

УДК 550.34

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 18.10.2017 г. И 25.10.2017 г. В ЗАПАДНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ: ПОДТВЕРЖДЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОСТИ ЛОКАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ

© 2024 г. Я. Б. Радзиминович^{a, b, *}, А. И. Филиппова^{b, c, **},
В. И. Мельникова^{a, d, ***}, Н. А. Гилёва^{a, ****}

^aБайкальский филиал ФИЦ “Единая геофизическая служба РАН”,
ул. Лермонтова, 128, Иркутск, 664033 Россия

^bИнститут теории прогноза землетрясений и математической геофизики РАН,
ул. Профсоюзная, 84/32, Москва, 117997 Россия

^cИнститут земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН,
Калужское шоссе, 4, Москва, Троицк, 142190 Россия

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

*e-mail: yan.radziminovich@gmail.com

**e-mail: aleirk@mail.ru

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

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

Поступила в редакцию 17.04.2024 г.

После доработки 19.06.2024 г.

Принята к публикации 21.08.2024 г.

В статье рассматриваются два землетрясения, произошедшие 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г. в Западном Забайкалье. Несмотря на умеренный энергетический уровень обоих событий, их можно считать значимыми для района исследований, поскольку подобные землетрясения регистрируются здесь относительно редко по сравнению с высокоактивными смежными районами Байкальской рифтовой зоны. Механизмы очагов обоих землетрясений, определенные по амплитудным спектрам поверхностных волн, показали, что данные события произошли при доминирующем влиянии близгоризонтального сжатия, ориентированного в широтном направлении, и наклонного или субвертикального СЗ—ЮВ растяжения, что типично для Западного Забайкалья. Для обоих землетрясений были также рассчитаны очаговые параметры: скалярный сейсмический момент $M_0 = 5.0 \cdot 10^{15}$ Н·м, моментная магнитуда $M_w = 4.4$ и глубина гипоцентра $h = 7$ км для события 18.10.2017 г.; $M_0 = 3.5 \cdot 10^{15}$ Н·м, $M_w = 4.3$ и $h = 29$ км для события 25.10.2017 г. Рассматриваемые землетрясения вызвали заметные макросейсмические эффекты в ближней зоне; максимальная наблюдаемая интенсивность сотрясений составила IV–V баллов (MSK-64) при землетрясении 18.10.2017 г. и V баллов при землетрясении 25.10.2017 г. На основании полученных данных рассматривается современная активность разломов района исследований. Результаты исследования могут быть востребованы в работах по уточнению сейсмической опасности и оценке сейсмического риска на территории Западного Забайкалья.

Ключевые слова: землетрясение, механизм очага, макросейсмические данные, активные разломы, Западное Забайкалье

DOI: 10.31857/S0203030624060052, EDN: HYYQTS

ВВЕДЕНИЕ

Территория Западного Забайкалья, прилегающая с востока и юга к Байкальской рифтовой зоне (БРЗ), в геодинамическом отношении рассматривается как часть Амурской плиты [Bird,

2003]. Тектонические и сейсмические процессы в пределах Забайкалья имеют внутриплитный характер и существенно менее интенсивны по сравнению с БРЗ [Семинский, Радзиминович, 2011]. Несмотря на то, что здесь возможны до-

вольно сильные сейсмические события, по магнитуде сопоставимые с землетрясениями БРЗ (рис. 1), значимыми для рассматриваемого района можно считать землетрясения с $M = 4.0-4.5$. Кроме того, Западное Забайкалье характеризуется довольно высокой плотностью населения, а также большим количеством населенных пунктов, что увеличивает вероятность совпадения их местоположения с очаговыми зонами ощутимых событий. В таком случае даже умеренное землетрясение может сопровождаться сильными макросейсмическими эффектами и заметным материальным ущербом.

Известно, что сейсмологические данные позволяют судить о напряженно-деформированном состоянии территории, кинематике активных разломов, а также, в некоторых случаях, их сейсмическом потенциале. Для Западного Забайкалья эти вопросы до настоящего времени остаются недостаточно освещенными в силу низкой сейсмической активности. В связи с этим умеренные и сильные землетрясения, регистрируемые на рассматриваемой территории нечасто, в каждом случае привлекают пристальное внимание.

Сейсмические проявления в Западном Забайкалье известны как по историческим, так и инструментальным данным. В течение XIX века в районе исследований отмечено несколько довольно сильных событий. В их числе землетрясения 08.08.1830 г. ($M = 6.0-6.2$) [Новый..., 1977; Чипизубов, 2009], 09.10.1864 г. ($M = 5.1$) [Радзиминович, 2014], 19.11.1885 г. ($M = 6.2$) [Новый..., 1977], а также 13.11.1898 г. ($M = 5.9$) [Radziminovich, 2014]. В первой половине XX века в Западном Забайкалье зарегистрированы сильные события 10.05.1929 г. ($M = 5.6$) и 15.10.1934 г. ($M = 5.6$) [Новый..., 1977], хотя их нельзя назвать хорошо исследованными в силу недостатка инструментальных и макросейсмических данных. Наиболее сильным сейсмическим событием раннего инструментального периода является Бутэлийское землетрясение 06.02.1957 г. ($M = 6.5$) [Новый..., 1977; Землетрясения..., 1985], изученное несколько более тщательно по сравнению с предшествующими толчками. Эпицентр события располагался на территории Монголии, однако заметные колебания охватили обширную территорию Южного Прибайкалья. Землетрясение ощущалось с интенсивностью VI–VII баллов в г. Кяхта и

IV балла в г. Иркутск [Голенецкий, Пшенников, 1960]. Впоследствии макросейсмическая информация была дополнена сведениями, собранными в северных районах Монголии [Землетрясения..., 1985].

В течение периода инструментальных наблюдений (с 1960 г.) в Западном Забайкалье также произошло несколько значимых событий, при этом некоторые из них сопровождались повреждениями зданий в пределах ближней зоны и характеризовались значительной областью ощутимости. Среди них наиболее детально исследованы Оронгойское (02.10.1980 г., $M_w = 5.2$) [Голенецкий и др., 1982] и Заганское (01.02.2011 г., $M_w = 4.7$) [Мельникова и др., 2015; Melnikova et al., 2017] землетрясения, а также сильное

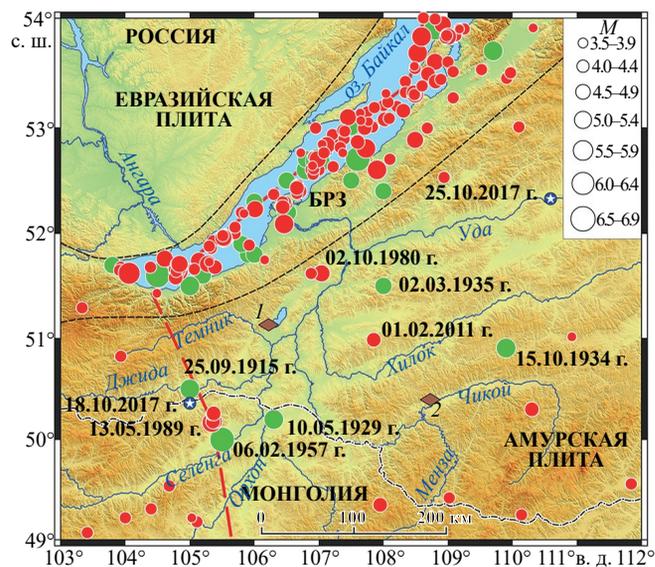


Рис. 1. Сейсмичность Западного Забайкалья и прилегающих районов БРЗ.

Кружками зеленого цвета обозначены эпицентры землетрясений исторического и раннеинструментального периода (1900–1959 гг., $M_{LN} \geq 5.0$) по данным [Новый..., 1977], красного – эпицентры землетрясений инструментального периода сейсмологических наблюдений (1960–2017 гг., $M_w \geq 3.5$) по данным Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН. Моментные магнитуды M_w , в случае отсутствия прямых определений, приведены по данным каталога ISC-GEM [Storchak et al., 2015; Di Giacomo et al., 2015] или рассчитаны по значениям энергетического класса K_p [Rautian et al., 2007] с использованием соотношения из работы [Середкина, Гилева, 2016]. Ромбами обозначены сейсмодислокации в зоне Хамбинского (1) и Чикойского (2) разломов. Синие кружки со звездочкой означают эпицентры рассматриваемых землетрясений. Красной пунктирной линией обозначена граница между Евразийской и Амурской литосферными плитами, по [Bird, 2003].

событие 13.05.1989 г. ($M_w = 5.6$), с эпицентром на территории Монголии [Голенецкий и др., 1993]. Последнее произошло приблизительно в том же месте, что и землетрясение 06.02.1957 г.

В целом, эпицентральное поле Западного Забайкалья имеет рассеянный характер. В отличие от БРЗ, где эпицентры землетрясений образуют относительно плотные скопления, территории Забайкалья группирующиеся события не свойственны (см. рис. 1).

Основу структурного плана Западного Забайкалья составляют протяженные разломы северо-восточного простирания. Наряду с тектоническими нарушениями регионального ранга здесь распространены локальные разломы северо-западного простирания. Структуры характеризуются различным возрастом заложения, однако большинство из них имеет признаки кайнозойской активности [Карта..., 1982]. Надежная оценка их сейсмического потенциала весьма затруднительна в силу редкости сильных землетрясений и относительно короткого периода сейсмологических наблюдений. Тем не менее результаты палеосейсмологических исследований дают основания предполагать возможность возникновения здесь высокомагнитудных землетрясений. В частности, в зоне Хамбинского разлома, ограничивающего западный борт Гусиноозерской впадины, в ходе структурно-геологических и тектонофизических исследований установлены два палеоземлетрясения, произошедшие в голоцене и сопровождавшиеся поверхностным разрывообразованием [Лунина, Гладков, 2009]. Их магнитуда оценивается значением $M \geq 7.0$ [Смекалин и др., 2019]. Не менее высоким потенциалом характеризуется Чикойский разлом, к зоне которого приурочены по меньшей мере три палеоземлетрясения с $M \sim 7.0-7.2$, произошедшие в течение последних 5–8 тыс. лет [Смекалин, Ескин, 2022].

На этом фоне существенный интерес представляют два землетрясения, зарегистрированные в Западном Забайкалье в октябре 2017 г. Эпицентр первого из них – 18.10.2017 г. ($m_b = 4.7$) – располагался на территории Монголии вблизи государственной границы с Российской Федерацией. Второе землетрясение – 25.10.2017 г. ($m_b = 4.2$) – зафиксировано в Еравнинском районе Республики Бурятия вблизи улуса Усть-Эгита, где до этого момента подобные события не

регистрировались. В силу относительно низкой сейсмической активности Западного Забайкалья целесообразно детально рассмотреть оба события. Во-первых, эти землетрясения подтверждают современную активность разломных структур или их сегментов. Во-вторых, решения механизмов очагов в районе исследований сравнительно немногочисленны, в связи с чем новые определения представляют собой значимое дополнение к уже имеющимся данным. Кроме того, механизмы очагов позволяют составить более ясное представление о тектонической позиции землетрясений и кинематике активных разломов. В-третьих, землетрясения 2017 г. в некоторой степени восполняют недостаток макросейсмических данных для территории Западного Забайкалья. Результаты комплексного исследования землетрясений 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г. приводятся в настоящей статье.

ИНСТРУМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ

Условия инструментальной регистрации землетрясений на территории Забайкалья заметно хуже по сравнению с БРЗ, что обусловлено конфигурацией региональной сейсмической сети [Гилёва, Хритова, 2023]. Землетрясение 18.10.2017 г. было записано 33 сейсмическими станциями на эпицентральных расстояниях от 122 км (“Закаменск”) до 1295 км (“Юктали”) (рис. 2а). Близких станций ($\Delta < 200$ км) насчитывается семь. В работе использованы только данные сейсмических станций России. К сожалению, мы не располагаем записями станций Монголии, расположенных в южных румбах от эпицентра, что обусловило значительную азимутальную брешь (177°). Тем не менее разброс решений эпицентра землетрясения по данным различных международных сейсмологических агентств преимущественно невелик, четыре из пяти решений находятся в пределах круга радиусом 6 км (см. рис. 2а, табл. 1). Наименьшие ошибки локализации эпицентра получены в агентстве BAGSR. В течение последующих семи суток после землетрясения 18.10.2017 г. было зарегистрировано пять слабых афтершоков с энергетическим классом $K_p = 6.9-8.0$.

Землетрясение 25.10.2017 г. характеризуется немногим более благоприятными условиями регистрации, хотя и в этом случае к югу от эпицентра имеется лишь одна станция

(“Хапчеранга”) (см. рис. 2б). Азимутальная брешь составила 94° . Основные параметры события были определены по записям 35 сейсмических станций, расположенных на эпицентральных расстояниях от 152 км (“Суво”) до 1045 км (“Чульман”); четыре станции расположены на расстоянии <200 км (см. рис. 2б). Разброс локализации эпицентра землетрясения по данным разных международных сейсмологических агентств можно считать небольшим: все четыре решения находятся в пределах круга радиусом 7 км (см. рис. 2б, табл. 1). Наименьшая ошибка локализации эпицентра получена в агентстве BAGSR (менее 2 км), наибольшая – в агентстве IDC (до 20 км).

ОЧАГОВЫЕ ПАРАМЕТРЫ

Исходными данными для расчетов очаговых параметров исследуемых землетрясений служили записи волн Рэля и Лява на удаленных

широкополосных сейсмических станциях сетей II, IU и IC (коды сетей и сейсмических станций здесь и далее соответствуют международному стандарту) [Albuquerque..., 1992, 2014; Scripps..., 1986]. Обработывались только те сейсмограммы, которые характеризовались высоким отношением сигнал/шум и нормальной поляризацией поверхностных волн. В соответствии с этими критериями для землетрясения 18.10.2017 г. были отобраны записи 10 сейсмических станций, расположенных на эпицентральных расстояниях $\Delta = 2258\text{--}6244$ км (рис. 3а), а для землетрясения 25.10.2017 г. – 7 станций ($\Delta = 2671\text{--}5739$ км) (см. рис. 3б). Отметим, что в обоих случаях станции расположены в разных азимутах от эпицентров рассматриваемых событий, и на большинстве станций выделены волны Лява.

Амплитудные спектры поверхностных волн определялись с помощью метода спектрально-временного анализа (СВАН) [Левшин и др.,

Таблица 1. Основные параметры землетрясений 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г. по данным различных сейсмологических агентств

Агентство	t_0 , ч мин с	δt_0 , с	Гипоцентр						Магнитуда или энергетический класс K_p
			φ° , с. ш.	$\delta\varphi^\circ$	λ° , в. д.	$\delta\lambda^\circ$	h , км	δh , км	
Землетрясение 18.10.2017 г.									
BAGSR	17 46 03.60	0.48	50.36	0.03	105.00	0.02			$K_p = 12.9(\pm 0.2)/26$
MOS	17 46 01.60	1.40	50.32	0.05	105.07	0.12	10		$mb = 4.7/9$
NEIC	17 46 02.19	1.67	50.54	0.09	105.23	0.14	10	1.9	$mb = 4.4/25$
IDC	17 46 02.40	0.65	50.37	0.12	105.15	0.16	0f		$mb = 3.8/12; M_S = 3.5/17$
ISC	17 46 02.99	0.93	50.38	0.03	105.04	0.05	4	6.04	$mb = 4.2/26; M_S = 3.7/16$
Землетрясение 25.10.2017 г.									
BAGSR	07 09 29.80	0.22	52.33	0.01	110.59	0.02			$K_p = 12.5(\pm 0.2)/25$
MOS	07 09 27.30	1.03	52.29	0.06	110.68	0.17	11		$mb = 4.2/3$
IDC	07 09 24.28	1.06	52.40	0.19	110.66	0.22	0f		$mb = 3.8/7; M_S = 3.3/5$
ISC	07 09 27.30	1.05	52.34	0.03	110.71	0.04	2.0	7.45	$mb = 3.8/9; M_S = 3.4/3$

Примечания. BAGSR – Байкальский филиал ФИЦ ЕГС РАН, г. Иркутск, Россия (<http://seis-bykl.ru>); MOS – ФИЦ ЕГС РАН, г. Обнинск, Россия (<http://www.ceme.gsras.ru>); NEIC – National Earthquake Information Center, США (<https://earthquake.usgs.gov>); IDC – International Data Centre, Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBTO), Австрия (<https://www.ctbto.org>); ISC – International Seismological Centre, Thatcham, Великобритания (<http://www.isc.ac.uk>); в графе “Магнитуда или энергетический класс K_p ” число после косой черты – количество сейсмических станций; f – фиксированное значение глубины очага.

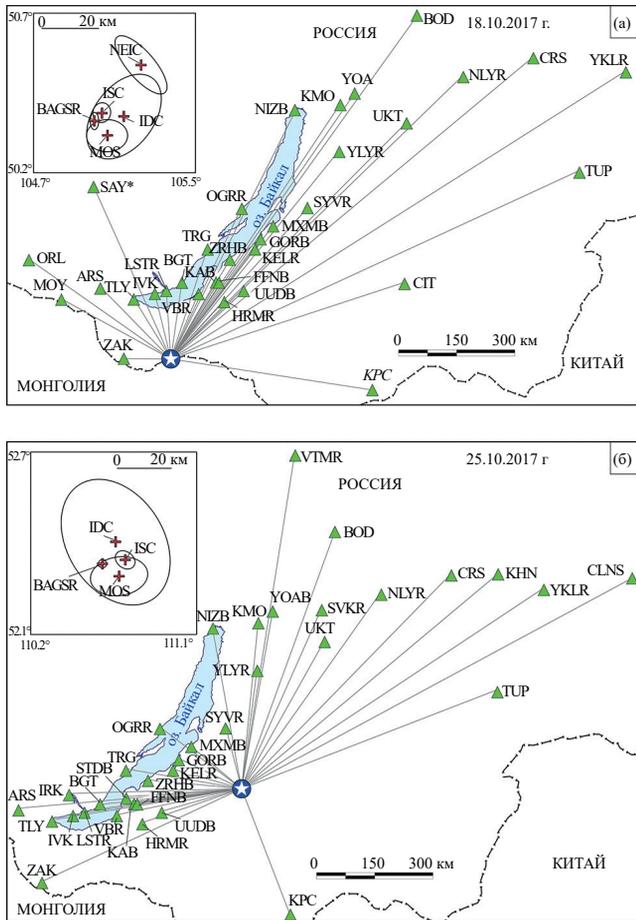


Рис. 2. Положение эпицентров землетрясений 18.10.2017 г. (а) и 25.10.2017 г. (б) (кружок со звездочкой) относительно региональных сейсмических станций, данные которых использовались при обработке материалов наблюдений. Коды станций соответствуют международному стандарту. На врезках показаны положения эпицентров, определенные в различных сейсмологических агентствах, и эллипсы ошибок (см. табл. 1).

1986], представляющего собой аналог многоканальной узкополосной фильтрации. Диапазон периодов, в котором поверхностные волны выделялись наиболее надежно, подбирался для каждой станции отдельно. Для большинства станций он составил 30–65 с, за исключением станции GRFO для первого землетрясения и KONO для второго, на которых фильтрация была выполнена в более узком диапазоне — 30–50 с. Примеры исходных и отфильтрованных записей, а также соответствующие СВАН-диаграммы ЛНТ-компоненты станции MAJO приведены на рис. 3б, 3в, 3г.

Моделирование очаговых параметров рассматриваемых землетрясений выполнялось в

приближении мгновенного двойного диполя (*double-couple*) по полученным амплитудным спектрам поверхностных волн [Букчин, 1989]. В качестве дополнительной информации использовались знаки первых вступлений *P*-волн на станциях региональной сейсмической сети (см. рис. 2) в соответствии с работой [Lasserre et al., 2001]. Подробно выбранный метод инверсии описан в статье [Filipova et al., 2022]. В результате рассчитывались следующие параметры: скалярный сейсмический момент (M_0), глубина очага (h) и фокальный механизм. Моментные магнитуды (M_w) вычислялись по полученным значениям скалярного сейсмического момента по соотношению из работы [Hanks, Kanamori, 1979]. Выбор данного метода обусловлен, во-первых, тем, что определения механизмов очагов только по знакам первых вступлений *P*-волн в Забайкалье существенно ограничены геометрией сети сейсмических станций, не позволяющей получить равномерное распределение знаков во всех азимутах (см. рис. 2). Во-вторых, помимо непосредственно фокального механизма он позволяет оценить M_0 , M_w и глубину очага.

Строение земной коры под сейсмическими станциями (см. рис. 3а, 3б) и в окрестности очагов исследуемых сейсмических событий задавалось моделью 3SMAC [Nataf, Ricard, 1996]. Отметим, что используемая нами процедура инверсии является устойчивой к выбору модели среды, что было показано ранее на примерах землетрясений, произошедших в различных регионах северной Евразии [Мельникова и др., 2013; Середкина, Козьмин, 2017; Seredkina et al., 2020]. Для описания строения верхней мантии и расчета затухания поверхностных волн использовалась сферически симметричная модель PREM [Dziewonski, Anderson, 1981].

Качество полученных оценок очаговых параметров оценивалось с помощью функции нормированной невязки (ϵ) [Lasserre et al., 2001], характеризующей отличие синтетических амплитудных спектров от наблюдаемых и показывающей отношение числа знаков первых вступлений *P*-волн, не удовлетворяющих полученному решению фокального механизма, к общему числу используемых знаков. Для оценки разрешения определяемых параметров также строились частные функции нормированной

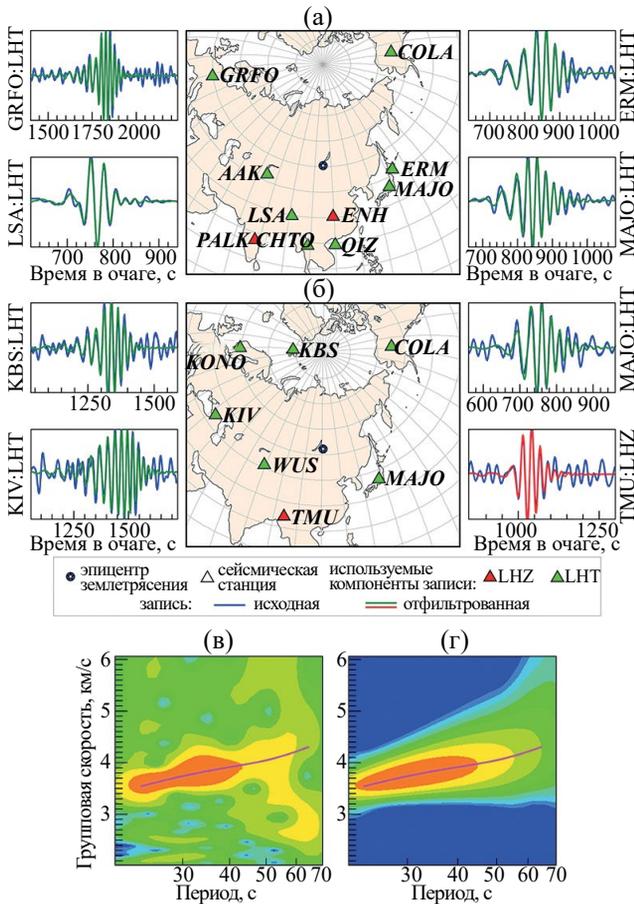


Рис. 3. Используемые сейсмические станции с примерами фильтрации записей для землетрясений 18.10.2017 г. (а) и 25.10.2017 г. (б–г).

Коды станций соответствуют международному стандарту. LHZ – вертикальная компонента записи, LHT – трансверсальная компонента записи (результат вращения горизонтальных компонент, направленных на восток и север).

в, г – СВАН-диаграммы записи землетрясения 25.10.2017 г. на трансверсальной (LHT) компоненте станции MAJO ($azm = 118^\circ$, $\Delta = 2779$ км) до (в) и после (г) фильтрации. Красный и синий цвет на СВАН-диаграммах обозначает максимальную и минимальную амплитуду сигнала соответственно. Дисперсионные кривые групповой скорости обозначены розовыми кривыми.

невязки. Для этого расчеты проводились лишь для одного параметра (например, глубины – ϵ_h на рис. 4б, 4г), а остальным присваивались фиксированные значения, обеспечивающие минимум функции ϵ .

В результате для землетрясения 18.10.2017 г. были получены следующие значения очаговых параметров: скалярный сейсмический момент $M_0 = 5.0 \cdot 10^{15}$ Н·м, моментная магнитуда $M_w = 4.4$, глубина очага $h = 7$ км (см. рис. 4б). В очаге рассматриваемого события

реализовались левосторонние взбросо-сдвиговые смещения по нодальной плоскости ЮВ простирания (NP2, см. рис. 4а), сформировавшиеся под влиянием СВ сжатия и СЗ растяжения. Такой фокальный механизм не противоречит имеющимся оценкам напряжений в земной коре [Heidbach et al., 2016], полученным в 30–50 км к юго-востоку от эпицентра исследуемого землетрясения, согласно которым преобладающим режимом является сдвиг, а максимальное горизонтальное сжатие имеет СВ ориентацию. Для землетрясения 25.10.2017 г. скалярный сейсмический момент составил $M_0 = 3.5 \cdot 10^{15}$ Н·м, моментная магнитуда $M_w = 4.3$, глубина очага $h = 29$ км (см. рис. 4г). В очаге этого события по нодальным плоскостям субмеридионального простирания реализовались взбросовые смещения, сформировавшиеся под влиянием доминирующего близгоризонтального сжатия восточной ориентации (см. рис. 4в).

МАКРОСЕЙСМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

Землетрясение 18.10.2017 г. ($M_w = 4.4$) вызвало ощутимые сотрясения на эпицентральных расстояниях до 245 км. В ближайших к эпицентру населенных пунктах – с. Желтура,

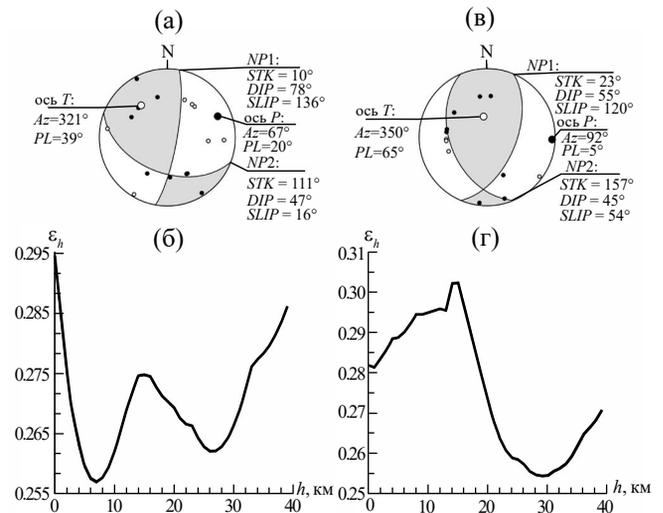


Рис. 4. Очаговые параметры землетрясений 18.10.2017 г. (а, б) и 25.10.2017 г. (в, г): механизм очага (а, в) и зависимость частной функции нормированной невязки от глубины очага (б, г). Обозначения: NP – нодальная плоскость, ось T/P – ось растяжения/сжатия, STK – направление простирания, DIP – угол падения, SLIP – угол подвижки, Az – азимут, PL – угол поворота.

с. Тэнгэрэк, с. Оёр, с. Нижний Торей, у. Нижний Бургалтай, с. Петропавловка – некоторые очевидцы в момент землетрясения проснулись, испытывая при этом испуг. В помещениях отмечено дрожание мебели, дребезжание посуды и стекла, смещение со своих мест неустойчивых предметов, а также сотрясение здания в целом. В с. Оёр землетрясение было замечено на открытом воздухе людьми, находившимися в состоянии покоя. Во время землетрясения проявлялись беспокойство собаки и крупный рогатый скот. Некоторые очевидцы слышали сопровождавший землетрясение подземный гул, напоминавший шум тяжелого транспорта. Перечисленные эффекты наблюдались на расстояниях от 15 до 51 км и соответствуют интенсивности сотрясений IV–V баллов по шкале MSK-64 (рис. 5а, табл. 2).

Сотрясения интенсивностью IV балла были замечены в населенных пунктах юго-западных районов Республики Бурятия на расстояниях от 60 до 115 км. В г. Кяхта землетрясение вызвало дрожание и скрип мебели, дребезжание посуды, скрип конструктивных элементов зданий. Некоторые очевидцы утверждают, что слышали небольшой гул. Интенсивность сотрясений III–IV балла наблюдалась на расстояниях от 91 до 219 км, в основном в населенных пунктах, расположенных на р. Селенге. Необычно выглядят довольно заметные макросейсмические эффекты в г. Иркутск, расположенном на расстоянии 217 км от эпицентра. Землетрясение ощущалось практически во всех районах города, в основном на 3–5 или более высоких этажах. Очевидцы отмечали колебания мебели, дребезжание посуды, легкое колебание жидкости в посуде; немногие испытывали испуг.

Землетрясение 25.10.2017 г. ($M_w = 4.3$) в аспекте макросейсмических проявлений вызывает особый интерес. Во-первых, это единственное событие такого энергетического уровня в данном локальном районе за весь период инструментальных наблюдений (1960–2017 гг.). Во-вторых, с учетом общего дефицита макросейсмических данных для территории Забайкалья информация об ощутимых эффектах этого землетрясения представляет значительную ценность.

Наибольшая интенсивность сотрясений (V баллов) отмечена в у. Усть-Эгита и с. Тужинка,

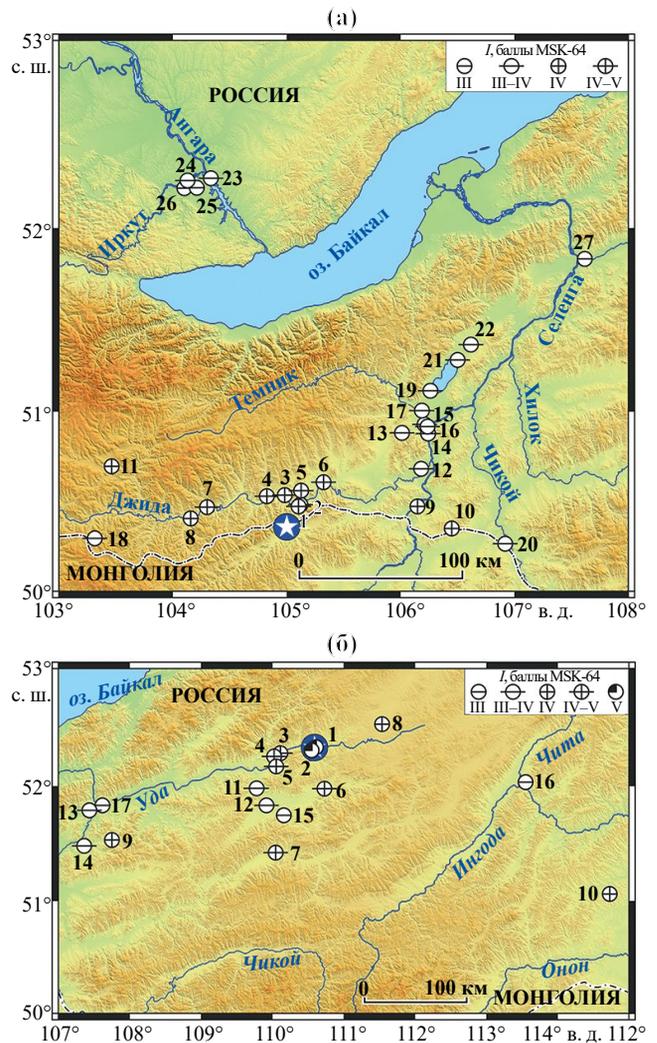


Рис. 5. Макросейсмические проявления землетрясений 18.10.2017 г. (а) и 25.10.2017 г. (б). Номера пунктов наблюдения соответствуют табл. 2 и 3 соответственно.

которые расположены непосредственно в эпицентральной зоне (см. рис. 5б, табл. 3). Очевидцы ощущали землетрясение в помещениях и на открытом воздухе; люди испытывали испуг. Отмечено общее сотрясение зданий; по свидетельству одного из очевидцев, наблюдался “... толчок, как будто в здание въехала машина”. В помещениях местами осыпались чешуйки побелки. При землетрясении замечено беспокойство домашних животных (собаки).

Несколько менее выраженные эффекты, тем не менее замеченные практически всеми жителями и соответствующие IV–V баллам, наблюдались на эпицентральных расстояниях от 33 до 107 км.

ОБСУЖДЕНИЕ

Детальное исследование землетрясений 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г. дало возможность восполнить недостаток информации об условиях формирования очаговых зон умеренных землетрясений в пределах Западного Забайкалья. Прежде всего это касается механизмов очагов землетрясений. Полученные для рассматриваемых сейсмических событий оценки очаговых параметров характеризуются значениями функции нормированной невязки $\epsilon < 0.3$ (0.257 и 0.254 для землетрясений 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г.

соответственно). Таким образом, как было показано ранее на многочисленных примерах землетрясений сопоставимого энергетического уровня, для анализа которых использовалось приблизительно такое же количество исходных данных [Середкина, Мельникова, 2014; Seredkina, Melnikova, 2018], полученные нами результаты является надежными. Это подтверждается близостью наблюдаемых и синтетических спектров поверхностных волн (рис. 6). Небольшие расхождения в спектрах могут быть обусловлены необходимостью

Таблица 2. Интенсивность сотрясений в пунктах наблюдения при землетрясении 18.10.2017 г.

№ п/п	Пункт	Координаты, град.		Δ, км	I, баллы MSK-64
		φ°, с. ш.	λ°, в. д.		
1	с. Желтура	50.474	105.103	15	IV–V
2	с. Тэнгэрэк	50.484	105.120	16	IV–V
3	с. Оёр	50.537	104.982	20	IV–V
4	с. Нижний Торей	50.531	104.825	23	IV–V
5	у. Нижний Бургалтай	50.562	105.126	24	IV–V
6	с. Петропавловка	50.609	105.323	36	IV–V
7	у. Улекчин	50.470	104.300	51	IV–V
8	с. Михайловка	50.407	104.156	60	IV
9	п. Хоронхой	50.474	106.148	82	IV
10	г. Кяхта	50.351	106.449	103	IV
11	с. Баянгол	50.697	103.462	115	IV
12	пгт Джида	50.683	106.180	91	III–IV
13	с. Сосновка	50.882	106.012	92	III–IV
14	с. Билютай	50.878	106.241	105	III–IV
15	у. Шана	50.929	106.210	106	III–IV
16	с. Селендума	50.917	106.236	107	III–IV
17	с. Темник	51.005	106.187	110	III–IV
18	с. Холтосон	50.296	103.314	120	III–IV
19	с. Гусиное Озеро	51.114	106.261	122	III–IV
20	с. Чикой	50.266	106.918	136	III–IV
21	г. Гусиноозерск	51.283	106.500	147	III–IV
22	у. Тохой	51.367	106.617	159	III–IV
23	г. Иркутск	52.267	104.333	217	III–IV
24	с. Смоленщина	52.255	104.128	219	III–IV
25	рп Маркова	52.216	104.210	213	III
26	г. Шелехов	52.214	104.100	215	III
27	г. Улан-Удэ	51.833	107.617	245	III

учета длительности землетрясений и конечных размеров их очагов [Bukchin, 1995], что для землетрясений с $M < 5.0$ показано в работе [Фомочкина, Букчин, 2020]. Также отметим, что практически на всех станциях знаки первых вступлений P -волн удовлетворяют диаграммам излучения рассчитанных фокальных механизмов, за исключением нескольких знаков, близких к нодальным плоскостям (см. рис. 4а, 4в).

Землетрясения 18.10.2017 г. и 25.10.2017 г., наряду с другими событиями исторического и инструментального периодов наблюдений, подтверждают современную сейсмическую активность разломных структур Западного Забайкалья. Точная тектоническая привязка очагов землетрясений в пределах рассматриваемой

территории вызывает некоторые сложности, связанные, прежде всего, с неоднозначностью существующих карт активных разломов. Одни и те же структуры (в основном генеральные) у различных авторов могут носить разные названия и, кроме того, их положение на разных картах может несколько отличаться. Следует отметить, что в пределах эпицентральных областей рассматриваемых землетрясений современные цифровые карты активной тектоники [Лунина, 2016; Zelenin et al., 2022] отображают разломы практически одинаково, но в то же время они сильно отличаются по рисунку структурного плана от более старых карт, например, от “Карты разломов юга Восточной Сибири” [Карта..., 1982]. В таких условиях

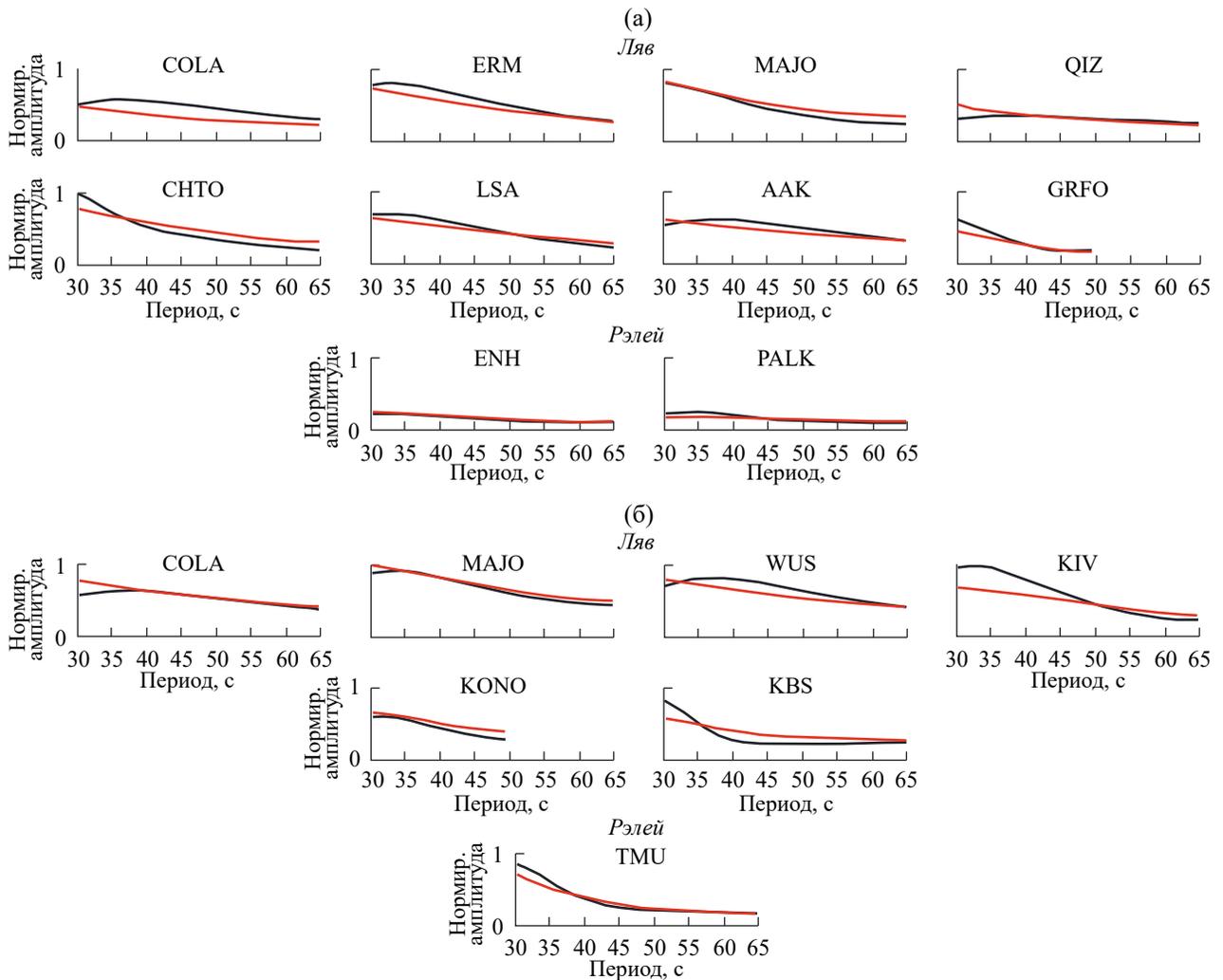


Рис. 6. Нормированные амплитудные спектры поверхностных волн для землетрясений 18.10.2017 г. (а) и 25.10.2017 г. (б). Черные кривые соответствуют наблюдаемым спектрам, красные – синтетическим, удовлетворяющим оценкам очаговых параметров, полученным в данной работе (см. рис. 4).

Таблица 3. Интенсивность сотрясений в пунктах наблюдения при землетрясении 25.10.2017 г.

№ п/п	Пункт	Координаты, град.		Δ, км	I, баллы MSK-64
		φ°, с. ш.	λ°, в. д.		
1	у. Усть-Эгита	52.333	110.611	1	V
2	с. Тужинка	52.306	110.550	4	V
3	у. Булум	52.281	110.113	33	IV–V
4	с. Онинборск	52.254	110.024	39	IV–V
5	п. Зун-Хурай	52.168	110.054	41	IV–V
6	у. Загустай	51.977	110.730	40	IV–V
7	с. Глинка	51.423	110.046	107	IV–V
8	с. Сосново-Озерское	52.529	111.538	68	IV
9	с. Куйтун	51.533	107.750	214	IV
10	пгт Новоорловск	51.061	114.730	318	IV
11	у. Усть-Орот	51.980	109.779	67	III–IV
12	с. Кижинга	51.833	109.917	72	III–IV
13	у. Хойтобэе	51.790	107.434	224	III–IV
14	с. Тарбагатай	51.482	107.361	240	III–IV
15	п. Сулхара	51.747	110.160	71	III
16	г. Чита	52.033	113.550	204	III
17	г. Улан-Удэ	51.833	107.617	210	III

решения фокальных механизмов становятся ключевым аргументом, позволяющим более уверенно говорить о тектонической позиции очагов сейсмических событий.

Эпицентр землетрясения 18.10.2017 г. расположен на территории Монголии, на южном склоне Джидинского хребта, в районе его северо-восточного окончания. Вдоль южного борта хребта трассируется региональный разлом, обозначенный как Джиди-Дээлтэрийнский на карте [Лунина, 2016] или как Тэс-Селенгинский в работе [Zelenin et al., 2022] (рис. 7а). Разлом имеет в основном северо-восточное простирание, однако некоторые его небольшие по протяженности сегменты характеризуются субширотной или даже восток–юго-восточной ориентацией. К одному из таких сегментов, простирание которого варьируется, по разным данным, от 97° [Zelenin et al., 2022] до 117° [Лунина, 2016], пространственно приурочен очаг землетрясения 18.10.2017 г. Отметим, что простирание одной из нодальных плоскостей (NP2) в решении механизма очага составляет $STK = 111^\circ$ (см. рис. 4),

что в целом хорошо согласуется с параметрами этого участка разлома. Следовательно, в данном случае мы можем достаточно уверенно предполагать проявление сейсмической активности фрагмента Тэс-Селенгинского (Джиди-Дээлтэрийнского) разлома.

Несколько сложнее оценить тектоническую позицию землетрясения 25.10.2017 г. Обе нодальные плоскости в решении механизма очага имеют субмеридиональное простирание (см. рис. 4). В то же время на картах активных разломов [Лунина, 2016; Zelenin et al., 2022] вблизи эпицентральной области показана только одна структура с близкой ориентацией (~26°), обозначенная в работе [Лунина, 2016] как Эгитинский разлом (см. рис. 7б). Проблема заключается в том, что Эгитинский разлом не прослеживается непосредственно до эпицентральной области и обрывается приблизительно в 20 км севернее нее. Возможно, разлом продолжается далее на юг–юго-запад, но при этом перекрыт четвертичными отложениями Удино-Иволгинской впадины и не выражен в рельефе.

В таком случае можно предположить связь очага землетрясения с этой структурой. Вместе с тем нельзя исключить и иной вариант. Согласно “Карте разломов юга Восточной Сибири”, в рассматриваемом районе прослеживается довольно крупный региональный Удино-Витимский разлом северо-восточного простирания, а также ряд структур локального ранга и различной ориентации [Карта..., 1982]. В их числе на карте указана небольшая предполагаемая локальная структура, выявленная по геофизическим данным и имеющая субмеридиональное простирание (см. рис. 7в). Не исключено, что очаг землетрясения 25.10.2017 г. мог быть приурочен к этому разлому, не выраженному на земной поверхности. В то же время плоскости разрывов, установленные при определении механизма очага землетрясения, не всегда могут соответствовать известным разломам, иногда они выявляют скрытые дизъюнктивы.

Определенный интерес представляет оценка глубины очага землетрясения по макросейсмическим данным. Обычно в Байкальском регионе оценить этот параметр таким способом

довольно затруднительно в связи со сложностью построения надежных карт изосейст. Тем не менее в случае события 25.10.2017 г., для которого известна интенсивность сотрясений в эпицентре, это оказалось возможным с использованием уравнения [Шебалин, 2003]:

$$h = 10^{\frac{bM - I_0 + c}{v}}, \quad (1)$$

где h – глубина гипоцентра; I_0 – интенсивность сотрясений в эпицентре; M – магнитуда землетрясения M_S ; b , v , c – региональные коэффициенты, равные для территории Прибайкалья и Забайкалья 1.5, 4.0, 4.0 соответственно [Новый..., 1977].

Эпицентр землетрясения 25.10.2017 г. располагался в непосредственной близости ($\Delta = 1$ км) к улусу Усть-Эгита, где интенсивность сотрясений составила V баллов. Следовательно, мы можем принять это значение в качестве достаточно надежной оценки I_0 . Магнитуду M_S мы рассчитали из энергетического класса $K_p = 12.5$ с использованием соотношения из работы [Rautian et al., 2007]. В итоге, при $M_S = 4.3$ глубина очага землетрясения 25.10.2017 г. по макросейсмическим данным оценивается как $h = 23$ км. В целом, эта оценка неплохо согласуется с определением очаговых параметров по телесейсмическим данным (см. рис. 4г).

Отметим, что в связи с относительно невысоким уровнем сейсмической активности территория Западного Забайкалья остается “белым пятном” во многих региональных и глобальных реконструкциях полей напряжений и деформаций [Karagianni et al., 2015; Sereckina et al., 2016; Heidbach et al., 2010, 2016, 2018]. Для нее имеются лишь единичные определения фокальных механизмов землетрясений с $M = 4.0–6.5$, приуроченных к конкретным структурным элементам [Голенецкий и др., 1982; Solonenko et al., 1997; Melnikova et al., 2017] (рис. 8). Чаще всего формирование очагов этих событий происходило в условиях близгоризонтального сжатия. Подобная тенденция прослеживается и при формировании очагов рассмотренных в данной работе землетрясений, что подтверждает преобладание на территории Западного Забайкалья сжимающих усилий.

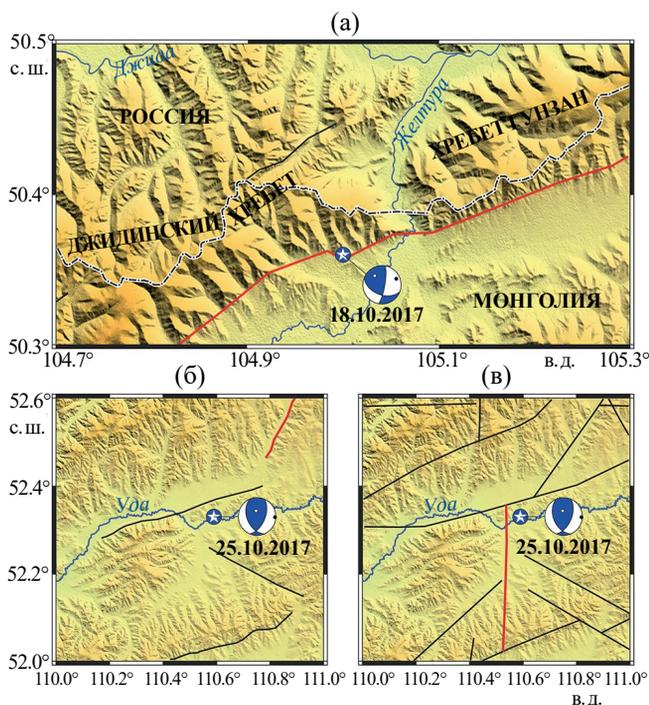


Рис. 7. Возможная тектоническая позиция землетрясений 18.10.2017 г. по [Zelenin et al., 2022] (а) и 25.10.2017 г. по [Лунина, 2016] (б) и [Карта..., 1982] (в).

Красным цветом обозначены разломы, с которыми предположительно связаны очаги рассматриваемых землетрясений.



Рис. 8. Механизмы очагов впадины оз. Байкал и Западного Забайкалья за период 1950–2017 гг.

Для впадины оз. Байкал показаны только сильнейшие события, для территории Западного Забайкалья – все землетрясения, для которых имеются решения механизмов очагов за указанный период. Механизмы очагов в проекции нижней полусферы приведены по работам [Solonenko et al., 1997; Середкина, Мельникова, 2014; Melnikova et al., 2017].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Землетрясения, произошедшие в Западном Забайкалье в октябре 2017 г., несмотря на умеренную магнитуду обоих событий, в определенной мере восполняют недостаток сейсмологической информации о районе исследований, прежде всего о сейсмической активности отдельных разломных структур и полях напряжений в земной коре. В последнем случае механизмы очагов обоих событий подтвердили преобладание в рассматриваемом районе сжимающих напряжений. Землетрясение 18.10.2017 г. произошло в локальном районе, известном относительно сильными сейсмическими событиями 06.02.1957 г. ($M = 6.5$) и 13.05.1989 г. ($M_w = 5.6$), хотя его очаг определенно приурочен к другой структуре, об активности которой до настоящего времени практически не было данных. Наибольший интерес в этом аспекте представляет землетрясение 25.10.2017 г., в районе которого ранее регистрировались лишь единичные слабые толчки. Во-первых, оно указывает на современную сейсмическую активность тектонических структур, расположенных в этой части Западного Забайкалья, и их способность генерировать землетрясения как минимум умеренной магнитуды. Во-вторых, сейсмическое событие 25.10.2017 г. произошло в

непосредственной близости к населенным пунктам и при умеренной магнитуде обусловило весьма заметные макросейсмические эффекты (V баллов по шкале MSK-64). Интенсивность сотрясений при событии 25.10.2017 г. не превысила значений, предусмотренных картами общего сейсмического районирования ОСР-2015 [СП 14.13330.2018..., 2018], однако нельзя исключить возможность возникновения в этом локальном районе существенно более сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 6.0$. В таком случае сейсмическое воздействие на расположенные в ближней зоне населенные пункты может иметь весьма серьезный характер и сопровождаться разрушительными последствиями.

Таким образом, комплексное исследование двух умеренных землетрясений, произошедших в относительно малоактивном районе, позволило получить значимые данные, которые впоследствии могут служить основой для уточнения наших представлений о сейсмичности Западного Забайкалья. Кроме того, результаты исследования могут быть востребованы в работах по уточнению сейсмической опасности и оценке сейсмического риска на территории района исследований.

БЛАГОДАРНОСТИ

Мы выражаем глубокую признательность двум рецензентам за конструктивные и полезные комментарии, позволившие улучшить содержание статьи.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке “Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира”.

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Букчин Б.Г. Об определении параметров очага землетрясения по записям поверхностных волн в случае неточного задания характеристик среды // Известия АН СССР. Серия Физика Земли. 1989. № 9. С. 34–41.

- Гилёва Н.А., Хритова М.А.* Состояние и перспективы детальной обработки землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Российский сейсмологический журнал. 2023. Т. 5. № 2. С. 77–99.
<https://doi.org/10.35540/2686-7907.2023.2.06>
- Голенецкий С.И., Демьянович М.Г., Семенов Р.М., Ясько В.Г., Авдеев В.А., Кашкин В.Ф., Мишарина Л.А., Серебрянников С.П.* Сейсмичность района Оронгойских впадин и землетрясение 2 октября 1980 г. в Западном Забайкалье // Геология и геофизика. 1982. № 9. С. 45–54.
- Голенецкий С.И., Курушин Р.А., Николаев В.В.* Землетрясение 13.05.1989 г. на границе с Монголией // Землетрясения в СССР в 1989 году. М.: Наука, 1993. С. 101–112.
- Голенецкий С.И., Пшенников К.В.* О землетрясении 7 февраля 1957 г. в Северной Монголии // Бюллетень совета по сейсмологии АН СССР № 10 (Вопросы сеймотектоники Прибайкалья и смежных территорий). М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 98–107.
- Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии / Ред. В.П. Солоненко, Н.А. Флоренсов. М.: Наука, 1985. 224 с.
- Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1:1500000 / Ред. П.М. Хренов. Л.: ВСЕГЕИ, 1982.
- Левшин А.Л., Яновская Т.Б., Ландер А.В., Букчин Б.Г., Бармин М.П., Ратникова Л.И., Итс Е.Н.* Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле. М.: Наука, 1986. 278 с.
- Лунина О.В.* Цифровая карта разломов для плиоцен-четвертичного этапа развития земной коры юга Восточной Сибири и сопредельной территории Северной Монголии // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 3. С. 407–434.
<https://doi.org/10.5800/GT-2016-7-3-0215>
- Лунина О.В., Гладков А.С.* Разломно-блоковое строение и напряженное состояние земной коры Гусиноозерской впадины и прилегающей территории (Западное Забайкалье) // Геотектоника. 2009. № 1. С. 78–96.
- Мельникова В.И., Гилева Н.А., Арефьев С.С., Быкова В.В., Середкина А.И.* Култукское землетрясение 2008 г. с $M_w = 6.3$ на юге Байкала: напряженно-деформированное состояние очаговой области по данным об афтершоках // Физика Земли. 2013. № 4. С. 120–134.
- Мельникова В.И., Середкина А.И., Радзиминович Я.Б., Мельников А.И., Гилева Н.А., Тубанов Ц.А.* Заганское землетрясение 01.02.2011 г. в слабоактивном районе Западного Забайкалья: наблюдения и анализ // Вопросы инженерной сейсмологии. 2015. Т. 42. № 3. С. 55–70.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времен до 1975 г. / Ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. М.: Наука, 1977. 535 с.
- Радзиминович Я.Б.* Землетрясение 9 октября 1864 года в Западном Забайкалье // Вулканология и сейсмология. 2014. № 5. С. 60–69.
<https://doi.org/10.7868/S0203030614050071>
- Семинский К.Ж., Радзиминович Я.Б.* Поперечные размеры и латеральная зональность Байкальского сейсмического пояса // Докл. РАН. 2011. Т. 438. № 1. С. 114–117.
- Середкина А.И., Гилева Н.А.* Зависимость между моментной магнитудой и энергетическим классом для землетрясений Прибайкалья и Забайкалья // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52. № 2. С. 29–38.
- Середкина А.И., Козьмин Б.М.* Очаговые параметры Таймырского землетрясения 9 июня 1990 г. // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 2. С. 214–217.
<https://doi.org/10.7868/S0869565217060202>
- Середкина А.И., Мельникова В.И.* Тензор сейсмического момента землетрясений Прибайкалья по амплитудным спектрам поверхностных волн // Физика Земли. 2014. № 3. С. 103–114.
<https://doi.org/10.7868/S0002333714030090>
- Смекалин О.П., Ескин А.Ю.* Палеосейсмологические исследования в зоне Чикойского разлома (Южное Забайкалье) // Вопросы инженерной сейсмологии. 2022. Т. 49. № 3. С. 95–112.
<https://doi.org/10.21455/VIS2022.3-5>
- Смекалин О.П., Чипизубов А.В., Радзиминович Н.А., Имаев В.С.* Сейсмическая активность Хамбинского разлома (Юго-Западное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 6. С. 881–895.
<https://doi.org/10.15372/GiG2019034>
- СП 14.13330.2018. СНиП II-7-81* Строительство в сейсмических районах. М.: Стандартиформ, 2018. 117 с.
- Фомочкина А.С., Букчин Б.Г.* Определение параметров очагов региональных землетрясений по записям поверхностных волн // Российский сейсмологический журнал. 2020. Т. 2. № 4. С. 16–27.
<https://doi.org/10.35540/2686-7907.2020.4.02>
- Чипизубов А.В.* Сильные землетрясения Прибайкалья по макросейсмическим данным // Вопросы инженерной сейсмологии. 2009. Т. 36. № 2. С. 31–46.
- Шебалин Н.В.* Количественная макросейсмика (фрагменты незавершенной монографии) // Вычислительная сейсмология. Вып. 34. М.: ГЕОС, 2003. С. 57–200.

- Albuquerque Seismological Laboratory (ASL)/USGS. 1992. New China Digital Seismograph Network [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/IC>
- Albuquerque Seismological Laboratory/USGS. 2014. Global Seismograph Network (GSN – IRIS/USGS) [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/IU>
- Bird P. An updated digital model of plate boundaries // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2003. V. 4. 1027. <https://doi.org/10.1029/2001GC000252>
- Bukchin B. Determination of stress glut moments of total degree 2 from teleseismic surface wave amplitude spectra // *Tectonophysics*. 1995. V. 248. P. 185–191. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(94\)00271-A](https://doi.org/10.1016/0040-1951(94)00271-A)
- Di Giacomo D., Bondár I., Storchak D.A., Engdahl E.R., Bormann P., Harris J. ISC-GEM: Global Instrumental Earthquake Catalogue (1900–2009), III. Re-computed MS and mb, proxy MW, final magnitude composition and completeness assessment // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2015. V. 239. P. 33–47. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.005>
- Dziewonski A.M., Anderson D.L. Preliminary Reference Earth Model // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1981. V. 25. P. 297–356. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(81\)90046-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(81)90046-7)
- Filippova A.I., Bukchin B.G., Fomochkina A.S., Melnikova V.I., Radziminovich Ya.B., Gileva N.A. Source process of the September 21, 2020 M_w 5.6 Bystraya earthquake at the south-eastern segment of the Main Sayan fault (Eastern Siberia, Russia) // *Tectonophysics*. 2022. V. 822. 229162. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.229162>
- Hanks T., Kanamori H. A moment magnitude scale // *Journal of Geophysical Research*. 1979. V. 84. P. 2348–2350. <https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02348>
- Heidbach O., Rajabi M., Cui X., Fuchs K., Müller B., Reinecker J., Reiter K., Tingay M., Wenzel F., Xie F., Ziegler M.O., Zoback M.-L., Zoback M. The World Stress Map database release 2016: Crustal stress pattern across scales // *Tectonophysics*. 2018. V. 744. P. 484–498. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.07.007>
- Heidbach O., Rajabi M., Reiter K., Ziegler M. World Stress Map 2016, GFZ Data Service. 2016. <https://doi.org/10.5880/WSM.2016.002>
- Heidbach O., Tingay M., Barth A., Reinecker J., Kurfeß D., Müller B. Global crustal stress pattern based on the World Stress Map database release 2008 // *Tectonophysics*. 2010. V. 482. P. 3–15. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.023>
- Karagianni I., Papazachos C.B., Scordilis E.M., Karakaisis G.F. Reviewing the active stress field in Central Asia by using a modified stress tensor approach // *Journal of Seismology*. 2015. V. 19. P. 541–565. <https://doi.org/10.1007/s10950-015-9481-4>
- Lasserre C., Bukchin B., Bernard P., Tapponier P., Gaudemer Y., Mostinsky A., Dailu R. Source parameters and tectonic origin of the 1996 June 1 Tianzhu ($M_w = 5.2$) and 1995 July 21 Yongen ($M_w = 5.6$) earthquakes near the Haiyuan fault (Gansu, China) // *Geophys. J. Int.* 2001. V. 144. P. 206–220. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.2001.00313.x>
- Melnikova V.I., Seredkina A.I., Radziminovich Y.B., Melnikov A.I., Gilyova N.A. The February 1, 2011 M_w 4.7 earthquake: Evidence of local extension in western Transbaikalia (Eastern Siberia) // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2017. V. 135. P. 110–121. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2016.12.031>
- Nataf H.-C., Ricard Y. 3SMAC: on a priori tomographic model of the upper mantle based on geophysical modeling // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 1996. V. 95. P. 101–122. [https://doi.org/10.1016/0031-9201\(95\)03105-7](https://doi.org/10.1016/0031-9201(95)03105-7)
- Radziminovich Y.B. November 13, 1898 earthquake in Western Transbaikalia: a “white spot” in seismic history of East Siberia // *Journal of Seismology*. 2014. V. 18. P. 93–107. <https://doi.org/s10950-013-9403-2>
- Rautian T.G., Khalturin V.I., Fujita K., Mackey K.G., Kendall A.D. Origins and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales // *Seismological Research Letters*. 2007. V. 78. P. 579–590. <https://doi.org/10.1785/gssrl.78.6.579>
- Scripps Institution of Oceanography. 1986. Global Seismograph Network – IRIS/IDA [Data set]. International Federation of Digital Seismograph Networks. <https://doi.org/10.7914/SN/II>
- Seredkina A., Melnikova V., Radziminovich Y., Gileva N. Seismicity of the Erguna region (Northeastern China): evidence for local stress redistribution // *Bull. Seism. Soc. Am.* 2020. V. 110. P. 803–815. <https://doi.org/10.1785/0120190182>
- Seredkina A.I., Kozhevnikov V.M., Melnikova V.I., Solovey O.A. Seismicity and S-wave velocity structure of the crust and the upper mantle in the Baikal rift and adjacent regions // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2016. V. 261. P. 152–160. <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2016.10.011>
- Seredkina A.I., Melnikova V.I. New data on earthquake focal mechanisms in the Laptev Sea region of the Arctic-

- Asian seismic belt // *Journal of Seismology*. 2018. V. 22. P. 1211–1224.
<https://doi.org/10.1007/s10950-018-9762-9>
- Solonenko A., Solonenko N., Melnikova V., Shteiman E. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal rift zone // *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*. 1997. V. 21. P. 207–231.
- Storchak D.A., Di Giacomo D., Engdahl E.R., Harris J., Bondár I., Lee W.H.K., Bormann P., Villaseñor A. The ISC-GEM global instrumental earthquake catalogue (1900–2009): introduction // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. 2015. V. 239. P. 48–63.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.06.009>
- Zelenin E., Bachmanov D., Garipova S., Trifonov V., Kozhurin A. The Active Faults of Eurasia Database (AFEAD): the ontology and design behind the continental-scale dataset // *Earth System Science Data*. 2022. V. 14. P. 4489–4503.
<https://doi.org/10.5194/essd-14-4489-2022>

The October 18 and 25, 2017 Earthquakes in Western Transbaikalia: Modern Activity of Local Faults

Ya. B. Radziminovich^{1, 2, *}, A. I. Filippova^{3, 2, **}, V. I. Melnikova^{4, 1, ***}, N. A. Gileva^{1, ****}

¹*Baikal Branch of Federal Research Center, Geophysical Survey of RAS, Lermontov str., 128, Irkutsk, 664033 Russia*

²*Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics of RAS, Profsoyuznaya str., 84/32, Moscow, 117997 Russia*

³*Pushkov Institute of Terrestrial Magnetism, Ionosphere and Radio Wave Propagation of RAS, Kaluzhskoe Highway, 4, Moscow, Troitsk, 142190 Russia*

⁴*Institute of the Earth's Crust of SB RAS, Lermontov str., 128, Irkutsk, 664033 Russia*

* e-mail: yan.radziminovich@gmail.com

** e-mail: aleirk@mail.ru

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

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

We consider two earthquakes which occurred on October 18, 2017 and October 25, 2017 in Western Transbaikalia. In spite of both the events are of moderate energy level, they can be regarded as significant for the study region, as such events are rarely registered there in comparison with the adjacent active areas of the Baikal rift zone. Focal mechanisms of both the earthquakes, based on surface wave amplitude spectra, demonstrate that their sources were formed under influence of dominating subhorizontal latitudinal compression and inclined or subvertical NW-SE extension that is common for Western Transbaikalia. Scalar seismic moments (M_0), moment magnitudes (M_w) and source depths (h) have also been determined: $M_0 = 5.0 \cdot 10^{15}$ N·m, $M_w = 4.4$ and $h = 7$ km for the October 18, 2017 earthquake and $M_0 = 3.5 \cdot 10^{15}$ N·m, $M_w = 4.3$ and $h = 29$ km for the October 25, 2017. The considered events caused noticeable macroseismic effects in the near field zones; maximum observed intensity is IV–V and V (MSK-64) for the October 18 and 25, 2017 earthquakes, respectively. Based on the data obtained, the current activity of faults in the study area is considered. The obtained results can be used in seismic hazard assessment for the territory of Western Transbaikalia.

Keywords: earthquake, focal mechanism, macroseismic data, active faults, Western Transbaikalia