 1971. V. 76. № 20. P. 5002.
- Brune J.N.* Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes // J. Geophys. Res. 1970. V. 75. № 26. P. 4997–5009.
- Dobrynina A.A.* Source parameters of the Baikal rift system earthquakes // Geophysical Research Abstracts. 2008. V. 10. SRef-ID: 1607–7962/gra/EGU2008-A-06055.
- Douglas B.M., Ryall A.* Spectral characteristics and stress drop for microearthquakes near Fairview Peak, Nevada // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. № 2. P. 351–359.
- Fletcher J.B.* A Comparison between the Tectonic Stress Measured in situ and Stress Parameters from Induced Seismicity at Monticello Reservoir, South Carolina // Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 6931–6944.
- Hanks T.* Earthquake stress-drops, ambient tectonic stress and stress that drive plates // Pure Appl. Geophys. 1977. V. 115. P. 441–458.
- Hanks T., Wyss M.* The use of body-wave spectra in the determination of seismic-source parameters // Bull. Seism. Soc. Am. 1972. V. 62. P. 561–589.
- Haskell N.* Total energy and energy spectral density of elastic wave radiation from propagating faults // Bull. Seism. Soc. Am. 1964. V. 54. P. 1811–1841.
- Jin A., Moya C A., Ando M.* Simultaneous determination of site responses and source parameters of small earthquake along the Atotsugawa fault zone, central Japan // Bull. Seism. Soc. Am. 2000. V. 90. P. 1430–1445.
- Kanamori H.* The energy release in great earthquakes // J. Geophys. Res. 1977. V. 82. P. 2981–2987.
- Kanamori H.* The nature of seismicity pattern before large earthquakes. In: Earthquake Prediction – An International Review // Trans. Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser. 1981. V. 4. P. 1–19.
- Logatchev N.A., Florensov N.A.* The Baikal system of rift valleys // Tectonophysics. 1978. № 45. P. 1–13.
- Margaris B.N., Hatzidimitriou P.M.* Source Spectral Scaling and Stress Release Estimates Using Strong-Motion Records in Greece // Bull. Seism. Soc. Am. 2002. V. 92. № 3. P. 1040–1059.

- Parolai S., Bindi D., Trojani L.* Site response for the RSM seismic network and source parameters in the Central Apennines (Italy) // *Pure and app. Geophys.* 2001. V. 158. P. 695–715.
- San'kov V.A., Miroshnichenko A.I., Levi K.G., Lukhnev A.V., Melnikov A.I., Delvaux D.* Cenozoic stress field evolution in the Baikal rift zone // *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod. Elf Aquitaine.* 1997. V. 21. № 2. P. 435–455.
- Sato K., Masuda T.* Precursory change of spectral characteristics before the 1978 Miyagiken-oki earthquake // *Sci. Rep. Tohoku Univ.* 1981. V. 27. № 5. P. 95–109.
- Shapira A., Hofstetter A.* Source parameters and scaling relationships of earthquakes in Israel // *Tectonophysics.* 1993. V. 217. P. 217–226.
- Thatcher W., Hanks T.* Source parameters of Southern California earthquakes // *J. Geophys. Res.* 1973. V.78. P. 8547–8576.
- Trifunac, M.D.* Tectonic stress and the source mechanics of the Imperial Valley, California, Earthquake of 1940 // *Bull. Seism. Soc. Am.* 1972. V. 62. P. 1283-1302.
- Vidale J.E.* Influence of focal mechanism on peak ground accelerations of strong motions of the Whittier Narrows, California, earthquake and an aftershock // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 9607–9613.
- Zobin V.M., Havskov J.* Source spectral properties of small earthquakes in the northern North Sea // *Tectonophysics.* 1995. V. 248. P. 207–218.