

ХОЙТОГОЛЬСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 17 сентября 2003 года

с $MPSP=4.8$, $K_p=13.8$, $I_0=6-7$ (Прибайкалье)

В.И. Мельникова^{1,2}, Н.А. Гилёва¹, Я.Б. Радзиминович^{1,2}, Н.Н. Дреннова², Н.А. Радзиминович²

¹Байкальский филиал ГС СО РАН, г. Иркутск, nagileva@crust.irk.ru

²Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, vimel@crust.irk.ru

17 сентября в 02^h59^m на границе Хойтогорьской впадины с Тункинскими гольцами (юго-западный фланг Байкальской рифтовой зоны) произошло достаточно сильное ($K_p=13.8$, $MPSP=4.8$) землетрясение, названное Хойтогорьским по своему местоположению (рис. 1 а). Примерно за 1–2 с до главного толчка зарегистрировано событие с $K_p=12.8$, идентифицированное как форшок (рис. 1 в).

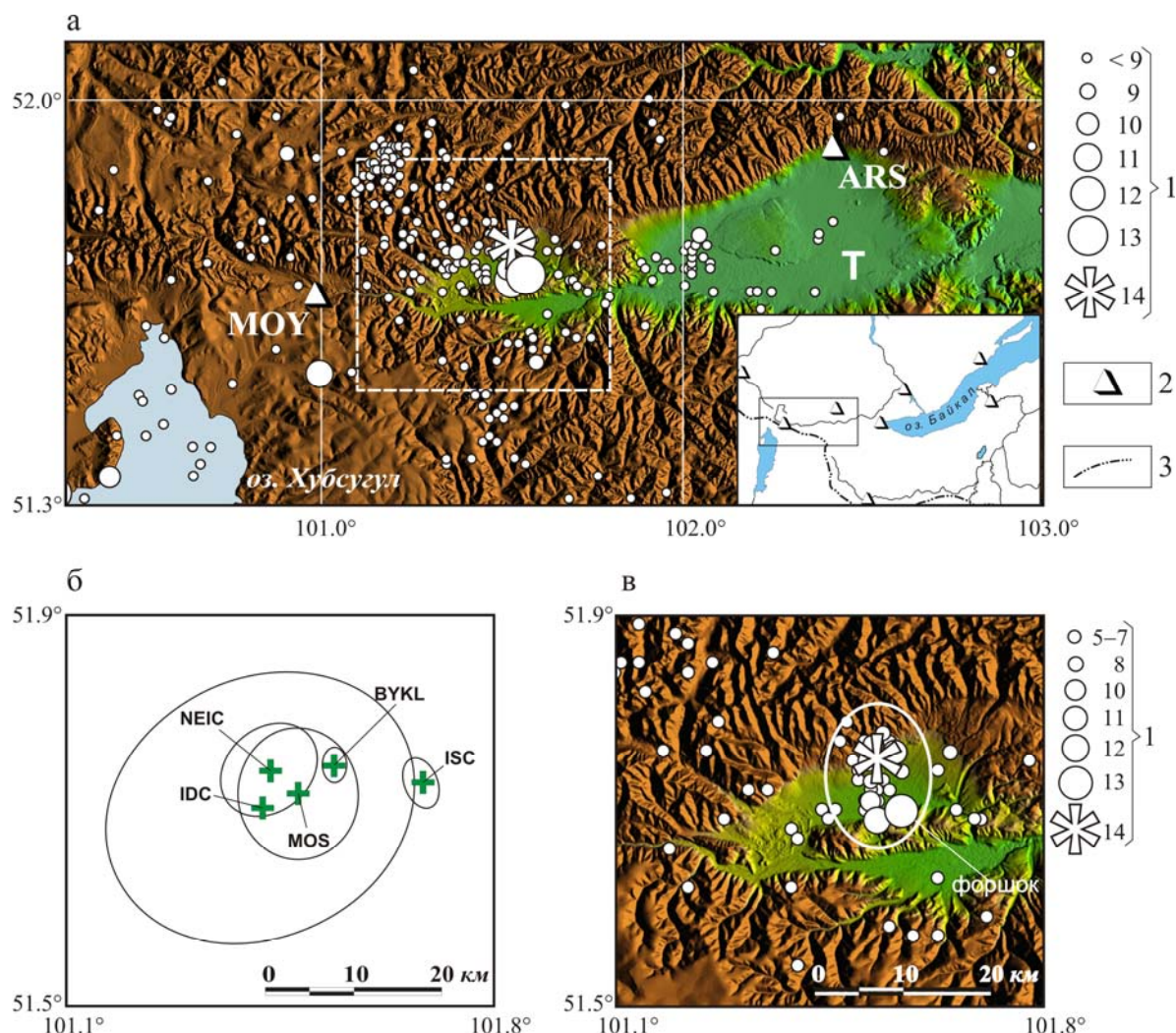


Рис. 1. Местоположение Хойтогорьского землетрясения 17 сентября 2003 г., его форшока и афтершоков

а – карта эпицентров землетрясений, произошедших в пределах рассматриваемой территории в 2003 г.:

1 – энергетический класс землетрясений K_p ; 2 – сейсмическая станция (MOY – «Монды», ARS – «Аршан»); 3 – государственная граница; Т – Тункинская впадина.

б – эллипсы ошибок определений координат эпицентра, полученные в разных агентствах;

в – район, выделенный на схеме (а) белым штриховым контуром.

Наличие форшока у Хойтогорьского землетрясения устанавливается только по записям региональных сейсмических станций. Это наглядно демонстрирует рис. 2 а, где представлена трехкомпонентная акселерограмма (записи скоростей этого события находятся за пределами динамического диапазона аппаратуры), полученная на одной из ближайших станций – «Аршан» ($\Delta=65$ км). Здесь отчетливо видны вступления двух прямых продольных волн $Pg1$ и $Pg2$. Разница вступлений рефрагированных волн $Pn1$ и $Pn2$ (рис. 2 б) видна и на велосиграмме удаленной ($\Delta=727$ км) станции «Улюнхан» (Z-компонента). Схема расположения сейсмических станций Прибайкалья и Забайкалья, а также параметры аппаратуры приведены в [1].

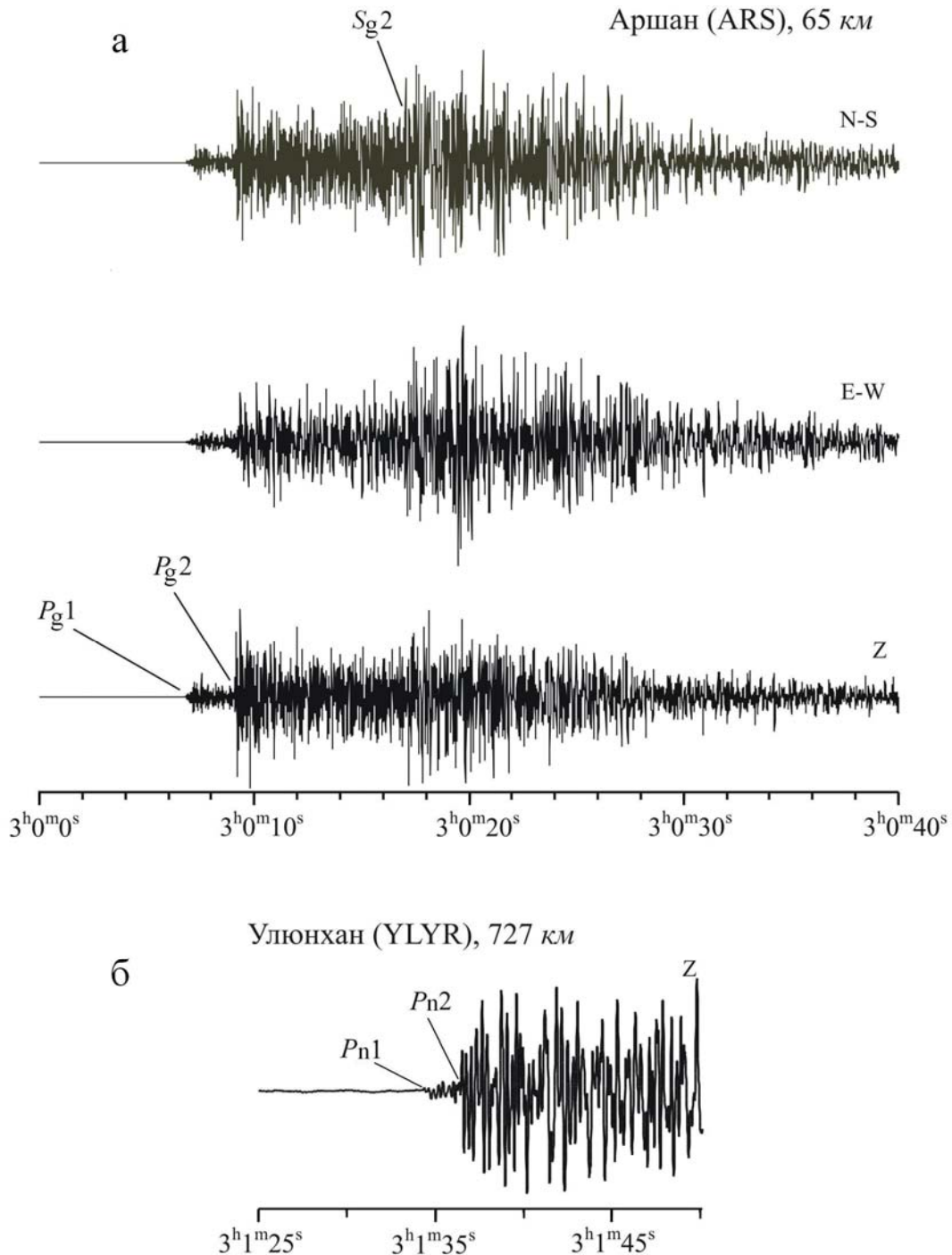


Рис. 2. Записи ускорений и скоростей движений грунта при Хойтогорьском землетрясении 17 сентября

а – акселерограмма (компоненты N-S, E-W, Z), полученная на ближайшей станции – «Аршан»;
б – фрагмент велосиграммы (компонента Z), записанной на станции «Улюнхан».

До конца года в очаговой области Хойтогольского землетрясения зафиксировано 40 афтершоков с $K_p=5.2-11.6$ (табл. 1, рис. 3).

Таблица 1. Параметры очагов форшока, главного толчка и афтершоков Хойтогольского землетрясения 17 сентября в 02^h59^m с $K_p=13.8$

№	Дата, д м	t_0 , ч мин с	δt_0 , с	Эпицентр				h , км	δh , км	K_p	δK
				φ° , N	$\delta\varphi^\circ$	λ° , E	$\delta\lambda^\circ$				
Форшок											
1	17.09	02 59 56.0	0.3	51.70	0.04	101.57	0.03			12.8	
Главный толчок											
2	17.09	02 59 57.2	0.2	51.75	0.02	101.53	0.02			13.8	0.2
Афтершоки											
3	17.09	03 02 30.9	0.6	51.75	0.03	101.52	0.02	10	14	10.7	0.2
4	17.09	03 21 31.8	0.8	51.69	0.04	101.56	0.04			6.9	0.1
5	17.09	03 31 38.3	0.3	51.76	0.02	101.56	0.03			10.6	0.2
6	17.09	03 37 06.0	0.9	51.73	0.03	101.54	0.03	13	14	6.9	0.4
7	17.09	03 46 51.8	1.2	51.75	0.04	101.53	0.04	12	20	6.8	0.5
8	17.09	03 48 40.3	0.9	51.79	0.03	101.48	0.03	19	10	6.7	0.8
9	17.09	04 21 58.9	0.6	51.77	0.03	101.52	0.03	13	11	8.4	0.4
10	17.09	05 41 11.2	0.9	51.79	0.03	101.48	0.04	24	10	7.1	0.6
11	17.09	07 11 49.8	3.7	51.70	0.15	101.52	0.15			5.8	0.3
12	17.09	10 42 13.2	0.6	51.76	0.03	101.54	0.02	7	15	5.9	0.3
13	17.09	14 45 19.8	0.3	51.78	0.03	101.54	0.02	11	7	7.9	0.2
14	17.09	16 38 22.9	1.4	51.75	0.04	101.54	0.04			5.5	0.1
15	17.09	17 35 51.7	0.4	51.74	0.03	101.57	0.02	10	8	7.9	0.3
16	18.09	04 09 12.7	0.5	51.74	0.03	101.53	0.02	12	10	7.2	0.2
17	18.09	05 54 49.9	0.6	51.76	0.03	101.54	0.03	8	16	6.7	0.1
18	18.09	06 34 05.7	0.3	51.76	0.01	101.56	0.01	11	6	5.4	0.4
19	18.09	12 59 19.8	0.5	51.77	0.03	101.47	0.02			5.7	0.4
20	18.09	14 15 28.5	0.4	51.73	0.03	101.52	0.03	18	7	8.0	0.3
21	18.09	16 14 44.0	0.2	51.71	0.02	101.52	0.02	6	5	9.6	0.2
22	19.09	22 08 16.5	7.8	51.77	0.25	101.55	0.25			5.2	0.6
23	21.09	00 42 25.1	0.4	51.74	0.02	101.52	0.02	10	8	6.8	0.5
24	25.09	10 48 29.5	0.6	51.74	0.03	101.50	0.03	23	8	6.6	0.4
25	30.09	13 41 30.4	0.5	51.73	0.02	101.53	0.02	18	7	5.5	0.3
26	30.09	13 46 04.6	1.2	51.76	0.05	101.53	0.05	4	39	5.3	1.1
27	01.10	10 35 29.8	0.5	51.77	0.02	101.51	0.02	10	10	6.1	0.4
28	01.10	12 47 45.9	0.7	51.74	0.03	101.54	0.03	9	16	5.6	1.3
29	09.10	09 44 51.7	0.5	51.73	0.03	101.50	0.02	10	11	6.2	0.5
30	20.10	15 21 11.2	0.2	51.69	0.02	101.53	0.02	8	17	11.6	0.2
31	22.10	11 07 39.9	0.4	51.70	0.02	101.51	0.02			7.3	0.1
32	03.11	13 07 36.5	0.8	51.72	0.04	101.53	0.04	12	16	6.6	0.2
33	03.11	13 39 37.8	1.1	51.71	0.07	101.51	0.08	33	10	5.8	0.4
34	03.11	17 52 00.9	0.5	51.72	0.04	101.52	0.03	13	8	6.2	0.2
35	03.11	18 39 26.6	1.0	51.73	0.05	101.54	0.04			6.4	0.3
36	08.11	11 57 12.2	1.1	51.76	0.04	101.53	0.04	14	17	6.0	0.3
37	11.11	17 58 58.5	0.9	51.71	0.04	101.53	0.04	16	13	5.7	0.4
38	19.11	14 27 16.5	0.6	51.75	0.04	101.49	0.03	20	7	7.1	0.4
39	05.12	12 39 30.6	1.1	51.70	0.04	101.58	0.04			5.6	0.3
40	09.12	19 34 19.1	0.4	51.73	0.01	101.54	0.02	17	6	5.8	0.2
41	19.12	06 15 24.5	0.3	51.75	0.01	101.52	0.01	15	5	6.6	0.2
42	31.12	00 13 13.0	0.6	51.74	0.03	101.50	0.02	12	10	5.7	1.6

В общей сложности в обработке Хойтогольского землетрясения использовались данные 32 региональных сейсмических станций, расположенных на расстояниях от 38 км («Монды») до 1257 км («Тупик»). Пять из них находились в пределах 200 км от эпицентра. Из-за сложности интерпретации первых вступлений сейсмических волн глубину главного толчка достоверно определить не удалось.

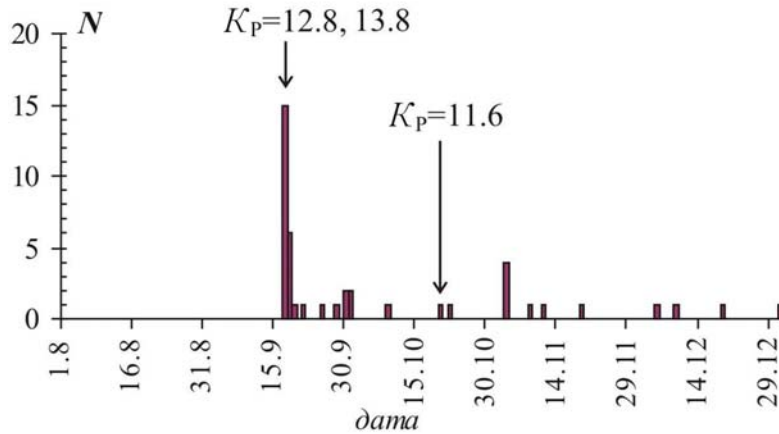


Рис. 3. Распределение во времени числа N афтершоков Хойтогорского землетрясения

Стрелками указаны моменты возникновения форшока с главным толчком и максимального афтершока.

Из-за небольшой разницы в моментах вступлений форшока и главного толчка (табл. 2) эти события идентифицировались в международных сейсмологических центрах как одно. Из рис. 1 б, где показаны координаты эпицентра Хойтогорского землетрясения и эллипсы ошибок, определенные в разных агентствах, видно, что в Байкальском филиале ГС СО РАН ошибки минимальны, а в агентстве IDC – максимальны.

Таблица 2. Основные параметры Хойтогорского землетрясения 17 сентября 2003 г. по региональным данным в сопоставлении с определениями других агентств

Агентство	t_0 , ч мин с	δt_0 , с	Гипоцентр					Магнитуда	Источ- ник
			φ° , N	$\delta\varphi^\circ$	λ° , E	$\delta\lambda^\circ$	h , км		
ВУКЛ	02 59 57.2	0.20	51.75	0.02	101.53	0.02		$K_p=13.8/24$	[2]
MOS	02 59 56.6	1.14	51.72	0.07	101.47	0.1	15 f	$M_S=4.4/17$, $M_{PSP}=4.8/14$	[3]
NEIC	02 59 55.9	0.20	51.74	0.03	101.43	0.07	10 f	$m_b=4.6/48$	[4]
ISC	02 59 56.2	0.15	51.73	0.02	101.68	0.02	10 f	$M_S=4.3/29$, $m_b=4.5/73$, $h=12\pm 3$ км: $pP-P$	[4]
IDC	02 59 55.9	0.59	51.71	0.11	101.41	0.23		$m_b=4.1/17$	[4]

Примечание. ВУКЛ – Байкальский филиал ГС СО РАН (г. Иркутск, Россия); MOS – Геофизическая служба РАН (г. Обнинск, Россия); NEIC – Национальный сейсмологический информационный центр (США); ISC – Международный сейсмологический центр (г. Тэтчем, Беркшир, Великобритания), IDC – Международный центр данных (г. Вена, Австрия); f – фиксированная глубина.

Разброс в координатах эпицентра землетрясения в решениях разных агентств приводит к тому, что очаг локализован как в горных отрогах Тункинских гольцов (MOS, NEIC, IDC), так и в самой Хойтогорской впадине (ISC). В пользу решения ВУКЛ свидетельствуют не только минимальные ошибки определения эпицентра землетрясения, но и то, что поле его афтершоков вытянулось в субмеридиональном направлении (на юг), поперек впадины, объединив форшок и главный толчок (рис. 1 в).

Обсуждая параметры афтершоков (табл. 1), отметим, что в большинстве случаев координаты их эпицентров определены с удовлетворительной точностью (в среднем $\delta\varphi=3.5$ км, $\delta\lambda=2$ км, т.е. эллипс ошибок вытянут в меридиональном направлении), чего нельзя сказать о глубинах гипоцентров. Отсутствие детальной информации о координатах гипоцентров Хойтогорского землетрясения и его афтершоков обусловлено редкой сетью сейсмических станций, не обеспечивающих азимутальное окружение эпицентров.

Механизм очага для Хойтогорского землетрясения 17 сентября в $02^{\text{h}}59^{\text{m}}$ и его афтершока в $03^{\text{h}}31^{\text{m}}$ ($K_p=10.6$) определен по знакам первых вступлений Pn - и Pg -волн на региональных станциях. Учитывая приуроченность большинства прибайкальских землетрясений к средней коре (10–20 км) [5], глубину гипоцентра приняли равной 15 км. Фокальный механизм главного

события представлен пологой и крутопадающей плоскостями разрыва северо-западного и север–северо-восточного простираний соответственно. При субгоризонтальном широтном сжатии и наклонном северо-западном растяжении в очаге реализуются взбросовые (с небольшой сдвиговой составляющей) типы подвижек (рис. 4, табл. 3). На точность решения отрицательное влияние оказало то, что знаки первых вступлений P -волн брались на фоне форшока. Из рис. 4, где показаны основное и крайние решения фокального механизма, следует, что в очаге возможны как чисто взбросовые, так и сдвиго-взбросовые смещения.

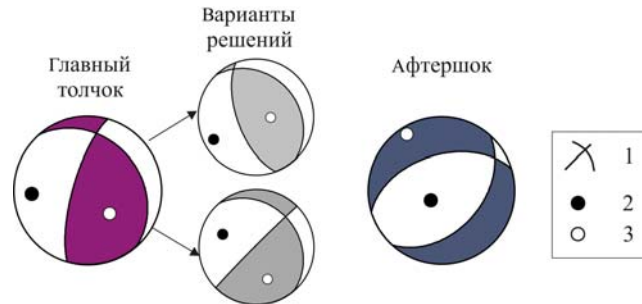


Рис. 4. Механизмы очагов Хойтогорьского землетрясения (17.09 в 02^h59^m) и его афтершока (17.09 в 03^h31^m) в проекции нижней полусферы

1 – нодальные плоскости; 2, 3 – оси напряжений сжатия и растяжения соответственно; области волн сжатия на стереограммах затемнены.

Таблица 3. Механизм очага Хойтогорьского землетрясения 17 сентября в 02^h59^m и его афтершока в 03^h31^m

Источник	T		N		P		$NP1$			$NP2$		
	PL	AZM	PL	AZM	PL	AZM	AZM	DP	$SLIP$	AZM	DP	$SLIP$
Главный толчок с $K_p=13.8$												
[6]	55	136	23	8	25	267	196	74	114	318	29	35
Афтершок с $K_p=10.6$												
[6]	3	328	16	59	74	228	253	50	-69	42	44	-113

Примечание. Параметры главных осей напряжений (T , N , P) и плоскостей разрывов в очаге ($NP1$, $NP2$) приведены в градусах.

Механизм афтершока (рис. 4, табл. 3) представлен рифтовой системой напряжений в очаге и сбросовыми типами подвижек, что резко отличает его от механизма главного толчка. Однако комбинации главных осей напряжений в очагах обоих событий хорошо вписываются в характер напряженно-деформированного состояния района Тункинских впадин и их горного обрамления [7].

Сейсмогеология очаговой области. Географически система рифтовых впадин с их горным обрамлением в пределах территории, указанной на рис. 1 и 5, является частью Восточных Саян и относится к юго-западному флангу Байкальской рифтовой зоны (БРЗ). Район характеризуется интенсивным горообразованием и представляет собой зону перехода от рифтовых структур центральных районов БРЗ к структурам регионального сжатия Северной Монголии.

В общем плане на современном этапе геотектонического развития рассматриваемая территория находится в сдвиговом деформационном поле [8], что не противоречит различным моделям [9, 10 и др.], предложенным для объяснения формирования Тункинских впадин. В то же время следует заметить, что структурно-геологические исследования, проведенные разными авторами, привели их к различным выводам относительно геодинамической обстановки района. В одном случае геодинамический режим интерпретируется здесь как сдвиг с север–северо-восточным сжатием [8], в другом – как косое (северо-западное) растяжение, характеризующее данную часть рифтовой зоны на всех этапах ее развития [11]. Высказывается также предположение о смене преобладающих деформационных режимов от сдвига с растяжением в миоцене на сдвиг со сжатием в позднечетвертичном этапе развития территории [8].

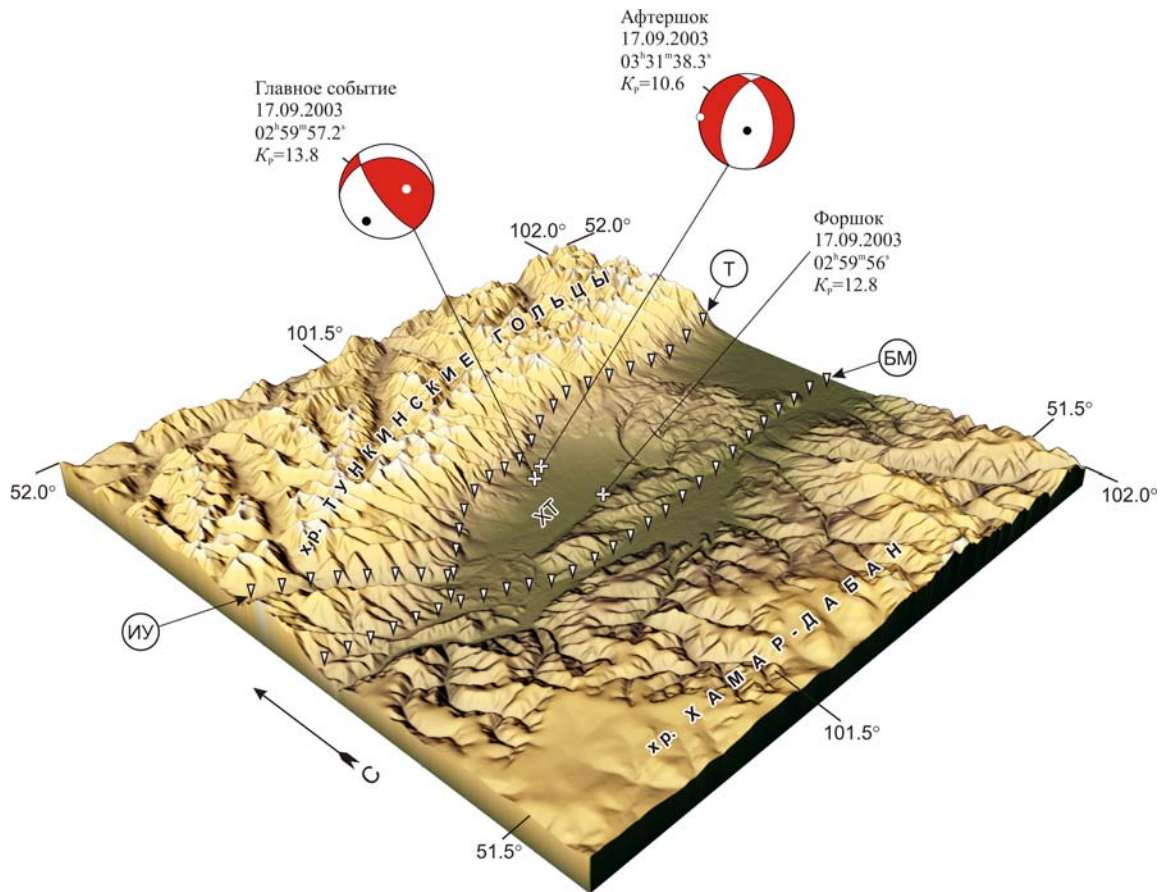


Рис. 5. Трехмерная модель рельефа района Хойтогольской впадины (ХТ)

Главные активные разломы (показаны белыми треугольниками): Т – Тункинский, БМ – Байкало-Муйский, ИУ – Ихе-Угуньский (обозначения по [8]); светлыми крестиками обозначены эпицентры главного толчка, форшока и афтершока Хойтогольского землетрясения; механизмы очагов показаны в проекции нижней полусферы (обозначения см. на рис. 4).

Система Тункинских впадин, в которую входит и Хойтогольская (длина впадины – 35–40 км, ширина – около 11 км), представлена цепочкой чередующихся депрессий и межвпадинных перемычек. С севера она обрамляется хр. Тункинские гольцы, с юга – хр. Хамар-Дабан. Граница между впадинами и хребтами проходит по зонам крупных региональных разломов: с севера – по Тункинскому, с юга – по Байкало-Мондинскому. Мощность земной коры здесь колеблется в пределах 42–47 км [12]. В зоне Тункинского разлома повсеместно распространены взбросо-сдвиговые деформации [8]. По геоморфологическим данным [13] Мондинская и Быстринская впадины (западная часть Тункинской системы впадин) вовлечены в поднятие практически полностью, а Хойтогольская и Тункинская – частично (на границах с Ниловским и Еловским отрогами и хр. Хамар-Дабан).

В западной части Тункинской системы впадин деформации сжатия тяготеют к границам блоков (граница Ниловского отрога с прилегающими впадинами), а также к северному горному обрамлению, где происходит активизация разломов северо-западного и субмеридионального простираний. Деформации растяжения характерны для внутренней части Хойтогольской впадины, здесь чаще встречаются сочетания близгоризонтального северо-западного растяжения с наклонным или близвертикальным сжатием, в то время как на границах блоков и в хребтах доминирует близвертикальное растяжение и близгоризонтальное северо-восточное сжатие. В районе эпицентра Хойтогольского землетрясения отчетливо выражены кулисы разломов северо-восточного и северо-западного простираний (рис. 5). Довольно часто кулисы здесь представлены сериями сближенных крутопадающих трещин [14]. По всей вероятности, землетрясение вызвано активизацией субвертикально падающего на северо-запад внутригорного разлома север–северо-восточного простирания, распространяющегося внутрь впадины. В пользу этого утверждения свидетельствует механизм очага и конфигурация поля афтершоков.

История сейсмических наблюдений в районе Тункинской системы впадин и их горного обрамления включает доинструментальный и инструментальный периоды. Описание сильных землетрясений неоднократно встречалось в литературе (табл. 4). Так, сведения о двух землетрясениях первой половины XIX в. с интенсивностью в эпицентральной области $I_0 \sim 9$ баллов имеются в ранних макросейсмических каталогах А.П. Орлова и И.В. Мушкетова [15, 16]. Первое из них произошло 03.09.1814 г. (по новому стилю) с $M=6.4$ [17], второе датируется 07.03.1829 г. с $M=7.0$ [18]. Оба указанных землетрясения сопровождались образованием разрывов на поверхности земли и тяжелыми повреждениями зданий. Объем сохранившихся данных об этих событиях весьма ограничен; вместе с тем поиск и использование дополнительных первичных материалов позволили уточнить местоположение эпицентральной области землетрясения 7(8).03.1829 г. [19]. В последующие годы, вплоть до второй половины XX столетия, сопоставимые по магнитуде сейсмические события в рассматриваемом районе отмечены не были (рис. 6).

Таблица 4. Параметры землетрясений с $K_p \geq 12$ в районе Тункинской системы впадин за период 1800–2003 гг.

Дата, д м год	t_0 , ч мин с $\pm \delta t_0, c$	Эпицентр		h , км $\pm \delta h$	M $\pm \delta M$	I_0 , балл $\pm \delta I_0$	Примечания	Источник
		φ°, N $\pm \delta \varphi^\circ$	λ°, E $\pm \delta \lambda^\circ$					
02.09.1814	20 ± 1 ч	51.9 ± 0.5	102.4 ± 0.5	15 7–30	6.4 ± 0.7	9 ± 1	8–9–15(1); 7–8–30(1); 4–(250)(3)	[17]
07.03.1829	21 ± 1 ч	51.7 ± 0.1	101.0 ± 0.2		7.0	9 ± 1	9–10(1); 7–8–50(1); 7–70(1); 6–7–105(1); 5–6–240(1); 5–410(1)	[18, 19]
04.04.1950	18 44 14 ± 2 с	51.77 ± 0.2	101.00 ± 0.2	20 ± 15	7.0 ± 0.3	9 ± 0.5	Мондинское: 9–(10)(1); 7–(45)(3); 6–105(3); 5–230(6);	[17, 20]
10.08.1958	11 34 26.5	51.72 ± 0.1	101.96 ± 0.1	10			Кыренское-I: 5–14(2); $K_p=12.0$	[21, 22, 23]
22.10.1958	08 34 18.7	51.75 ± 0.1	102.13 ± 0.1	10			Кыренское-II: 5–6–6(4); 5–27(3); 3–113(4); $K_p=13.0$	[23, 24]
23.05.1980	06 17 31.5	51.48 ± 0.07	100.51 ± 0.07				2–160(2); $K_p=12.0$	[25]
03.12.1982	05 16 23.3	51.70	101.37	0 ± 6	4.3		3–4–26(1); $K_p=12.0$	[26, 27]
04.12.1982	02 27 41.5	51.72	101.34	0 ± 7	4.1		3–4–24(1); $K_p=11.6$	[26, 27]
05.12.1982	23 12 17.7	51.73	101.34	5 ± 4	4.5		5–25(1); 3–40(2); 2–215(1); $K_p=12.3$	[26, 27]
06.04.1985	05 32 10.7	51.36	100.61	0 ± 3	4.8		4–44(1); 2–3–275(1); $K_p=13.2$	[28, 29]
25.11.1989	00 24 04.6 ± 0.3 с	51.69 ± 0.02	101.48 ± 0.03	9 ± 5			5–34(1); 3–165(5); 2–150(1); $K_p=12.5$	[30, 31]
22.12.1991	12 27 11.6	51.68	101.53			$K_p=11.9$		[32]
13.01.1993	05 18 15.0 ± 0.3 с	51.68 ± 0.02	102.14 ± 0.02	11 ± 19			4–5–5(1); 3–4–80(1); 3–33(1); $K_p=11.7$	[33, 34]
29.06.1995	23 02 27.2 ± 0.4 с	51.75 ± 0.03	102.76 ± 0.04	10 ± 6	5.9 MS 5.8 Mw		Еловское: 7–10(7); 6–7–22(5); 6–40(6); 5–6–85(10); 5–130(20); 4–5–185(11); 4–240(23); 3–4–285(11); 3–360(11); 2–3–300(13); 2–390(3); $K_p=14.5$	[35, 36]
17.09.2003	02 59 56.0 ± 0.3 с	51.75 ± 0.02	101.46 ± 0.03	8 ± 6	4.4 MS 4.5 m _b	6–7	Хойтогольское: 6–14(2); 5–6–16(2); 5–42(2); 4–160(5); 3–4–178(7); 3–143(3); 2–3–190(5); 2–122(2); $K_p=13.7$	

Развитие инструментальных сейсмологических наблюдений в Восточной Сибири началось с начала XX в., и к моменту, когда на западном фланге Тункинской системы впадин произошло сильнейшее Мондинское землетрясение 04.04.1950 г. с $M=7.0$ [17], в регионе действовали четыре сейсмические станции («Иркутск», «Кабанск», «Маритуй» и «Чита»). Малое число сейсмических станций отрицательно сказалось на качестве информации об афтершоковом процессе, сопровождавшем это землетрясение. Параметры и макросейсмические эффекты Мондинского землетрясения были детально рассмотрены А.А. Тресковым и Н.А. Флоренсовым [20]. Впервые в данном районе именно для этого события А.А. Введенская и Л.М. Балакина [37] определили фокальный механизм по знакам первых вступлений P -волн, записанных удаленными станциями Мировой сети. Согласно полученному решению, обе возможные плоскости разрывов в очаге имели широтное простирание и взбросовые подвижки. Попытка уточнения фокального механизма Мондинского землетрясения с помощью моделирования волновых форм на телесеизмических расстояниях была предпринята Д. Дозер [38]. Было установлено, что перемещение в очаге имеет характер сдвига с небольшой сбросовой составляющей, причем в субвертикальной нодальной плоскости широтного простирания наблюдался правый сдвиг, что противоречило геолого-структурным данным. Повторное моделирование, выполненное Б. Делуи с соавторами [39], подтвердило наличие почти горизонтальных движений в очаге, но, в отличие от результата Д. Дозер, в этом решении по широтной плоскости в очаге реализовались левосдвиговые смещения (рис. 6).

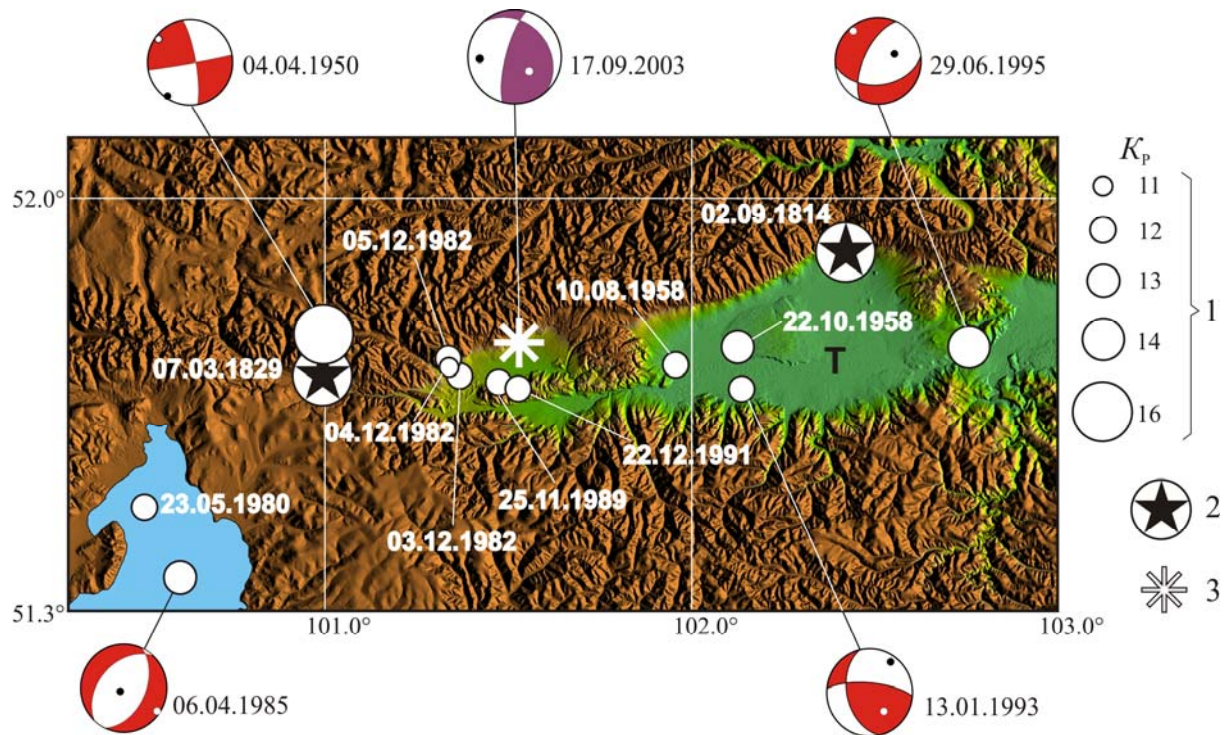


Рис. 6. Карта эпицентров землетрясений с $K_p \geq 11.0$ ($M \geq 4.1$) района Тункинской системы впадин и их горного обрамления за доинструментальный и инструментальный периоды наблюдений

1 – энергетический класс K_p ; 2 – макросейсмический эпицентр; 3 – эпицентр Хойтогорьского события. Известные механизмы очагов землетрясений показаны в проекции нижней полусферы (обозначения см. на рис. 4).

Близкими по энергетическому уровню к Хойтогорьскому землетрясению являются так называемые Кыренские события 1958 г. 10 августа ($K_p=12$) [21, 22] и 22 октября с $K_p=13$ [24]. Последним сильным событием XX в. в пределах Тункинских впадин стало Еловское землетрясение 29.06.1995 г., локализованное в зоне Байкало-Мондинского разлома, где долгое время наблюдался дефицит сейсмических событий. Его параметры и проявления на поверхности подробно рассмотрены С.И. Голенецким [35, 36]. Механизм очага Еловского землетрясения, как впрочем и события 13.01.1993 г. с $K_p=12$ (эпицентр также располагается в зоне вышеуказанного

разлома), показал левосдвиговую компоненту смещений по субширотным плоскостям разрывов [40]. Такие плоскости, по приблизительным оценкам, установлены и в очагах Кыренских землетрясений 1958 г. [24].

Макросейсмические данные о Хойтогорьском землетрясении 17 сентября были получены в результате полевого обследования ближней к эпицентру зоны, а также посредством рассылки опросных листов в населенные пункты Южного Прибайкалья. Макросейсмическое обследование населенных пунктов Тункинской системы впадин было выполнено группой сотрудников Института земной коры СО РАН (Я.Б. Радзиминович, С.Г. Аржанников, А.С. Гладков, И.А. Дзюба) с 19 по 22 сентября 2003 г. по маршруту Иркутск–Култук–Тибельти–Зун-Мурино–Аршан–Жемчуг–Кырен–Нилова пустынь–Хойто-Гол–Туран–Монды–Сорок–Орлик. Сведения по г. Иркутску получены посредством непосредственных и телефонных опросов населения в первые дни после землетрясения.

Обследованные населенные пункты (за исключением г. Иркутска) характеризуются однородной застройкой. Абсолютное большинство строений представляет собой добротные одноэтажные рубленые дома, весьма устойчивые к сейсмическим колебаниям. Подчеркнем также, что объем имеющейся макросейсмической информации для землетрясений юго-западного фланга Байкальского рифта нельзя считать значительным, поэтому данные о проявлениях Хойтогорьского землетрясения представляют определенный интерес в плане анализа распределения интенсивности сотрясений и затухания сейсмических колебаний в пределах юго-западного Прибайкалья. Полученные макросейсмические сведения приводятся ниже.

Иркутск. Землетрясение ощущалось со вторых этажей зданий с заметным усилением макросейсмических эффектов на 5–9 этажах. На верхних этажах раскачивалась мебель, в том числе тяжелая, отмечалось смещение висевших на стенах картин, звон и дребезжание оконных стекол и посуды. Во многих случаях люди испытывали испуг, в отдельных – покидали помещения и выходили на улицу. На нижних этажах эффекты были менее заметны – ощущалось плавное покачивание мебели и зданий в целом.

Хойто-Гол. Люди, стоявшие на мосту, почувствовали сильные колебания, мост «мотало» из стороны в сторону. Сильно раскачивались столбы, деревья и высокие металлические печные трубы; во время землетрясения и после него долго колебались провода. В горах (Тункинские гольцы) местными жителями наблюдались обвалы. Шедшие по дороге люди ощущали сильные движения почвы, «земля уходила из-под ног». Волнообразные колебания земли были заметны на глаз. Раскачивались стоявшие на дороге машины. В печах и кирпичных печных трубах появились трещины; отмечено выпадение отдельных кирпичей из труб или выкалывание небольших их фрагментов (большинство печных труб в поселке – металлические, поэтому массовых внешних повреждений не наблюдалось). В домах сильно тряслась мебель, самопроизвольно открывались дверцы шкафов, падали незакрепленные предметы, раскачивались люстры, лампы, комнатные растения, дребезжали стекла и посуда. С потолков и печей осыпалась побелка. В деревянном здании школы сильно раскачивались парты, подвешенные на стенах плакаты и школьная доска; ученики были выведены на улицу. Многие испытывали сильный испуг и покидали помещения.

Туран. Интенсивность сотрясений была такая же, как и в Хойто-Голе. В одноэтажном деревянном здании администрации поселка две печные трубы сильно повреждены, верхние их части разрушены. Отмечено выпадение кирпичей из труб в местной школе, где в момент землетрясения шли занятия. Парты «ходили ходуном», ученики выбежали на улицу. В домах качалась мебель, дребезжала посуда и оконные стекла, с потолков осыпалась известка, падали незакрепленные предметы. В деревянном одноэтажном здании магазина на месте стыка потолка и стен появилась крупная трещина в штукатурке, с выпадением небольших ее кусков. На улице раскачивались деревянные столбы и провода, качались стоявшие автомашины.

Нилова пустынь. Землетрясение ощущалось как в помещениях, так и на улице. В домах отмечена сильная тряска, качалась мебель, звенели стекла и посуда, падали легкие мелкие предметы. Раскачивались висячие предметы. В отдельных зданиях расширились старые трещины в штукатурке и образовались новые. На улице было хорошо заметно покачивание столбов и деревьев.

Кырен. Колебания были замечены не только находившимися в помещениях людьми, но и некоторыми лицами на улице. В деревянных одноэтажных домах наблюдались резкие сотрясения с малой амплитудой колебаний. Отмечено как сотрясение домов в целом, так и различных предметов внутри помещений, в том числе тяжелой мебели. Раскачивались висючие предметы – люстры, лампочки; колебалась вода в ведрах; легкие незакрепленные предметы смещались со своих мест, качались комнатные растения. В отдельном случае отмечено появление тонких трещин в штукатурке. Раскачивалась стоявшая на улице машина, также наблюдалось раскачивание деревянных опор линии электропередачи и проводов. Многие из опрошенных испытывали испуг, некоторые вышли на улицу.

Мойготы. Люди ощущали сотрясения как в помещениях, так и на улице. Чувствовался резкий толчок и колебания почвы под ногами. Деревянные дома трещали и раскачивались, находившаяся в них мебель тряслась. Женщина, находившаяся в лесу близ деревни, наблюдала раскачивание деревьев; деревья и столбы качались также и в самом населенном пункте.

Монды. Ощущали землетрясение все опрошенные, находившиеся в помещениях и некоторые на улице. Дома шатались, раскачивалась тяжелая мебель, звенели стекла и посуда, сильно качались лампы и люстры. Мелкие предметы сдвигались с места; в магазине с полки упали бутылки, колебались стрелки весов. Женщина, копавшая на поле картофель, ощущала сильные колебания земли под ногами. Раскачивались стоявшие на улице тяжелые грузовики. Наблюдалось раскачивание деревьев в близлежащем лесу; качались деревянные столбы линии электропередачи. В горах, на крутых склонах, наблюдались осыпи.

Аршан. Землетрясение ощущалось людьми, находившимися в состоянии покоя в помещениях, как в поселке, так и в санаториях «Аршан» и «Саяны». Колебания характеризуются главным образом как мелкая тряска или вибрация. В деревянных одно- и двухэтажных домах отмечались колебания мебели, покачивание люстр. В пятиэтажном крупнопанельном корпусе санатория «Саяны» землетрясение ощущалось многими, в том числе и на нижних этажах, в виде продолжительных (до 1 мин) волнообразных колебаний. Слабо покачивались предметы мебели, дребезжали оконные стекла. Следует отметить, что реакция на землетрясение почти всех опрошенных нами людей характеризуется как весьма спокойная. Отмечен только один случай сильного испуга. Какими-либо повреждениями зданий в поселке землетрясение не сопровождалось.

Култук. Условно поселок можно поделить на две зоны с различной интенсивностью сотрясений. Первая зона расположена при въезде в поселок со стороны г. Иркутска. Большинство опрошенных находилось во время землетрясения на улице, никто из них толчков не ощущал. Из тех, кто находился в помещениях в состоянии покоя, некоторые ощущали слабое покачивание. Вторая зона расположена в районе широтного отрезка трассы Култук–Монды. Здесь макросейсмические эффекты были заметнее. Землетрясение ощущалось в местных магазинах (одноэтажные деревянные или кирпичные здания), был слышен звон стекла и посуды. Некоторые сравнивают эффекты при землетрясении с сотрясениями от проходящего поезда.

Орлик. Землетрясение ощущалось единичными людьми, находившимися в состоянии покоя в помещениях, главным образом на вторых этажах деревянных зданий. Отмечены слабые плавные колебания здания и едва заметное дрожание мебели. Интенсивность сотрясений в поселке была на пределе ощутимости и составила 2 балла.

К сожалению, в силу особенностей размещения населенных пунктов в юго-западном Прибайкалье построение карты изосейст для Хойтогольского землетрясения не представляется возможным. В Тункинской системе впадин поселки сосредоточены вдоль широтного отрезка р. Иркут; к крупным рекам или транспортным путям приурочены и населенные пункты на остальной охваченной сотрясениями области. Значительные по площади местности остаются необжитыми или слабозаселенными. В связи с этим нами было отдано предпочтение схеме типа «пункты-баллы». Макросейсмические данные представлены в табл. 5, схема макросейсмических проявлений показана на рис. 7.

Из рис. 7 видно, что интенсивность сотрясений при Хойтогольском землетрясении распределена по площади крайне неравномерно. Так, например, пятибалльные эффекты ограничи-

ваются расстоянием в 44 км от эпицентра землетрясения. В то же время в г. Балаганске интенсивность сотрясений составила не менее 4 баллов при эпицентральной дистанции в 2–3 раза большем, чем до пунктов с интенсивностью в 3 и 3–4 балла. Столь значительные различия в макросейсмических эффектах землетрясения при сопоставимых эпицентральных расстояниях могут быть связаны с региональной разломной тектоникой или с локальными грунтовыми условиями. Последние могут оказывать существенное влияние и в пределах одного, даже сравнительного небольшого, населенного пункта. Надо сказать, что подобное неравномерное распределение интенсивности сотрясений неоднократно отмечалось ранее и при других сильных сейсмических событиях в Восточной Сибири [41–43].

Таблица 5. Макросейсмические проявления Хойтогорьского землетрясения 17 сентября в 02^h59^m с $K_p=13.8$

№	Пункт	Δ, км	Звук	№	Пункт	Δ, км	Звук
	<u>6 баллов</u>				<u>2–3 балла</u>		
1	Хойто-Гол	7	Гул	22	Зун-Мурино	94	
2	Туран	20	Гул	23	Култук	151	
	<u>5–6 баллов</u>			24	Моты	167	
3	Нилова пустынь	14	Гул	25	Свирск	191	
4	Мойготы	18	Гул	26	Еланцы	352	
	<u>5 баллов</u>				<u>2 балла</u>		
5	Монды	40	Гул	27	Торы	102	
6	Кырен	44	Гул	28	Орлик	142	Гул
	<u>4 балла</u>				<u>Не ощущалось</u>		
7	Аршан	64	Гул	29	Сорок	112	
8	Тибельти	119		30	Байкальск	185	
9	Верхний Булай	173	Гул	31	Листвянка	230	
10	Михайловка	178		32	Петропавловка	294	
11	Балаганск	269		33	Тулун	321	
	<u>3–4 балла</u>			34	Гусиноозерск	350	
12	Быстрое	134		35	Кяхта	380	
13	Слюдянка	153		36	Качуг	381	
14	Мальта	180		37	Иволгинск	394	
15	Касьяновка	181		38	Жигалово	415	
16	Кутулик	194		39	Улан-Удэ	421	
17	Иркутск	196	Гул	40	Калтук	434	
18	Залари	209		41	Алзамай	461	
	<u>3 балла</u>			42	Лесогорск	492	
19	Жемчуг	63	Гул	43	Квиток	519	
20	Хор-Тагна	183		44	Каймоновский	522	
21	Ангарск	183		45	Видим	526	
				46	Чистополянский	528	
				47	Соцгородок	536	
				48	Усть-Кут	617	

Анализ акселерограмм позволяет оценить один из важных показателей сейсмических воздействий – максимальное ускорение колебаний почвы. При этом информативными параметрами являются также преобладающие периоды, резонансные частоты колебаний рыхлых грунтов, длительность колебаний и затухание сейсмических волн.

Для оценки спектральных характеристик Хойтогорьского землетрясения по акселерограммам ближайших к эпицентру сейсмических станций «Монды», «Аршан» и «Иркутск» (рис. 8) были построены амплитудно-частотных спектры Фурье. Выбирались участки записей длиной 20 с, содержащие максимальные фазы колебаний S-волн. Спектры исправлялись на амплитудно-частотную характеристику приборов (параметры аппаратуры см. в [1]), при этом учи-

тывалось, что столообразный участок записи ускорений находится в интервале частот 0.5–20 Гц (на станции «Иркутск» до 10 Гц), шаг дискретизации – $\Delta t=0.01$ с, а разрешающая способность спектров по частоте составляет 0.8 Гц.

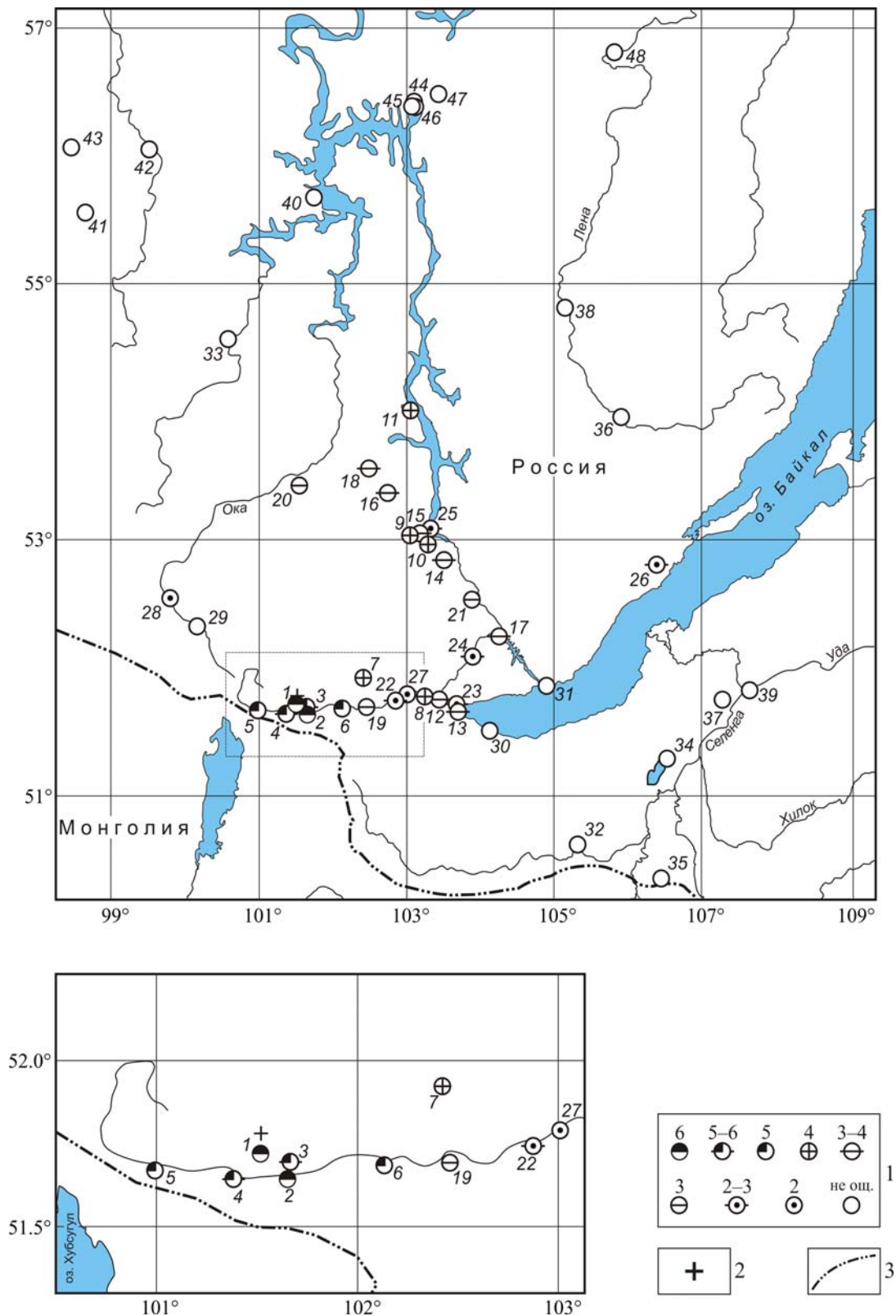


Рис. 7. Карта пунктов-баллов Хойтогорьского землетрясения 17 сентября 2003 г.

1 – интенсивность сотрясений по шкале MSK-64; 2 – инструментальный эпицентр; 3 – государственная граница. Номера пунктов на карте соответствуют таковым в табл. 5.

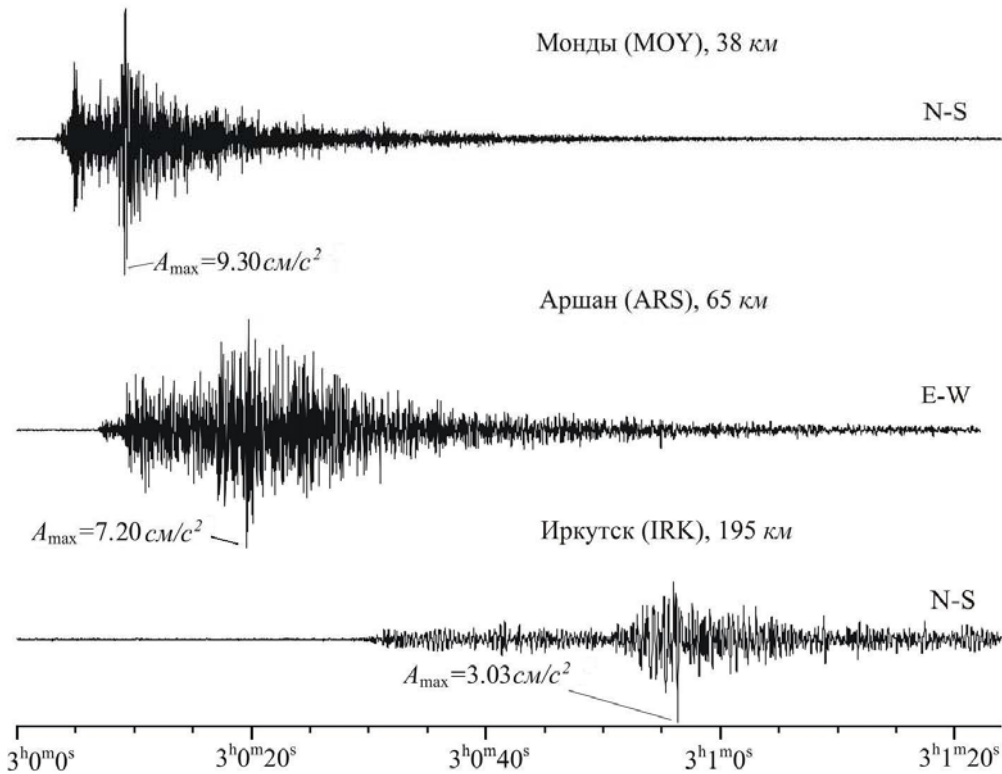


Рис. 8. Горизонтальные компоненты (с максимальными амплитудами) акселерограмм Хойтогорьского землетрясения 17 сентября, записанных на ближайших к эпицентру сейсмических станциях

Результаты расчетов показали следующее. На ближайшей станции – «Монды» (азимут эпицентр–станция равен 255°) – при ширине импульса в 2 с сейсмические колебания на уровне $0.7S_{\max}$ характеризуются высокочастотным спектром (3.0–6.0 Гц). В прямо противоположном направлении – на станции «Аршан» (азимут – 74°) – ширина импульса увеличивается до 10 с, а максимум спектра смещается еще в более высокочастотную область (2–11 Гц) (табл. 6, рис. 9). С увеличением эпицентрального расстояния (станция «Иркутск», азимут – 74°) частотный состав ускорений значительно обедняется высокими частотами, ширина импульса составляет 1.5 с, а ширина спектра на уровне $0.7S_{\max}$ ~1.0–5.0 Гц, что свидетельствует о значительном поглощении сейсмических волн на пути их распространения. Таким образом, при Хойтогорьском землетрясении на расстояниях до 200 км и в разных азимутах от эпицентра отмечается небольшая продолжительность самих колебаний (до 10 с) и наибольшие ускорения в диапазоне частот от 1 до 11 Гц. Подобные высокочастотные землетрясения, но большей магнитуды, представляют реальную опасность для зданий и сооружений различного типа.

Таблица 6. Инструментальные данные о сильных движениях грунтов при Хойтогорьском землетрясении 17 сентября 2003 г. на ближайших к эпицентру сейсмических станциях

Станция	Δ , км	Акселерограмма					Спектр акселерограммы				
		A_{\max} , см/с ²	T , с	f , Гц	τ , с на $0.5A_{\max}$	I , балл	S_{\max} , см/с ²	$f_{S_{\max}}$, Гц	Δf , Гц на $0.7S_{\max}$	Δf , Гц на $0.5S_{\max}$	
Монды	38	9.30	0.18	5.56	1.86	4	0.56	4.7	3.3–5.9	2.6–9.5	
Аршан	65	7.20	0.14	7.41	9.66	4	0.57	8.6	1.5–11.0	0.9–15.6	
Иркутск	195	3.03	0.32	3.12	1.48	2–3	0.28	2.3	1.2–5.1	0.7–5.9	

Примечание. Δ – эпицентральный расстояние; A_{\max} , T , f – максимальная амплитуда ускорений и соответствующие ей период и частота; τ – ширина импульса на уровне $0.5A_{\max}$; I – интенсивность в баллах по инструментальной части шкалы MSK-64 [44]; S_{\max} и $f_{S_{\max}}$ – максимальная амплитуда спектра ускорений и соответствующая ей частота; Δf – граничные частоты спектра на уровнях $0.7S_{\max}$ и $0.5S_{\max}$.

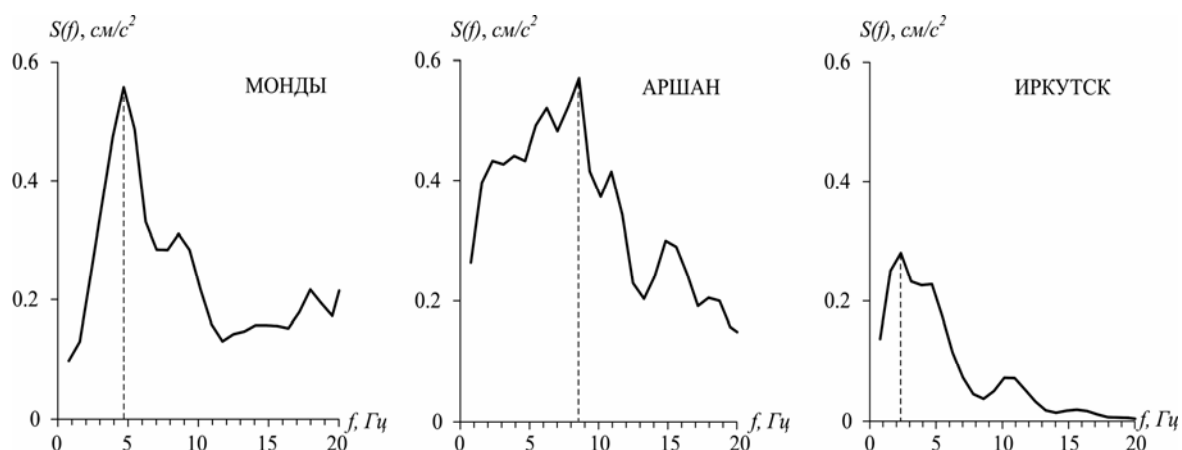


Рис. 9. Спектры ускорений участков наиболее интенсивной части акселерограмм Хойтогорского землетрясения, записанных ближайшими сейсмическими станциями

Значения зарегистрированных ускорений (табл. 6) отвечают 2–4 баллам по инструментальной шкале и удовлетворительно согласуются с наблюдаемыми макросейсмическими эффектами (см. табл. 5). Некоторые различия между ними обусловлены как объективными (недоучет факторов, влияющих на затухание сейсмических волн), так и субъективными причинами (неизбежными неточностями, возникающими при сборе и интерпретации макросейсмических данных). Полученные результаты хорошо согласуются с выводами В.А. Павленова с соавторами [45], выполнившими сопоставление наблюдавшихся макросейсмических эффектов с инструментально зарегистрированными сильными движениями грунта при Хойтогорском землетрясении, и дополняют их данные.

Резюмируя вышесказанное, отметим, что Хойтогорское землетрясение 17 сентября 2003 г. – это третье по энергетическому уровню сейсмическое событие из числа зарегистрированных в пределах Тункинской системы впадин за период инструментальных наблюдений. Наряду с другим сильным землетрясением 2003 г. – Куморским (16 сентября 2003 г., $K_p=14.3$) [46], Хойтогорское событие позволило выполнить сравнение оценок интенсивности сотрясений по инструментальным и макросейсмическим сведениям. Объем подобных материалов для Прибайкалья все еще невелик, поэтому полученные данные представляются весьма актуальными. Общие результаты изучения Хойтогорского землетрясения, безусловно, будут востребованы в оценках сейсмической опасности юго-западного фланга Байкальского рифта.

Л и т е р а т у р а

1. Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Масальский О.К. Прибайкалье и Забайкалье. (См. раздел I (Обзор сейсмичности) в наст. сб.).
2. Леонтьева Л.Р., Гилёва Н.А. (отв. сост.), Тигунцева Г.В., Хайдурова Е.В., Андрусенко Н.А., Тимофеева В.М., Евсеева Е.Д., Дворникова В.И., Дрокова Г.Ф., Анисимова Л.В., Масальская Л.Н., Дреннова Г.Ф., Курилко Г.В., Хороших М.Б., Емельянова Л.В., Федюшкина Я.И., Черных Т.Е., Попикова Л.А., Старкова И.П., Павлова Л.В., Найманова Е.В., Лазорева Л.А., Матвеева Е.А. Каталог землетрясений Прибайкалья и Забайкалья за 2003 год. (См. Приложение к наст. сб. на CD).
3. Сейсмологический бюллетень (ежедекадный) за 2003 год / Отв. ред. О.Е. Старовойт. – Обнинск: ГС РАН, 2003–2004.
4. International Seismological Centre, On-line Bulletin. – Thatcham, United Kingdom: Internatl. Seis. Cent., 2001. – <http://www.isc.ac.uk>.
5. Гилёва Н.А., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А., Девершер Ж. Локализация землетрясений и средние характеристики земной коры в некоторых районах Прибайкалья // Геология и геофизика. – 2000. – 41. – № 5. – С. 629–636.
6. Радзиминович Н.А., Мельникова В.И. (отв. сост.), Татомир Н.В., Добрынина А.А. Каталог механизмов очагов землетрясений Прибайкалья и Забайкалья за 2003 год. (См. Приложение к наст. сб. на CD).

7. **Мишарина Л.А., Мельникова В.И., Балжинням И.** Юго-западная граница Байкальской рифтовой зоны по данным о механизме очагов землетрясений // Вулканология и сейсмология. – 1983. – № 2. – С. 74–83.
8. **Аржаникова А.В., Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.** Позднечетвертичный и современный режимы деформирования западной части Тункинской системы впадин по структурно-геоморфологическим и сейсмологическим данным // Геология и геофизика. – 2007. – 48. – № 4. – С. 391–400.
9. **Шерман С.И.** Сдвиги и трансформные разломы литосферы // Проблемы разломной тектоники. – Новосибирск: Наука, СО РАН, 1981. – С. 5–27.
10. **Балла З., Кузьмин М.И., Леви К.Г.** Кинематика раскрытия Байкала // Геотектоника. – 1990. – № 2. – С. 80–91.
11. **Лунина О.В., Гладков А.С.** Разломная структура Тункинского рифта – отражение процесса косоугольного растяжения // ДАН. – 2004. – 398. – № 4. – С. 516–518.
12. **Мац В.Д., Уфимцев Г.Ф., Мандельбаум М.М. и др.** Кайнозой Байкальской рифтовой впадины: Строение и геологическая история. – Новосибирск: СО РАН, филиал «Гео», 2001. – 252 с.
13. **Щетников А.А., Уфимцев Г.Ф.** Структура рельефа и новейшая тектоника Тункинского рифта (Юго-Западное Прибайкалье). – М.: Научный мир, 2004. – 160 с.
14. **Сейсмогеология и сейсмичность юго-восточной части Восточного Саяна** / Под ред. В.П. Солоненко. – Новосибирск: Наука, СО РАН, 1975. – 135 с.
15. **Орлов А.П.** О землетрясениях вообще и землетрясениях Южной Сибири и Туркестанской области в особенности. Выпуск 1 // Труды Общества естествоиспытателей при Императорском Казанском университете. – 3. – № 1. – Казань, 1872. – С. 1–79.
16. **Мушкетов И.В., Орлов А.П.** Каталог землетрясений Российской империи // Записки Императорского Русского географического общества по общей географии. Т. 26. – СПб.: Типография Императорской АН, 1893. – 582 с.
17. **Голенецкий С.И., Хромовских В.С. (отв. сост.), Кисловская В.В., Кондорская Н.В., Солоненко В.П., Шебалин Н.В. V.** Прибайкалье [(2000 до н.э. – 500 н.э.)–1974 гг.; $M \geq 5.0$; $I_0 \geq 6$] // Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. – М.: Наука, 1977. – С. 315–338.
18. **Голенецкий С.И.** О некоторых сильных землетрясениях первой половины XIX в. в Восточной Сибири // Землетрясения в СССР в 1990 году. – М.: ОИФЗ РАН, 1996. – С. 126–131.
19. **Радзиминович Я.Б., Щетников А.А.** Сильное землетрясение 8 марта 1829 года на юго-западном фланге Байкальской рифтовой зоны: уточненные данные // Вулканология и сейсмология. – 2005. – № 3. – С. 42–50.
20. **Тресков А.А., Флоренсов Н.А.** Мондинское землетрясение 1950 г. // Бюллетень совета по сейсмологии АН СССР. – 1952. – № 2А. – С. 6–18.
21. **Пучков С.В., Хованова Р.И.** Кыренское землетрясение 10 августа 1958 г. // Известия АН СССР. Серия геофизическая. – 1959. – № 6. – С. 891–894.
22. **Тресков А.А., Мишарина Л.А.** Кыренское землетрясение 10 августа 1958 г. // Геология и геофизика. – 1960. – № 5. – С. 112–116.
23. **Бюллетень сильных землетрясений СССР за 1958 г.** // Вопросы инженерной сейсмологии. Вып. 4. (Труды ИФЗ. № 16 (183)). – М.: АН СССР, 1961. – С. 104–130.
24. **Хованова Р.И.** Кыренское землетрясение 22 октября 1958 г. // Бюллетень совета по сейсмологии АН СССР. – 1960. – № 10. – С. 40–43.
25. **Голенецкий С.И., Андрусенко Н.А., Анисимова Л.В., Белова Л.И., Букина К.И., Вторушина Г.Н., Дреннова Г.Ф., Евсеева Е.Д., Масальская Л.Н., Перевалова Г.И., Тигунцева Г.В., Фомина Е.В., Чупрова В.Г.** Региональный каталог землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР в 1980 году. – М.: Наука, 1983. – С. 200–206.
26. **Голенецкий С.И.** Землетрясения Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР в 1982 году. – М.: Наука, 1985. – С. 52–66.
27. **Голенецкий С.И., Голенецкая И.Г., Перевалова Г.И.** Региональный каталог землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР в 1982 году. – М.: Наука, 1985. – С. 190–197.

28. **Голенецкий С.И.** Землетрясения Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР в 1985 году. – М.: Наука. 1988. – С. 124–135.
29. **Голенецкий С.И., Голенецкая И.Г., Первалова Г.И.** Региональный каталог землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР в 1985 году. – М.: Наука, 1988. – С. 270–274.
30. **Голенецкий С.И.** Землетрясения Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР в 1989 году. – М.: Наука, 1993. – С. 95–101.
31. **Голенецкий С.И., Голенецкая И.Г.** Региональный каталог землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР в 1989 году. – М.: Наука, 1993. – С. 308–313.
32. **Голенецкий С.И., Голенецкая И.Г.** Региональный каталог землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения в СССР в 1991 году. – М.: ОИФЗ РАН, 1997. – С. 143–146.
33. **Голенецкий С.И.** Землетрясения Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения Северной Евразии в 1993 году. – М.: ГС РАН, 1999. – С. 69–82.
34. **Голенецкий С.И., Голенецкая И.Г.** Региональный каталог землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Землетрясения Северной Евразии в 1993 году. – М.: ГС РАН, 1999. – С. 185–190.
35. **Голенецкий С.И.** Прибайкалье и Забайкалье // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. – М.: ГС РАН, 2001. – С. 68–75.
36. **Голенецкий С.И.** Еловское землетрясение 29 июня 1995 года ($M_S=5.9$) // Землетрясения Северной Евразии в 1995 году. – М.: ГС РАН, 2001. – С. 183–187.
37. **Введенская А.В., Балакина Л.М.** Методика и результаты определения напряжений, действующих в очагах землетрясений Прибайкалья и Монголии // Бюллетень Совета по сейсмологии. – 1960. – № 10. – С. 73–84.
38. **Doser D.I.** Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. – 1991. – 196. – № 1–2. – P. 87–107.
39. **Delouis B., Deverchere J., Melnikova V., Radziminovitch N., Loncke L., Larroque C., Ritz J.F. and San'kov V.** A reappraisal of the 1950 (M_w 6.9) Mondy earthquake, Siberia, and its relationship to the strain pattern at the south-western end of the Baikal rift zone // Terra Nova. – 2002. – 14. – № 6. – P. 491–500.
40. **Мельникова В.И., Радзиминович Н.А.** Механизм очагов землетрясений Байкальского региона за 1991–1996 гг. // Геология и геофизика. – 1998. – 39. – № 11. – С. 1598–1607.
41. **Солоненко В.П.** О неравномерности распределения интенсивности сотрясений на поверхности Земли при землетрясениях // Геология и геофизика. – 1960. – № 3. – С. 122–126.
42. **Солоненко В.П.** Сейсмичность Южного Прибайкалья и опыт сейсмического микрорайонирования конуса выноса на оз. Байкал // Вопросы сейсмичности Сибири. – Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1964. – С. 169–203.
43. **Солоненко В.П., Павлов О.В., Хилько С.Д., Хромовских В.С.** Землетрясение 30 августа 1966 г. в Южном Байкале // Землетрясения в СССР в 1966 году. – М.: Наука, 1970. – С. 182–186.
44. **Медведев С.В. (Москва), Шпонхойер В. (Иена), Карник В. (Прага).** Шкала сейсмической интенсивности MSK-64. – М.: МГК АН СССР, 1965. – 11 с.
45. **Павленов В.А., Радзиминович Я.Б., Аржанников С.Г., Гладков А.С., Дзюба И.А.** Оценка интенсивности Хойтогорьского землетрясения 17 сентября 2003 г. по инструментальным и макросейсмическим данным // Вулканология и сейсмология. – 2007. – № 6. – С. 72–80.
46. **Радзиминович Н.А., Гилёва Н.А., Радзиминович Я.Б., Кустова М.Г., Чечельницкий В.И., Мельникова В.И.** Куморское землетрясение 16 сентября 2003 года с $M_w=5.6$, $K_p=14.3$, $I_0=7$ (Прибайкалье). (См. раздел III (Сильные и ощутимые землетрясения) в наст. сб.).