

УДК 550.34.042+551.243

## ОЦЕНКИ ЭНЕРГИИ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЛИТОСФЕРЫ БАЙКАЛЬСКОЙ РИФТОВОЙ ЗОНЫ

© 2013 г. А. В. Ключевский, В. М. Демьянович, В. И. Джурик

*Институт земной коры СО РАН*

*664033 Иркутск-33, ул. Лермонтова, 128, e-mail: akluhev@crust.irk.ru*

Поступила в редакцию 02.06.2011 г.

Оценки и сопоставление энергии сейсмостектонических деформаций литосферы Байкальской рифтовой зоны (БРЗ), определенной по данным о сильных землетрясениях с магнитудой  $M \geq 6$  за период инструментальных наблюдений (1950–2002 гг.), исторический период продолжительностью 210 лет (1740–1949 гг.) и палеосейсмогеологическим материалам за последние две тысячи лет, указывают на адекватность гипотезы стационарного сейсмического процесса. Расположение максимумов выделенной за исследуемые интервалы времени плотности потока энергии сейсмостектонических деформаций свидетельствует, что основные разрушения литосферы происходили примерно в одних и тех же областях, которые можно соотнести с концентраторами напряжений. Изолинии повышенного уровня плотности потока энергии сейсмостектонических деформаций протягиваются вдоль рифтовых структур с юго-запада на северо-восток Байкальского региона, и это позволяет рассматривать литосферу БРЗ как протяженную зону неоднородной усиленной энергетической разгрузки эндогенных геотектонических процессов. Оценена мощность сейсмостектонических процессов, отражающих сброс эндогенной энергии посредством землетрясений. Выделение областей дефицита энергии сейсмостектонических деформаций литосферы (“энергетических брешей”) является важным шагом в рамках долгосрочного решения проблем обеспечения сейсмической безопасности в Байкальском регионе.

DOI: 10.7868/S0203030613030036

### ВВЕДЕНИЕ

Как отмечено В.И. Арнольдом [2004, с. 13], “во многих упругих конструкциях при одинаковых внешних нагрузках возможно несколько положений равновесия”. Если рассматривать литосферу как упругую деформированную пластину, то, по аналогии, можно ожидать наличие нескольких состояний равновесия и переходов между ними, названных в Байкальском регионе “геодинамическими перестройками” в модели динамики напряжений с бифуркацией трехкратного равновесия [Ключевский, 2007, 2012; Klyuchevskii, 2010]. Такие свойства упругой литосферы соответствуют феноменологической модели стационарного сейсмического процесса, когда при постоянном деформировании литосферы Земли регулярно происходят “перестройки структуры среды” и возникают неустойчивые состояния блоков разного иерархического уровня [Садовский и др., 1987]. Поведение системы блоков рассматривается как своего рода “самоорганизация” литосферы, направленная на эффективную диссипацию поступающей эндогенной энергии. Тектонические напряжения в пределах “нагружаемых” блоков распределяются неравномерно, концентрируясь на неоднородностях структур низшей иерархии, а из-за неоднородности поля напряжений деформации также неоднородны и локализуются в кон-

центраторах, поскольку напряжения в этих областях раньше, чем в других областях, достигают предельных значений [Гончаров и др., 2005]. Аналогичным образом изменяется энергетическое состояние среды, а при достижении предельной величины “энергетической прочности” существенно повышается вероятность реализации сильного землетрясения [Ризниченко, Артамонов, 1975]. Установленные свойства деформируемой литосферы Земли позволяют рассматривать ее как открытую самоорганизующуюся в процессе непрерывной подпитки эндогенной энергией и веществом неустойчивую диссипативную систему [Короновский, 2006; Проблемы ..., 1999; Пушаровский, 2005; Садовский и др., 1987; Фундаментальные проблемы ..., 2001; Keilis-Borok, 1990; Sornette et al., 1990]. Строгая математическая модель таких систем не разработана, поскольку полностью детерминированное механическое описание поведения среды, имеющей блоковое неоднородно-иерархическое строение и неустойчивую динамику, является неразрешимой задачей: такие свойства литосферы требуют для своего описания статистических методов и методов нелинейной геодинамики. Поэтому “... представляются естественными предпринятые в некоторых работах попытки связать проявления сейсмичности с такой обобщенной по своей природе

характеристикой, как энергия” [Садовский и др., 1987, с. 86].

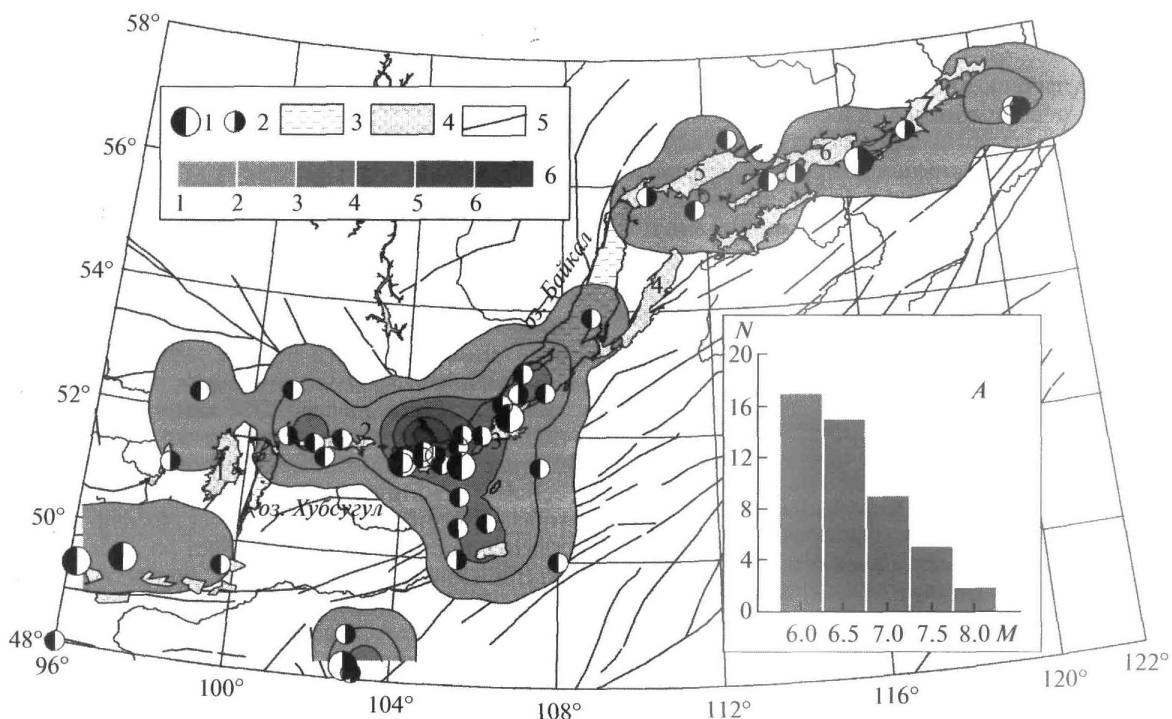
В энергетическом балансе литосферы особую роль играют сейсмотектонические деформации, возникающие из-за неспособности неразрушающих диссипативных процессов релаксировать поступающую эндогенную энергию. Энергию сейсмотектонических деформаций можно оценить по данным о сильных землетрясениях, которые обычно ассоциируются с прерывистыми перемещениями блоков по уже существующим разломам. Полагают [Jackson et al., 1995], что смещения на основном разломе доминируют относительно других разломов и соответствующие им сильные землетрясения на основном разломе происходят квазипериодически. Это приводит к формированию “сейсмических брешей” [Федотов, 1965], которые определяются как районы, где сильные землетрясения в период наблюдений пока не происходили, но где может произойти такое землетрясение как, например, землетрясение 1999 г. в Измире (Турция) [Turcotte, Malamud, 2002]. Смещение вдоль поверхности разлома приводит к диссипации накопленной в среде “сейсмогенной” [Ризниченко, 1968] энергии  $E_0$ , которая при землетрясении расходуется на создание поверхности разрыва и деформации в его окрестности (энергия сейсмотектонических деформаций  $E_D$ ), частично преобразуется в тепло непосредственно на разрыве (тепловая энергия  $E_T$ ) и рассеивается в виде упругих сейсмических колебаний (сейсмическая энергия  $E$ ). Используемая для оценки величины землетрясений сейсмическая энергия  $E$  составляет небольшую часть  $E_0$  (порядка 1% [Николаевский, 1982; Садовский и др., 1987]), а отношение энергий  $\eta = E/E_0$  характеризует “коэффициент сейсмического действия” [Аки, Ричардс, 1983; Ризниченко, 1985]. Для сильных землетрясений Байкальского региона с энергетическим классом  $K_p = 11, 14$  и  $17$  отношение сейсмической энергии к энергии сейсмотектонических деформаций равно  $E/E_D \approx 0.002\%$ ,  $0.037\%$  и  $0.59\%$  соответственно [Ключевский, 2006]. При разрушении образцов неоднородных материалов установлено, что мощность сейсмического процесса самым существенным образом зависит от энергии, подкачиваемой в материал и идущей на его деформацию [Виноградов, 1975]. Эта зависимость имеет линейный вид в широком диапазоне скоростей деформации, указывая, что нормированная во времени и пространстве энергия сейсмотектонических деформаций (т.е. мощность) может быть применена для характеристики эндогенных тектонических процессов. Плотность мощности эндогенных процессов является фундаментальным параметром, задающим функцию источников энергии сейсмического режима в теоретической континуальной модели пространственно-вре-

менного хода энергетике сейсмичности [Ризниченко, 1968].

В настоящей работе сейсмические моменты сильных землетрясений использованы для оценки энергии сейсмотектонических деформаций литосферы Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) по сейсмологическим и сейсмогеологическим данным, полученным за полувековой период инструментальных наблюдений (1950–2002 гг.), исторический период продолжительностью 210 лет (1740–1949 гг.) и палеосейсмогеологическим материалам последних двух тысячелетий. Сопоставление плотности потока энергии сейсмотектонических деформаций, выделенной за различающиеся почти на порядок интервалы времени, позволяет проверить адекватность гипотезы стационарности сейсмического процесса. Мощность сейсмотектонических процессов, равная отношению энергии сейсмотектонических деформаций к длительности наблюдений, дает возможность охарактеризовать интенсивность подпитки литосферы БРЗ эндогенными тектонофизическими источниками. Такой подход к имеющимся данным впервые реализуется нами и ориентирован на понимание и учет основных закономерностей сейсмотектонического деформирования литосферы БРЗ при долгосрочном решении проблем обеспечения сейсмической безопасности в Байкальском регионе.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Работа выполнена по материалам “Каталога землетрясений Прибайкалья”, в котором сотрудниками группы сводной обработки сейсмических наблюдений Байкальского филиала ГС СО РАН представлены основные сведения о землетрясениях Байкальского региона ( $\varphi = 48^\circ\text{--}60^\circ$  с.ш.,  $\lambda = 96^\circ\text{--}122^\circ$  в.д.). При оценке энергии сейсмотектонических деформаций использованы сильные землетрясения с магнитудой  $M \geq 6$  за период инструментальных наблюдений (1950–2002 гг.) и исторический период (1740–1949 гг.) [Голенецкий и др., 1993]. Известно [Bonilla, 1988], что минимальная магнитуда землетрясения, при котором возникает поверхностное разломообразование, не менее  $M_l \approx 5$  и, следовательно, рассматриваемые нами землетрясения могут создавать сейсмотектонические деформации на поверхности Земли. В период инструментальных наблюдений такие землетрясения регистрировались без пропусков в Байкальском регионе, а ошибки в определении координат эпицентров не превышали 50 км [Голенецкий и др., 1993]. Координаты эпицентров некоторых исторических событий Байкальского региона определены с погрешностью до единиц градусов [Новый каталог ..., 1977] и вполне вероятно, что часть землетрясений исторического пе-



**Рис. 1.** Карта эпицентров сильных землетрясений Байкальского региона с  $M \geq 6$ , изолиний их плотности и гистограмма распределения количества землетрясений по магнитуде.

1 и 2 – эпицентры сильных землетрясений исторического (1) и инструментального (2) периода (крупные кружки соответствуют землетрясениям с магнитудой  $M > 7.0$ , мелкие –  $6.0 \leq M \leq 7.0$ ), 3 – озера, 4 – впадины (1 – Хубсугульская, 2 – Тункинская, 3 – Южно-Байкальская, 4 – Баргузинская, 5 – Верхнее-Ангарская, 6 – Муйская, 7 – Чарская), 5 – разломы, 6 – шкала изолиний плотности землетрясений.

риода была пропущена. Такая неравноценность качества материала послужила причиной рассмотрения исследуемой сейсмичности отдельно по периодам (инструментальный, исторический) и использования при построении карт плотности крупных квадратных площадок осреднения данных величиной  $10^4 \text{ км}^2$ . По инструментально-историческим материалам анализируется интервал времени свыше 260 лет, который больше длительности сейсмического цикла (около 220 лет), оцененного по повторяемости сильнейших землетрясений Байкальского региона [Ключевский и др., 2005]. С целью расширения временных рамок исследований по литературным источникам [Геология ..., 1985; Землетрясения ..., 1985; Молнар и др., 1995; Новый каталог ..., 1977; Сейсмическое районирование ..., 1977; Сейсмогеология ..., 1981; Смекалин, 2000; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007] составлена сводка данных об основных сейсмодислокациях и палеоземлетрясениях Байкальского региона с магнитудой  $M \geq 6$  и возрастом до двух тысяч лет (таблица). Согласно источникам приведенные в сводке данные характеризуют сейсмодислокации, возникшие после палеоземлетрясений, эпицентры которых

соответствуют центру видимой поверхностной деформации, а для обновленных Цэцэрлэгской и Болнайской разломных структур – эпицентрам одноименных катастрофических землетрясений.

На карте эпицентров землетрясений (рис. 1) наблюдается довольно равномерное распределение вдоль БРЗ сильных сейсмических событий инструментального периода и концентрация сильных исторических землетрясений в южной части озера Байкал. Для общей характеристики анализируемых материалов на рис. 1 представлены изолинии плотности эпицентров всех используемых землетрясений и гистограмма их распределения по магнитуде (см. рис. 1А). Область повышенной плотности эпицентров расположена в центральной части карты и формируется, в основном, землетрясениями исторического периода. Однако протяженная зона и максимум плотности эпицентров на северо-востоке региона создается преимущественно сейсмичностью инструментального периода. Судя по гистограмме (см. рис. 1А), в выборке недостаточно полно представлены землетрясения с  $M = 6$ . Наблюдаемое на рис. 1 распределение землетрясений по площади и магнитуде свидетельствует о высочай-

Сводка данных об основных сейсмодислокациях и палеоземлетрясениях Байкальского региона (магнитуда  $M \geq 6$ , возраст до двух тысяч лет)

№ п/п	Географическое название сейсмодислокаций	Координаты эпицентров палеоземлетрясений		Генетический тип	Длина, км	Амплитуда смещения, м		Возраст, лет	Интенсивность $I_0$ , баллы	M	Источники
		$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$			Вертикал.	Горизонт.				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1	Алла	54.68	110.69						9	6.5	[Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
2	Амнунда	55.92	114.03	сброс	12	3.5(2)		700–1500	9	6.7	[Геология ..., 1985; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
3	Аргукан	57.36	119.96	сбросо-сдвиг	3.5	0.5–1	Левый, 1	100–300	9	6.7	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Чипизубов, 2007]
4	Анга	52.80	106.30	сброс	3.5	35		700–1500	9–10	7.2	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
5	Аральская	53.53	107.55	сброс	2.0	25–30		700–1500	9–10	7.1	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
6	Аршанская	51.91	102.43	сбросо-сдвиг	6	1.3		1020–1340	10	7.2	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 2000; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
7	Бабха	51.45	103.98	сброс	15	9		150–300	10	7.7	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
8	Баронка	56.45	117.05	взбросо-сдвиг	7.5	{8–10}	Левый, 12	300–700	10	7.0	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Чипизубов, 2007]
9	Большереченская	54.66	109.78	сброс	1.0	{5–10}		700–2000	8–9	6.1	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Сейсмогеология ..., 1981]
10	Восточно-Саянская 4	51.83	103.31	взбросо-сдвиг	40	0.5	Левый, 1	1800	10	7.4	[Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
11	Восточно-Саянская 5	51.72	103.68	взбросо-сдвиг	46	1,0	Левый, 5	600	8–9	6.0	[Хромовских, 1995;]
12	Восточно-Саянская 6	51.72	103.68	сброс	5	2		400	8–9	6.0	[Хромовских, 1995;]
13	Верхнесаянская	56.75	117.78	сброс	5			300–700	9	6.3	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1993; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
14	Верхнеягнуканская	56.15	112.87	сброс	9	3 (1.5)	Левый	700–2000	10	6.6	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]



Таблица. Продолжение

№ п/п	Географическое название сейсмодислокаций	Координаты эпицентров палеоземлетрясений		Генетический тип	Длина, км	Амплитуда смещения, м		Возраст, лет	Интенсивность $I_0$ , баллы	M	Источники
		$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$			Вертикал.	Горизонт.				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
15	Гусинозерская	51.13	106.25	сброс	2–3	8(4,5–6,5)		300–700	8–9	6.3	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
16	Грамна	55.83	109.03	сброс	5	18		300–700	9–10	7.3	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
17	Дзелинда	56.09	110.62	сброс	20	6		300–700	9	6.9	[Геология ..., 1985; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
18	Довачан	56.36	117.38	сбросо-сдвиг	12	7	Левый, {10–12}	100–300	10–11	7.2	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Чипизубов, 2007]
19	Дырен	54.86	110.96	сброс	10	{15–20}		700–2000	9–10	7.1	[Геология ..., 1985; Сейсмическое ..., 1977; Сейсмогеология ..., 1981]
20	Забит	52.17	99.72	взброс	3	2		150–300	9	6.8	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
21	Истокская	52.16	106.25	сброс	10	12		100–300	9	6.5	[Сейсмическое ..., 1977; Сейсмогеология ..., 1981; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
22	Итыкит	56.27	113.45	сброс	10	5		250–300	9	6.6	[Геология ..., 1985; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
23	Кичерская	56.02	110.09	сброс	26	4–6		100–700	9	6.9	[Геология ..., 1985; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
24	Ковоктинская	56.12	113.03	сброс	28	8(4)		300–700	9	7.0	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
25	Котельниковская	55.05	108.91	сброс	3	1.5		100–300	8–9	6.3	[Геология ..., 1985; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
26	Кудули	57.01	121.28	сброс	1.0	2		100–150	8–9	5.9	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]

Таблица. Продолжение

№ п/п	Географическое название сейсмодислокаций	Координаты эпицентров палеоземлетрясений		Генетический тип	Длина, км	Амплитуда смещения, м		Возраст, лет	Интенсивность $I_0$ , баллы	M	Источники
		$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$			Вертикал.	Горизонт.				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
27	Кемен	56.72	118.65	сброс	4.0	{12.5}		700–2000	9–10	6.7	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Чипизубов, 2007]
28	Китой-Кинская	52.08	102.48	взброс	4	17		700–1500	9–10	7.2	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Чипизубов, 2007]
29	Красноярская	52.41	105.86	сброс	3	20		700–2000	9–10	7.2	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
30	Медведь	56.52	119.46	сброс	4.0	5.0	Правый	700–2000	8–9	6.4	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995]
31	Муяканская	56.17	113.8	сброс	31	7(2.5)		700–2000	9	7.0	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
32	Малочивыркуйская	53.66	109.50	сброс	17	3.0		300–700	10	7.2	[Сейсмическое ..., 1977; Сейсмогеология ..., 1981; Чипизубов, 2007]
33	Нестериха	53.67	109.69	сброс	1.2	2.8		300–700	8–9	6.3	[Сейсмическое ..., 1977; Сейсмогеология ..., 1981; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
34	Нижнеингамакитская	56.56	118.29	сброс	1	1.5(0.5)		100–150	8–9	6.0	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
35	Намаракитская	56.17	116.83	сброс	18	{10}		700–2000	10	7.4	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Чипизубов, 2007]
36	Наледная	55.53	108.89	сброс	4	2.5		700–2000	9	6.2	[Геология ..., 1985; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
37	Окинская	52.80	100.00	сброс	24	1.5	Левый	100–300	9	6.9	[Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]

Таблица. Продолжение

№ п/п	Географическое название сейсмологических локаций	Координаты эпицентров палеоземлетрясений		Генетический тип	Длина, км	Амплитуда смещения, м		Возраст, лет	Интенсивность $I_0$ , баллы	M	Источники
		$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$			Вертикал.	Горизонт.				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
38	Олня	55.76	113.43	сбросо-сдвиг	29	6(2.5-3)	Левый, 7	700-1500	9	7.0	[Геология ..., 1985; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
39	Огней	56.4	111.91	Сброс	2.4	4		>200	9	6.5	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
40	Олокитская	56.53	110.26		2.2			700-2000	9	6.5	[Геология ..., 1985; Чипизубов, 2007]
41	Парамская	56.63	115.43	Сброс	21	3-4	Левый	700-1500	9	6.9	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995]
42	Посольская-3	51.92	106.15					800-1200	9	6.5	[Сейсмическое ..., 1977; Сейсмогеология ..., 1981; Хромовских, 1995]
43	Посольская-4	51.92	106.15					800-1200	9	6.5	[Новый ..., 1977; Хромовских, 1995]
44	Посольская-5	51.92	106.15					600-1000	9	6.5	[Хромовских, 1995]
45	Посольская-6	51.92	106.15					1250-1400	9	6.5	[Хромовских, 1995]
46	Приморская	52.25	105.63	сброс	4	12		700-2000	9-10	7.2	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
47	Саранхур	54.17	110.14	сбросо-сдвиг	1.5	{11}	Левый, 2-3	300-700	8-9	6.4	[Геология ..., 1985; Сейсмогеология ..., 1981; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
48	Сарма	53.13	106.85	сброс	6.0	2.0		150-300	9	6.5	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
49	Солонцовая	54.10	108.25	сброс	30	10-20 (до 3)	Правый	300-700	9	7.0	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
50	Среднекедровая	54.43	108.51	сброс	9	8-10(2-4)		300-700	9	6.6	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]

Таблица. Продолжение

№ п/п	Географическое название сейсмодислокаций	Координаты эпицентров палеоземлетрясений		Генетический тип	Длина, км	Амплитуда смещения, м		Возраст, лет	Интенсивность $I_0$ , баллы	M	Источники
		$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$			Вертикал.	Горизонт.				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
51	Сухитке	54.74	110.74	сброс	12	{13.5}		300–700	8–9	6.6	[Геология ..., 1985; Сейсмическое ..., 1977; Сейсмогеология ..., 1981; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
52	Сюльбанская	56.61	117.22	взброс	7	8		150–300	9	6.5	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
53	Среднесауканская	56.86	117.94	сброс	2.5	4–6	Левый, 4.6	700–2000	9	5.9	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
54	Сархой	52.20	99.42	сброс	2	2		300–700	9	6.7	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Чипизубов, 2007]
55	Святоноская	53.64	108.79	сброс	25	8–10		300–700	10–11	7.8	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Сейсмогеология ..., 1981]
56	Солзан	51.41	104.11	сброс	5.8	10		700–2000	10	7.4	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
57	Таксимская	56.42	114.95	сброс	15	21(4–8)		300–700	9	6.8	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
58	Тилишминская	55.75	115.25	сброс	15	15(1–2)		700–1500	9	6.8	[Геология ..., 1985; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
59	Торская-3	51.69	103.01		4	2.3–3		700	9	6.6	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]

Таблица. Продолжение

№ п/п	Географическое название сейсмологических локаций	Координаты эпицентров палеоземлетрясений		Генетический тип	Длина, км	Амплитуда смещения, м		Возраст, лет	Интенсивность $I_0$ , баллы	M	Источники
		$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$			Вертикал.	Горизонт.				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
60	Тустук	52.35	100.40	сброс	6.0	4.0		150–300	9	6.9	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
61	Танхойская	51.42	105.26	сброс	4.0	12		>500	10	6.7	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских и др., 1993]
62	Тологой	52.49	99.51	сброс	5	20		150–300	9	6.9	[Новый ..., 1977; Сейсмическое..., 1977]
63	Тонга	52.88	106.44	сброс	3.5	40		700–1500	9–10	7.2	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
64	Усмун	56.17	115.50	сброс	12	3–4		200	10	6.8	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
65	Ульто	56.30	114.83	взброс?	3.0	1.5(1–1.2)		100–300	8–9	6.0	[Геология ..., 1985; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
66	Хаптон	55.11	112.75	сброс	10	{15}	Левый	1500–2000	9	6.6	[Геология ..., 1985; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских, 1995]
67	Хазалхы	52.22	100.15	сброс	2.5	1.5		300–700	9	6.7	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
68	Хибеленская	54.77	108.81	сброс	22	8		300–700	10	7.1	[Геология ..., 1985; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
69	Хара-Мурин	51.33	104.10	сброс	3.9	2.5		300–700	9	6.9	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
70	Читкандинская	56.98	119.57	взброс	1.0	2.0		300–700	8–9	5.9	[Геология ..., 1985; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
71	Чина-Вакатская	56.49	118.50	сбросо-сдвиг	43	8–9	Правый?	200	11–12	8.2	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Чипизубов, 2007]



Таблица. Окончание

№ п/п	Географическое название сейсмодислокаций	Координаты эпицентров палеоземлетрясений		Генетический тип	Длина, км	Амплитуда смещения, м		Возраст, лет	Интенсивность $I_0$ , баллы	M	Источники
		$\varphi, ^\circ$	$\lambda, ^\circ$			Вертикал.	Горизонт.				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
72	Шаманка	54.53	110.43	сбросо-сдвиг	5.0	2	Левый, 3	300–700	8–9	6.4	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмогеология ..., 1981; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
73	Шулун	52.83	99.81	сброс	10?	30		300–700	10	7.6	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977]
74	Шумакская	52.08	102.10	сброс	4	25		300–700	9–10	7.3	[Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Чипизубов, 2007]
75	Эбгахлир	57.28	119.30	сброс	7.0	4.5		100–150	9	6.5	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Хромовских, 1995; Чипизубов, 2007]
76	Янчуканская	56.17	112.59	сброс	9	4		100–150	9	6.7	[Геология ..., 1985; Новый ..., 1977; Сейсмическое ..., 1977; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
77	Ядрихинская	50.16	110.35	взброс	1.5	3		>300	9	6.0	[Сейсмическое ..., 1977; Хромовских и др., 1993; Чипизубов, 2007]
78	Бутсэйнгольская	49.2	99.6	взбросо-сдвиг	6	1.5	Левый	1500–2000	9	6.5	[Землетрясения., 1985]
79	Джарагольская	51.4	99.8	сброс	6	2.5		500–1000	9	7	[Землетрясения., 1985]
80	Дзуннурская	49.0	99.8	сдвиг	53	4	Левый	300–500	10–11	7.8	[Землетрясения., 1985]
81	Бусийнгольская	51.16	98.08	сброс	20	1.0		500–1000	9	7.0	[Землетрясения., 1985]
82	Цэцэрлэгская	49.5	97.3	сдвиг	130	1.0	Левый, 2.5	107	10	7.6	[Новый ..., 1977; Землетрясения., 1985; Молнар и др., 1995]
83	Болнайская	49.3	96.2	сдвиг	375		Левый, 3–10	107	11–12	8.2	[Новый ..., 1977; Землетрясения., 1985; Молнар и др., 1995]

Примечание. Амплитуды вычислены через корреляционную связь с длиной и/или амплитудой поверхностной деформации по формулам, приведенным в первоисточниках. В графах 7, 8 в круглых скобках указана преимущественная амплитуда, в фигурных – суммарная амплитуда (многоактная); в графе 8 “Левый” и “Правый” – левосторонний и правосторонний сдвиг. В составлении сноски принимал участие М.Г. Демьянович.

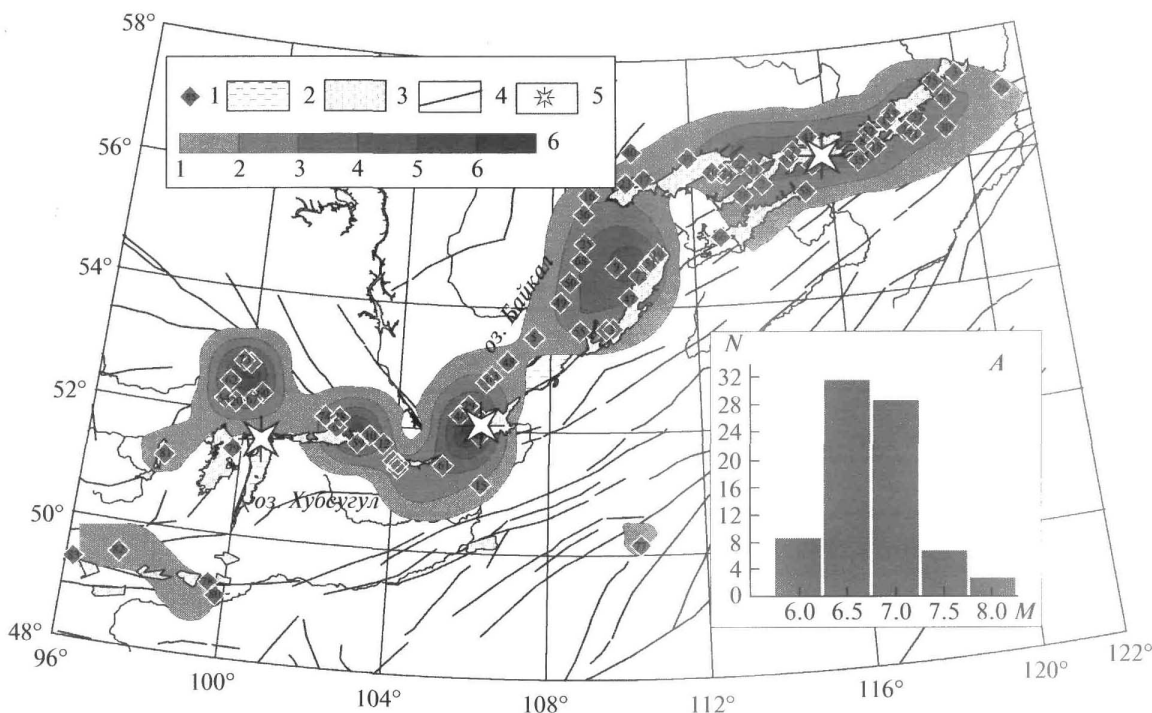


Рис. 2. Карта эпицентров палеоземлетрясений с  $M \geq 6$ , изолиний их плотности и гистограмма распределения количества палеоземлетрясений по магнитуде.

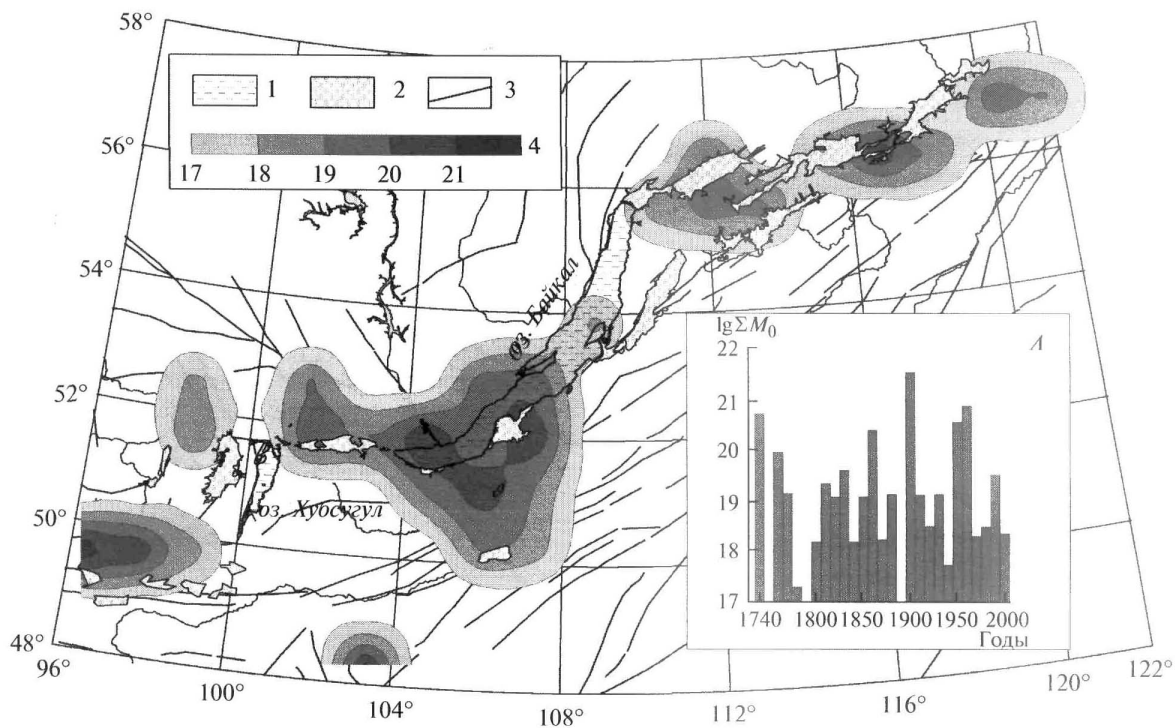
1 – палеоземлетрясения (число в маркере соответствует номеру в таблице), 2 – озера, 3 – впадины, 4 – разломы, 5 – структуры-аттракторы рифтогенеза (САР), 6 – шкала изолиний плотности.

шем сейсмическом потенциале литосферы БРЗ несмотря на возможную потерю сведений об исторических землетрясениях. Небольшое их число с  $M \geq 6$  на юго-западе и северо-востоке региона, скорее всего, объясняется малой плотностью населения, а не слабой сейсмической активностью этих территорий. Это находит подтверждение в достаточно равномерном и плотном площадном распределении эпицентров палеоземлетрясений на рис. 2. Изолинии плотности палеоземлетрясений протягиваются вдоль БРЗ, а участки повышенной плотности согласуются с крупными рифтовыми впадинами (Тункинской, Баргузинской, Чарской) и со структурами-аттракторами рифтогенеза (САР) в районе Хубсугуло-Дархатской, Южно-Байкальской и Муйской впадин [Ключевский, 2005, 2007, 2011а, б]. Можно полагать, что уменьшение плотности палеоземлетрясений на юго-западном фланге обусловлено недостаточной полной изученностью палеосейсмогеологическими методами этой части территории Монголии [Землетрясения ..., 1985]. На гистограмме распределения по магнитуде наблюдается существенный дефицит палеоземлетрясений с  $M = 6$  (см. рис. 2А).

С середины 1960-х годов в очаговой сейсмологии широкое применение получил сейсмический момент  $M_0$  – параметр, характеризующий работу по перемещению “очагового” блока в стесненных условиях литосферы [Ризниченко, 1976]. Поскольку имеющиеся материалы не приведены к конкретной шкале магнитуд, то для перехода от магнитуд к сейсмическому моменту нами использовалось корреляционное уравнение, установленное по данным о сильных землетрясениях мира [Ризниченко, 1976]

$$\lg M_0 \pm 0.6 = 8.4 + 1.6M \quad (1)$$

Такой подход к имеющимся материалам вполне приемлем, если учесть, что погрешности определения магнитуд в инструментально-исторический период могут достигать 0.5 единицы магнитуды, а для палеосейсмогеологических материалов погрешности удваиваются [Кондорская, Соловьев, 1974; Новый каталог ..., 1977; Сейсмическое районирование ..., 1977]. Кроме того, сейсмические моменты сильных землетрясений Байкальского региона хорошо соответствуют мировой зависимости [Ключевский, Демьянович, 2002]. На площадках размером  $100 \times 100 \text{ км}^2$  нами определены максимальные значения магнитуд



**Рис. 3.** Карта-схема изолиний логарифма сейсмического момента сильных землетрясений инструментально-исторического периода.

На вставке А представлена гистограмма потока энергии за 10-летние интервалы времени.

1 – озера, 2 – впадины, 3 – разломы, 4 – шкала изолиний логарифма сейсмического момента (сейсмический момент в Нм).

землетрясений и палеоземлетрясений, которые по формуле (1) пересчитаны в величины сейсмического момента в единицах ньютон на метр (Нм, работа), эквивалентных джоулю (Дж и Вт × с, энергия). Полученные величины логарифма сейсмического момента  $\lg M_0$  приписываются центрам площадок  $100 \times 100 \text{ км}^2$  и по ним интерполируются изолинии (рис. 3, 4). В некоторых случаях это приводит к смещению максимума  $\lg M_0$  от эпицентра конкретного землетрясения, однако при таком подходе соблюдается условие одинаковой обработки всех используемых материалов, необходимое для дальнейших вычислений и сопоставлений.

### ЭНЕРГИЯ СЕЙСМОТЕКТОНИЧЕСКИХ ДЕФОРМАЦИЙ ЛИТОСФЕРЫ БРЗ

Представленная на рис. 3 карта-схема изолиний логарифма сейсмического момента землетрясений характеризует плотность потока энергии сейсмотектонических деформаций за инструментально-исторический период. Изолинии логарифма сейсмического момента землетрясений расположены вдоль структур БРЗ, а максимумы изоли-

ний достаточно равномерно распределены по территории. Максимальный уровень  $\lg M_0 \approx 21$  соответствует очагу катастрофического Болнайского землетрясения ( $M = 8.2$ , июль 1905 г.,  $\varphi = 49.3^\circ \text{ с.ш.}$ ,  $\lambda = 96.2^\circ \text{ в.д.}$ ) на юго-западе региона. В очагах Большого Южно-Байкальского ( $M = 7.7$ , июль 1742 г.,  $\varphi = 51.5^\circ \text{ с.ш.}$ ,  $\lambda = 104.0^\circ \text{ в.д.}$ ) на юге оз. Байкал, Цаганского землетрясения ( $M = 7.5$ , январь 1862 г.,  $\varphi = 52.3^\circ \text{ с.ш.}$ ,  $\lambda = 106.7^\circ \text{ в.д.}$ ) в дельте р. Селенги, Могодского землетрясения ( $M = 7.8$ , январь 1967 г.,  $\varphi = 48.1^\circ \text{ с.ш.}$ ,  $\lambda = 102.9^\circ \text{ в.д.}$ ) на юге региона и Муйского землетрясения ( $M = 7.6$ , июль 1957 г.,  $\varphi = 56.2^\circ \text{ с.ш.}$ ,  $\lambda = 116.4^\circ \text{ в.д.}$ ) на северо-восточном фланге  $\lg M_0 \approx 20$ ; в менее значительных максимумах  $\lg M_0 \approx 18-19$ . Поток сейсмотектонической энергии во времени характеризуется гистограммой логарифма суммарного значения (за интервалы времени в 10 лет) сейсмических моментов землетрясений, происшедших в регионе с 1740 г. (см. рис. 3А). Наблюдаемые на гистограмме высокие уровни логарифма суммарного сейсмического момента совпадают во времени с наиболее сильными землетрясениями, указывая, что сбросы сейсмотектонической энергии свыше  $10^{20}$  Дж происходили в результате

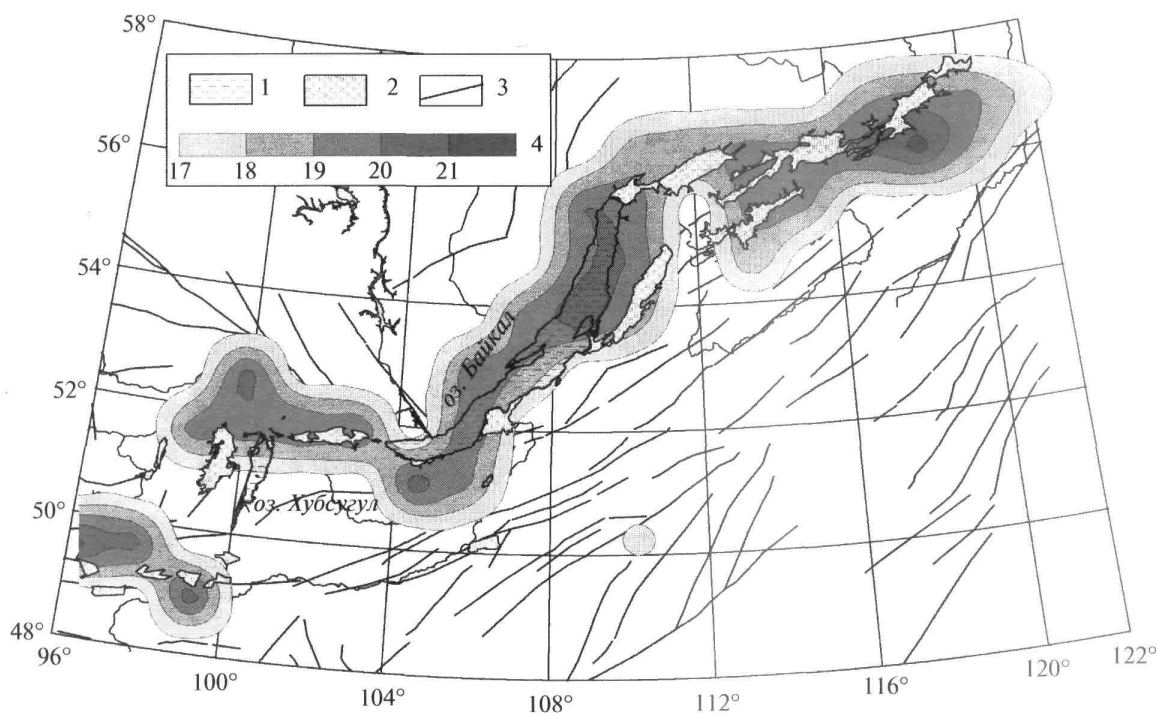


Рис. 4. Карта-схема изолиний логарифма сейсмического момента палеоземлетрясений.

1 – озера, 2 – впадины, 3 – разломы, 4 – шкала изолиний логарифма сейсмического момента (сейсмический момент в Нм).

сильных землетрясений с  $M > 7$  и относительно этих величин доля выделенной энергии менее значительными толчками невелика. Представленная на рис. 4 карта-схема характеризует плотность потока энергии сеймотектонических деформаций по палеосейсмогеологическим материалам. Как и на рис. 3 изолинии логарифма сейсмического момента вытянуты вдоль структур БРЗ, а максимумы достаточно равномерно распределены вдоль рифтовой зоны. Максимальные значения плотности потока энергии сеймотектонических деформаций составляют  $10^{21}$  Дж и большинство максимумов  $\lg M_0$  на рис. 3, 4 совпадают.

Карта-схема изолиний логарифма плотности мощности сеймотектонических процессов (рис. 5) характеризует интенсивность подкачки эндогенной энергии в литосферу за инструментально-исторический период. Максимальная плотность мощности наблюдается на юго-западе и в центральной части региона ( $\lg W_D \approx 10$ ), а на северо-восточном фланге видим несколько максимумов  $\lg W_D \approx 9$ . Структуры БРЗ оконтурены изолинией  $\lg W_D = 7$  ( $W_D = 10^7$  Вт), протягивающейся с юго-запада на северо-восток региона. В пределах этой территории нормированный к площади

( $100 \times 100 \text{ км}^2 = 10^4 \text{ км}^2$ ) поток мощности варьирует от  $10^3$  до  $10^6$  Вт/км<sup>2</sup>.

На рис. 6 приведена карта-схема изолиний разности логарифмов сейсмического момента палеоземлетрясений и сильных землетрясений инструментально-исторического периода. На тех площадках  $100 \times 100 \text{ км}^2$ , где сильные землетрясения инструментально-исторического периода с  $M \geq 6$  отсутствуют, использованы зарегистрированные землетрясения максимальной магнитуды. Поскольку погрешности определения магнитуд землетрясений и палеоземлетрясений не превышают единицы, то зоны, оконтуренные на рис. 6 штриховой изолинией 1.6 (см. ф. 1), соответствуют областям дефицита плотности потока энергии сеймотектонических деформаций. Дефицит плотности потока энергии характеризует “сейсмогенный” потенциал каждой выделенной области, которые, по аналогии с “сейсмическими брешами” и в развитие энергетической проблемы сейсмичности, мы назвали “энергетическими брешами”. На флангах Байкальского региона выделяются пять “энергетических брешей” с дефицитом плотности потока энергии свыше 2–3 порядков, но в центральной части региона “энергетические брешы” отсутствуют.

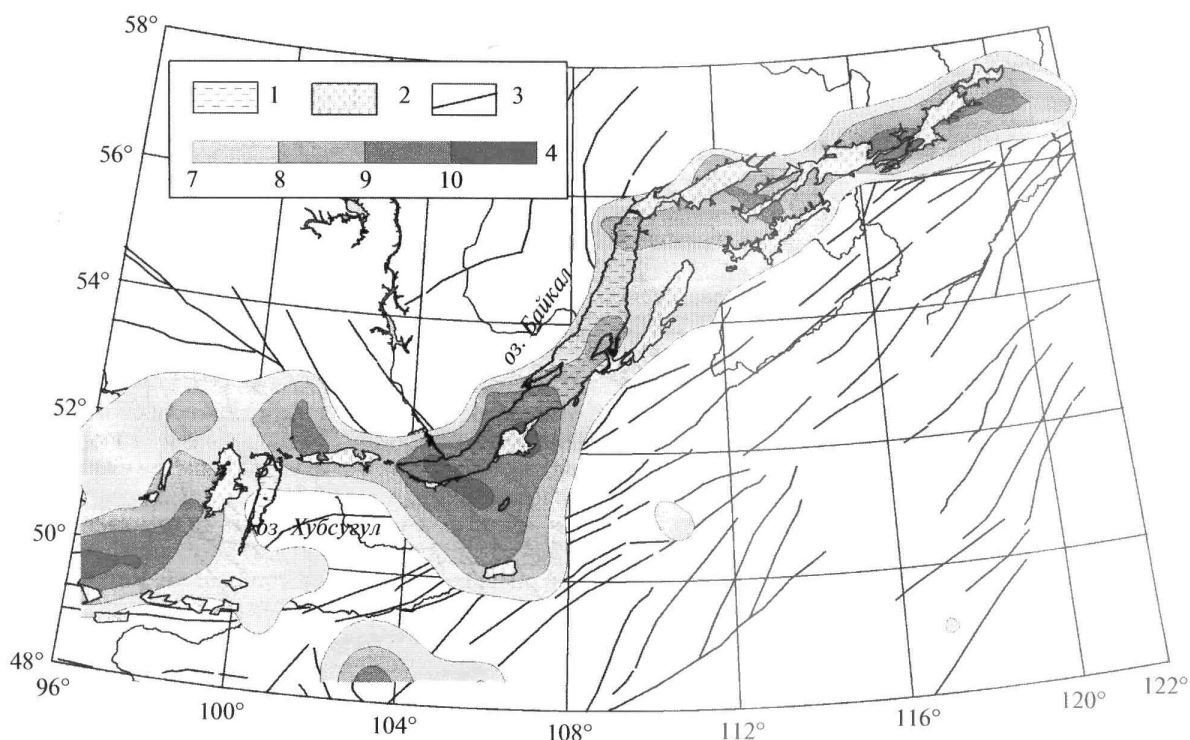


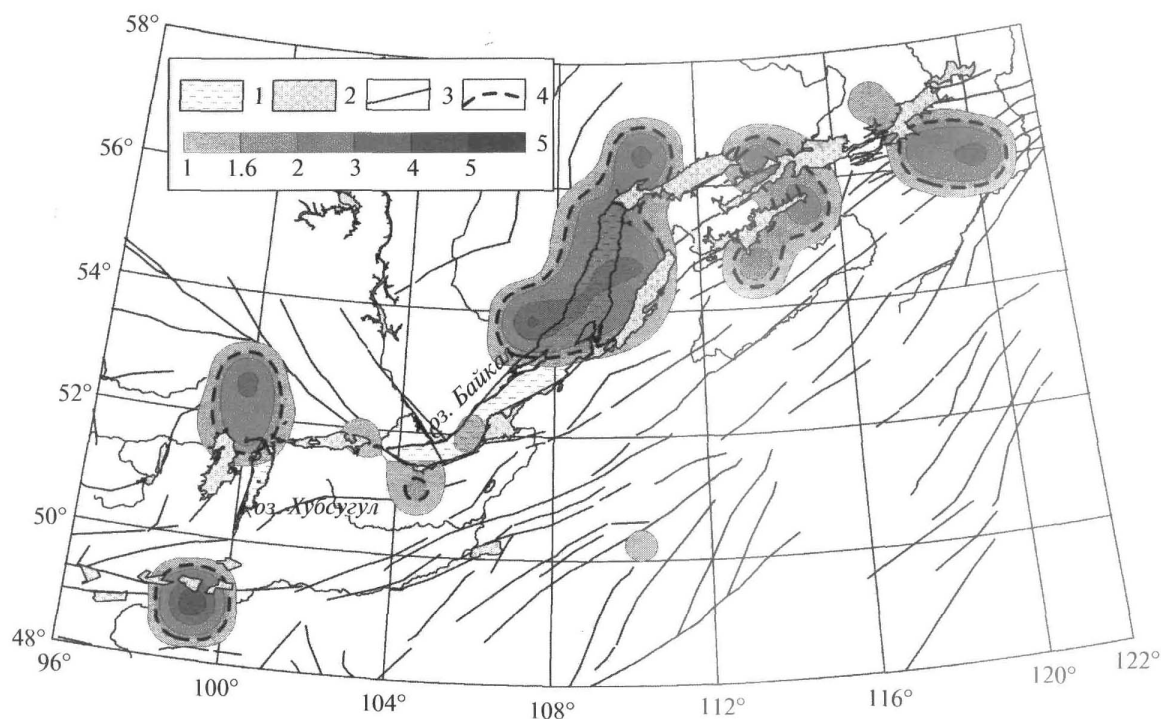
Рис. 5. Карта-схема изолиний логарифма плотности мощности сеймотектонических процессов.  
1 – озера, 2 – впадины, 3 – разломы, 4 – шкала изолинии логарифма плотности мощности (мощность в Вт).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Изучение энергетики сейсмического процесса в предположении его стационарности основывается на том, что "... источники энергии тектонического процесса, дающего жизнь сейсмичности, заметно не иссякают за весь интересующий нас период времени и доля энергии тектонического процесса, участвующая в сейсмичности, включая потенциальную энергию готовящихся очагов, на протяжении всего процесса остается в среднем неизменной" [Ризниченко, 1968, с. 18]. Принимая априори гипотезу стационарного сейсмического процесса, мы интерпретируем полученные результаты на основании обобщенной для систем формулировки Ф.А. Летникова: "... в открытых стационарных системах, обменивающихся с окружающей средой веществом, энергией и информацией, протекают различного рода процессы, но их параметры ( $T$ ,  $P$ ,  $V$  и т.д.) не изменяются на некотором выбранном отрезке времени, хотя в самой системе, вернее, в разных ее частях, не остаются неизменными" [Экология ..., 2006, с. 59]. Если принять во внимание максимальные погрешности в определении координат и магнитуд землетрясений и палеоземлетрясений БРЗ, то сопоставление полученных карт-схем плотности потока энергии сеймотектонических де-

формаций указывает на адекватность гипотезы стационарного сейсмического процесса в такой формулировке. В целом на картах-схемах наблюдается близкая по уровню и пространственному расположению максимумов картина диссипации энергии, хотя длительность анализируемых периодов отличается почти на порядок. Пространственное расположение максимумов плотности потока энергии сеймотектонических деформаций указывает, что основные разрушения литосферы происходили примерно в одних и тех же местах, которые можно соотнести с концентраторами напряжений – основными разломами и/или их пересечениями. Изолинии повышенного уровня плотности потока энергии сеймотектонических деформаций протягиваются вдоль рифтовых структур с юго-запада на северо-восток Байкальского региона, и это позволяет рассматривать литосферу БРЗ как протяженную зону неоднородной усиленной энергетической разгрузки эндогенных геотектонических и тектонофизических процессов. Наблюдаемое распределение плотности потока энергии сеймотектонических деформаций отвечает модели самоорганизованной критичности [Bak et al., 1988; Bak, Tang, 1989], в соответствии с которой почти любая пространственно протяженная динамическая си-





**Рис. 6.** Карта-схема изолиний разности логарифмов сейсмического момента палеоземлетрясений и сильных землетрясений инструментально-исторического периода.

1 – озера, 2 – впадины, 3 – разломы, 4 – “энергетические бреши”, 5 – шкала изолинии разности логарифмов сейсмического момента (сейсмический момент в Нм).

стема при развитии приходит к стационарному состоянию. Основные свойства динамической системы сейсмичности формируются геодинамическим режимом литосферы БРЗ, развитой структурой разломов и топологией НДС среды, что отчасти проявляется в совпадении максимумов плотности потока энергии сеймотектонических деформаций и областей САР, задающих и контролирующих эволюционные процессы в литосфере Байкальского региона [Ключевский, 2011а, б; Klyuchevskii, 2010].

Максимумы разности логарифмов сейсмического момента палеоземлетрясений и сильных землетрясений инструментально-исторического периода соответствуют областям существенного дефицита плотности потока энергии в тех местах, где не было сильных землетрясений. Возможны два варианта объяснения появления таких участков.

1. Поскольку области дефицита плотности потока энергии выделяются на флангах региона, то это может быть обусловлено частичным пропуском или некорректной оценкой магнитуд некоторых сильных землетрясений, происшедших в этих местах в исторический период. Однако в каждой из пяти выделенных на рис. 6 областей дефицита

плотности потока энергии имеются сейсмодислокации, возникшие в результате палеоземлетрясений с магнитудой  $M \geq 7$ . Перечислим их, начиная с юго-западного фланга: область 1 – № 80, Дзуннурская,  $M = 7.8$ ; область 2 – № 73, Шулун,  $M = 7.6$ ; область 3 – № 5, Аральская,  $M = 7.1$ ; № 16, Грамна,  $M = 7.3$ ; № 32, Малочивыркуйская,  $M = 7.2$ ; № 49, Солонцовая,  $M = 7.0$ ; № 55, Святоносская,  $M = 7.8$ ; № 68, Хибеленская,  $M = 7.1$ ; область 4 – № 24, Ковоктинская,  $M = 7.0$ ; № 31, Муяканская,  $M = 7.0$ ; № 38, Олня,  $M = 7.0$ ; область 5 – № 8, Баронка,  $M = 7.0$ ; № 18, Довачан,  $M = 7.2$ ; № 35, Намаракитская,  $M = 7.4$ ; № 71, Чина-Вакатская,  $M = 8.2$ . Судя по гистограмме (рис. 1А), сильные землетрясения такой магнитуды вряд ли могли быть пропущены в исторический период.

2. В рамках гипотезы стационарного сейсмического процесса имеется основание интерпретировать эти участки среды как “энергетические бреши” – области литосферы, в которых накопленная “сейсмогенная” энергия превышает на величину дефицита реализованный к настоящему времени сейсмический потенциал и, вероятно, могут произойти сильные землетрясения с магнитудой сильнейшего на данной площадке палеоземлетрясения. “Энергетические бреши”

позволяют количественно охарактеризовать дефицит плотности потока сейсмоструктурной энергии, и этот параметр может быть использован в качестве дополнения к понятиям “сейсмические брешы” и “энергетическая прочность”.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ и сопоставление плотности потока энергии сейсмоструктурных деформаций литосферы БРЗ, определенной по данным о сильных землетрясениях с  $M \geq 6$  примерно за 260 лет и палеосейсмогеологическим материалам за последние две тысячи лет, подтверждают адекватность гипотезы о стационарности сейсмического процесса. Наблюдаемое пространственное расположение максимумов выделенной за эти интервалы времени плотности потока энергии свидетельствует о том, что основные разрушения литосферы происходили примерно в одних и тех же местах. Литосферу БРЗ можно рассматривать как протяженную зону неоднородной усиленной энергетической разгрузки эндогенных тектонических процессов. Выделение участков дефицита плотности потока энергии сейсмоструктурных деформаций литосферы (“энергетических брешей”) может быть важным практическим результатом в рамках долгосрочного решения проблем обеспечения сейсмической безопасности в Байкальском регионе.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ (09–05–00014\_а, 08–05–90201–Монг\_а) и НОЦ “Байкал”.

Авторы благодарны рецензентам и научному редактору за высказанные замечания, учет которых позволил улучшить текст и содержание статьи.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аки К., Ричардс П.* Количественная сейсмология. Т. 1, 2. М.: Мир, 1983. 880 с.
- Арнольд В.И.* Теория катастроф. М.: Едиториал УРСС, 2004. 128 с.
- Виноградов С.Д.* Исследование процессов разрушения образцов в условиях одноосного сжатия // Физика очага землетрясения. М.: Наука, 1975. С. 123–129.
- Геология и сейсмичность зоны БАМ // Сейсмогеология и сейсмическое районирование / Отв. ред. В.П. Солоненко, М.М. Мандельбаум. Новосибирск: Наука, 1985. 192 с.
- Голенецкий С.И., Демьянович В.М., Дреннова Г.Ф. и др.* Каталог землетрясений Южной Сибири и Монголии // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. М.: ОИФЗ РАН, 1993. Вып. 1. С. 80–82.
- Гончаров М.А., Талицкий В.Г., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. М.: КДУ, 2005. 496 с.
- Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии / Отв. ред. В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1985. 224 с.
- Ключевский А.В.* Особенности современных геодинамических процессов в литосфере Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. 2005. № 3. С. 23–37.
- Ключевский А.В.* Шкала моментной магнитуды землетрясений Байкальского региона // Геофизический журнал. 2006. Т. 28. № 4. С. 45–58.
- Ключевский А.В.* Напряжения и сейсмичность на современном этапе эволюции литосферы Байкальской рифтовой зоны // Физика Земли. 2007. № 12. С. 14–26.
- Ключевский А.В.* Структуры-аттракторы рифтогенеза в литосфере Байкальской рифтовой системы // ДАН. 2011а. Т. 437. № 2. С. 249–253.
- Ключевский А.В.* Аттракторы рифтогенеза как атрибут кайнозойского этапа эволюции литосферы Байкальской рифтовой системы // ДАН. 2011б. Т. 440. № 6. С. 811–814.
- Ключевский А.В.* Напряженно-деформированное состояние литосферы Байкальской рифтовой зоны: некоторые аналогии с установленными в физической мезомеханике закономерностями деформирования структурно-неоднородных сред // Физическая мезомеханика. 2012. Т. 15. № 3. С. 23–34.
- Ключевский А.В., Демьянович В.М.* Динамические параметры очагов сильных землетрясений Байкальской сейсмической зоны // Физика Земли. 2002. № 2. С. 55–66.
- Ключевский А.В., Демьянович В.М., Баяр Г.* Оценка рекуррентных интервалов и вероятности сильных землетрясений Байкальского региона и Монголии // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 7. С. 746–762.
- Кондорская Н.В., Соловьев С.Л.* Общее состояние вопроса определения магнитуды и энергетической классификации землетрясений в практике сейсмических наблюдений // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: ИФЗ АН СССР, 1974. Т. 1. С. 13–42.
- Короновский Н.В.* Общая геология. М.: КДУ, 2006. 528 с.
- Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др.* Деформации и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе // Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона. Новосибирск: Наука, 1995. С. 5–55.
- Николаевский В.Н.* Обзор: Земная кора, дилатансия и землетрясения // Механика очага землетрясения. М.: Мир, 1982. С. 133–217.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Отв. ред. Н.В. Шебалин, Н.В. Кондорская. М.: Наука, 1977. 536 с.
- Проблемы геодинамики литосферы / Отв. ред. А.В. Лукьянов. М.: Наука, 1999. 289 с.
- Пущаровский Ю.М.* Тектоника Земли. Избранные труды. Т. 1. М.: Наука, 2005. 350 с.
- Ризниченко Ю.В.* Энергетическая модель сейсмического режима // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1968. № 5. С. 3–19.
- Ризниченко Ю.В.* Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент // Исследования по физике землетрясений. М.: Наука, 1976. С. 9–27.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. М.: Наука, 1985. 405 с.

- Ризниченко Ю. В., Артамонов А. М.* Развитие энергетической модели сейсмичности // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1975. № 12. С. 41–55.
- Садовский М. А., Болховитинов Л. Г., Писаренко В. Ф.* Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 101 с.
- Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Отв. ред. В. П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 304 с.
- Сейсмогеология и детальное сейсмическое районирование Прибайкалья / Отв. ред. В. П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.
- Смекалин О. П.* Палеоземлетрясения в Тункинской системе рифтовых впадин / Автореф. дисс... канд. геол.-мин. наук. Иркутск, 2000. 20 с.
- Федотов С. А.* О закономерностях распределения сильных землетрясений Камчатки, Курильских островов и северо-восточной Японии // Труды Ин-та физики Земли АН СССР, № 36 (203). Сейсмическое микрорайонирование. М.: Наука, 1965. С. 66–93.
- Фундаментальные проблемы общей тектоники / Отв. ред. Ю. М. Пушаровский. М.: Научный мир, 2001. 520 с.
- Хромовских В. С.* Использование палеосейсмологических данных при составлении карты очаговых зон землетрясений (на примере Байкальской рифтовой системы) // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2–3. М.: ОИФЗ РАН, 1995. С. 300–307.
- Хромовских В. С., Чипизубов А. В., Смекалин О. П. и др.* Новые данные о палеосейсмодислокациях Байкальской рифтовой зоны // Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 1. М.: ИФЗ РАН, 1993. С. 256–264.
- Чипизубов А. В.* Оптимальная оценка сейсмической опасности Прибайкалья / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. Иркутск, 2007. 35 с.
- Экология человека в изменяющемся мире / Под ред. Черешнева В. А. Екатеринбург: УрО РАН, 2006. 570 с.
- Bak P., Tang C., Wiesenfeld K.* Self-organized criticality // Phys. Rev. B. 1988. V. 38. № 1. P. 364–374.
- Bak P., Tang C.* Earthquakes as self-organized critical phenomena // J. Geophys. Res. 1989. V. 94. P. 15635–15637.
- Bonilla M. G.* Minimum earthquake magnitude associated with coseismic surface faulting // Bull. Assoc. Engen. Geol. 1988. V. XXV. № 1. P. 17–29.
- Jackson D. D., Aki K., Cornell C. A. et al.* Seismic hazards in southern California: probable earthquakes, 1994 to 2024 // Bull. Seism. Soc. Amer. 1995. V. 85. № 2. P. 379–439.
- Keilis-Borok V. I.* The lithosphere of the Earth as a non-linear system with implications for earthquake prediction // Rev. Geophys. 1990. V. 28. P. 19–34.
- Klyuchevskii A. V.* Nonlinear geodynamics of the Baikal Rift System: an evolution scenario with triple equilibrium bifurcation // J. Geodyn. 2010. V. 49. № 1. P. 19–23.
- Sornette D., Davy P., Sornette A.* Structuration of lithosphere in plate tectonics as a self-organized critical phenomenon // J. Geophys. Res. 1990. V. 95. P. 17353–17361.
- Turcotte D. L., Malamud B. D.* Earthquakes as a complex system // International handbook of earthquake and engineering seismology. 2002. Part A. P. 209–227.

## Estimating the Energy of Seismotectonic Deformations in the Lithosphere of the Baikal Rift Zone

A. V. Klyuchevskii, V. M. Dem'yanovich, and V. I. Dzhurik

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Division, Russian Academy of Sciences, Irkutsk-33, ul. Lermontova 128*

*e-mail: akluhev@crust.irk.ru*

**Abstract**— Estimation and comparison of the energy of seismotectonic deformations in the lithosphere of the Baikal Rift Zone (BRZ) based on observations of large ( $M \geq 6$ ) earthquakes for the period of instrumental recording (1950–2002), for a historical period lasting 210 years (1740–1949), and inferred from palaeoseismological materials for the past 2000 years, all indicate that the hypothesis of a stationary seismic process is appropriate for the region. The locations of maxima of the density of seismotectonic strain energy released during the time intervals under investigation show that most of the failures in the lithosphere occurred approximately in the same areas, which may be interpreted as stress concentrators. The isolines of increased density for the energy of seismotectonic deformations align themselves along the rift features from southwest to northeast in the Baikal region and this allows one to treat the BRZ lithosphere as an extended zone of enhanced, inhomogeneous, energy release of endogenous geotectonic processes. We assessed the power of the seismotectonic processes that reflect the release of endogenous energy through earthquakes. Identification of areas with deficits in the energy of seismotectonic deformations (“energy gaps”) is an important step toward long-term solution of seismic-safety problems for the Baikal region.