

УДК 550.34, 551.14

Результаты и перспективы сейсмологических наблюдений в центральной части Байкальского рифта

© 2021 г. Ц.А. Тубанов^{1,2}, П.А. Предеин^{1,2}, Л.Р. Цыдыпова^{1,2},
Д.П.-Д. Санжиева^{1,2}, Н.А. Радзиминович^{1,3}, А.Д. Базаров^{1,2}

¹БуФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Улан-Удэ, Россия; ²ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия;

³ИЗК СО РАН, г. Иркутск, Россия

Поступила в редакцию 10.03.2021 г.

Аннотация. Приводятся результаты сейсмологических наблюдений в центральной части Байкальского рифта, проводимых локальной сетью станций Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН, созданной в 1990-х гг. на базе обсерваторий и стационаров Геологического института СО РАН. Особенностью работы филиала является совмещение сейсмического мониторинга как в пассивном режиме (исследование естественной сейсмичности), так и в активном, с управляемым вибрационным источником сейсмических волн. Район исследования охватывает область акватории озера Байкал и прилегающие территории, характеризующиеся высокой сейсмической активностью, где произошли несколько катастрофических землетрясений и сильнейшее в Центральном Байкале за период инструментальных наблюдений Среднебайкальское землетрясение с $MLH=6.8$. Здесь же 9 декабря 2020 г. произошло Кударинское землетрясение с $M_w=5.5$. В течении более чем двадцати лет проводится расширение сети наблюдений, модернизация и улучшение работы стационаров, накоплен значительный объём сейсмологического материала, характеризующего сейсмичность центральной части Байкальского рифта. Также в статье представлены результаты обработки данных методом приёмной функции, в результате которой определены положения границ Мохо и литосфера–астеносфера для станций сети. Были получены детальные оценки затухания поперечных сейсмических волн в регионе и показана возможность энергетической классификации землетрясений Байкала по длительности коды.

Ключевые слова: сейсмичность, Байкальский рифт, глубинное строение, метод приёмных функций, затухание сейсмических волн.

Для цитирования: Тубанов Ц.А., Предеин П.А., Цыдыпова Л.Р., Санжиева Д.П.-Д., Радзиминович Н.А., Базаров А.Д. Результаты и перспективы сейсмологических наблюдений в центральной части Байкальского рифта // Российский сейсмологический журнал. – 2021. – Т. 3, № 4. – С. 38–57. DOI: <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.4.03>

Введение

Для задач исследования сейсмоактивных зон Байкальского рифта основным ограничивающим фактором является низкая плотность сети региональных сейсмостанций. Имеющиеся схемы разломно-блоковой структуры Байкальской котловины [Леви и др., 1995; Логачев, 2003; Татьков, 2009; Лунина, 2016] были построены с учётом сейсмологических данных региональной сети сейсмостанций, где точность определения координат землетрясений была недостаточной для детальных построений. Необходимость и востребованность детальных сейсмологических наблюдений в Байкальском регионе отмечались и ранее [Кочетков, 1988]. Так, по дан-

ным локальной сети сейсмостанций в Северо-Муйском районе Бурятии получены подробные сведения о роевых последовательностях землетрясений [Кочетков и др., 1987; Боровик, 1988]. Установка временных станций в Баргузинском районе позволила выявить отличительные черты очаговых параметров слабых землетрясений в Прибайкалье [Даницг, Дергачев, 1990].

Начавшееся в связи с развитием Южно-Байкальского геодинамического полигона [Гольдин и др., 2001] проведение в регионе вибросейсмических исследований [Татьков и др., 2013] привело к уплотнению сети сейсмостанций в центральной части Байкальского рифта. Была создана локальная сеть, позволяющая совместить сейсмический мониторинг в пассивном

(регистрация землетрясений) и активном (зондирование с управляемым вибрационным источником сейсмических волн) вариантах [Татьков, 2009]. Увеличение количества станций способствовало детализации глубинного распределения очагов землетрясений [Суворов, Тубанов, 2008]. В статье излагаются некоторые сейсмологические результаты «пассивного мониторинга», полученные по данным стационарной сети сейсмостанций, расположенной в центральной части Байкальской рифтовой зоны.

Характеристика сети сейсмологических наблюдений

Сеть сейсмических станций, составляющих в настоящее время систему наблюдений Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН, создавалась

в 1990-х гг. на базе стационаров и обсерваторий Геологического института СО РАН [Цыдыпова и др., 2013]. Первыми пунктами сбора сейсмологических данных были станции в г. Улан-Удэ на Верхней Берёзовке (код станции UADB, начала работу в феврале 1996 г.) и, позднее, сейсмостанций «Хурамша» (HRMR) и «Максимиха» (MXMB). С тех пор проводится расширение сети станций филиала, в основном в окрестности оз. Байкал, что позволяет детально исследовать сейсмический режим на территории от Южного Байкала до полуострова Святой Нос (рис. 1).

Опыт работы, начиная со времени открытия сейсмостанции в Улан-Удэ, показал необходимость интеграции образующихся пунктов в существующую сеть наблюдений. На сегодняшний день сейсмостанции БуФ ФИЦ ЕГС РАН и Геологического института СО РАН структурно

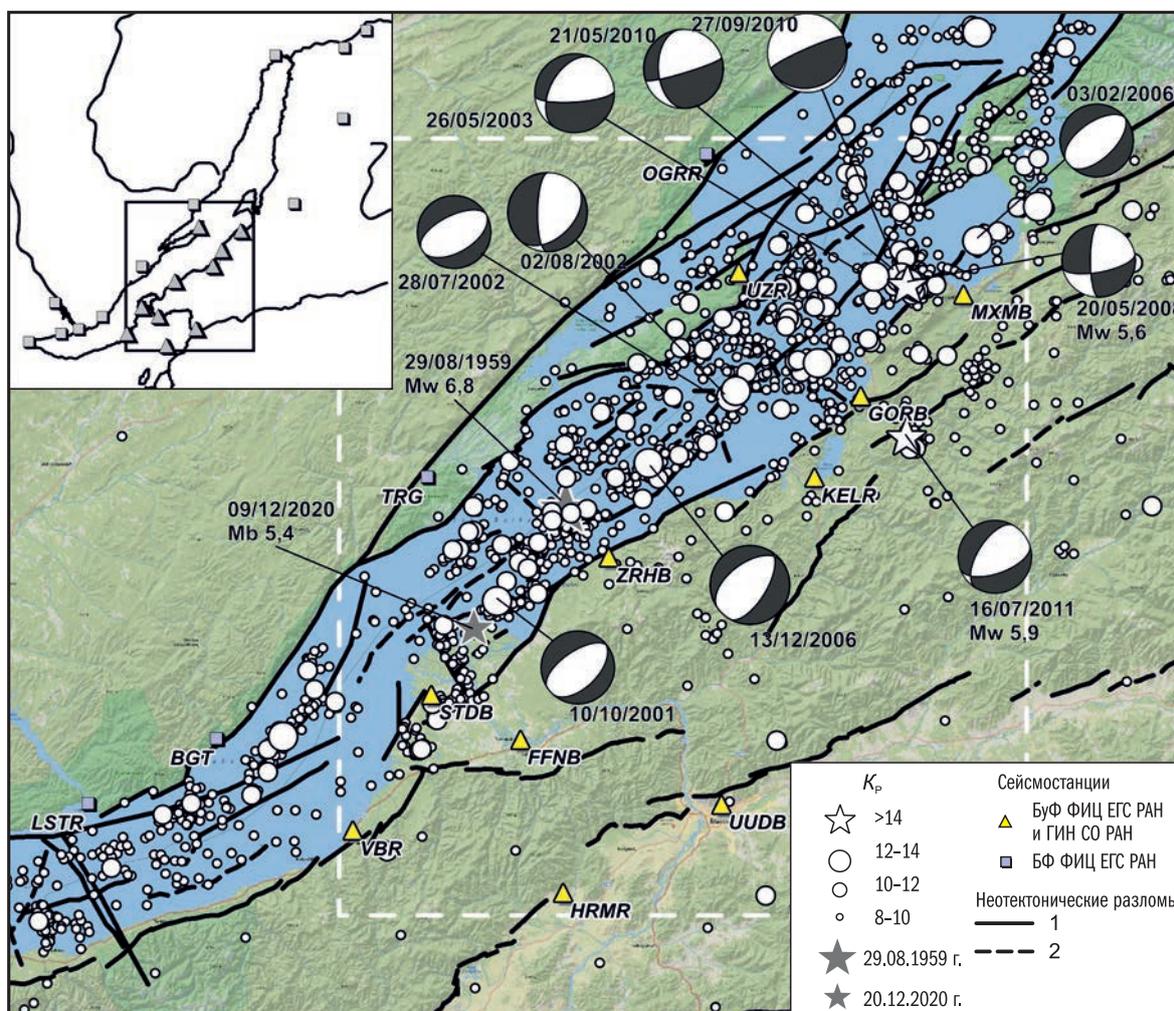


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений за 2001–2014 гг. по данным локальной сети наблюдений, и сейсмические станции Бурятского (код сети BUGSR) и Байкальского филиала (BAGSR) ФИЦ ЕГС РАН.

Серыми звёздочками обозначены Среднебайкальское (29 августа 1959 г.) и Кударинское (9 декабря 2020 г.) землетрясения. Разломы выявленные (1) и предполагаемые (2)

дополняют региональную сеть сейсмических станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН [Кобелева и др., 2020].

В 1998–1999 гг. к существующей сети наблюдений добавлялись точки наблюдений в северной части исследуемой территории, в Баргузинском заливе («Максимиха», «Святой Нос», «Монахово») и, после Южнобайкальского землетрясения 25.02.1999 г., на юге («Танхой», «Бабушкин», «Байкальский прибой», «Большая речка»). Из северных станций до настоящего времени работает пункт наблюдения в Максимихе (код МХМВ), на Южном Байкале наиболее длительное время работала станция недалеко от г. Бабушкина (код ВТМВ), которая позднее была перемещена на стационар «Сухой Ручей», где установлен вибратор ЦВ-100 (код VBR, 17 км от ВТМВ).

В первые годы работы регистрация осуществлялась с помощью цифровых сейсмических станций «Альфа-Геон», аналого-цифровой преобразователь (АЦП) которых имел 16 разрядов. Имеющаяся аппаратура позволяла регистрировать сейсмический сигнал в узком динамическом диапазоне. Но значительным преимуществом являлось то, что с самого начала регистрация осуществлялась в цифровом виде. К примеру, на станциях Байкальского филиала (в то время – Геофизической службы СО РАН) полный переход с аналоговой регистрации на цифровую произошёл позднее. До 2003 г. регистрация осуществлялась в триггерном режиме, использовалась система передачи данных по радиоканалу, что позволяло осуществлять мониторинг сейс-

мичности в режиме, близком к реальному времени [Татков, Тубанов, 2004], но существенно ограничивала представительность регистрации землетрясений. Постепенно проводились замена и усовершенствование аппаратуры на станциях. Регистраторы «Альфа-Геон» были заменены на 20-разрядные «Байкал-10» и «Байкал-11» с 24-битным АЦП, что позволило перейти с триггерного режима регистрации (рис. 2а) на непрерывные наблюдения (рис. 2б). Со времени перехода на непрерывную регистрацию частота дискретизации для короткопериодных данных составляет 100 Гц (для регистраторов серии Байкал, Байкал-АСН, Ангара-7Б), для широкополосных 50 Гц (Иркут-24) и 20 Гц для работавшего в 2006–2012 гг. на станции UUDV регистратора EarthData PS6-24.

На текущий момент сеть Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН и ГИН СО РАН состоит из 11 цифровых сейсмических станций (табл. 1), станция «Турунтаево» (TRTB) была закрыта в 2014 году.

В сводной обработке также используются данные шести сейсмических станций Байкальского филиала ФИЦ ЕГС РАН, расположенных на западном побережье оз. Байкал: «Большое Голоустное» (BGT), «Ивановка» (IVK), «Листвянка» (LSTR), «Онгурен» (OGRR), «Талая» (TLY), «Тырган» (TRG).

Область пассивного мониторинга сейсмической активности выбрана с учётом расположения станций локальной, региональной сети и очаговых областей Центрального Байкала. Исследуемая территория охватывает сейсмоактивную

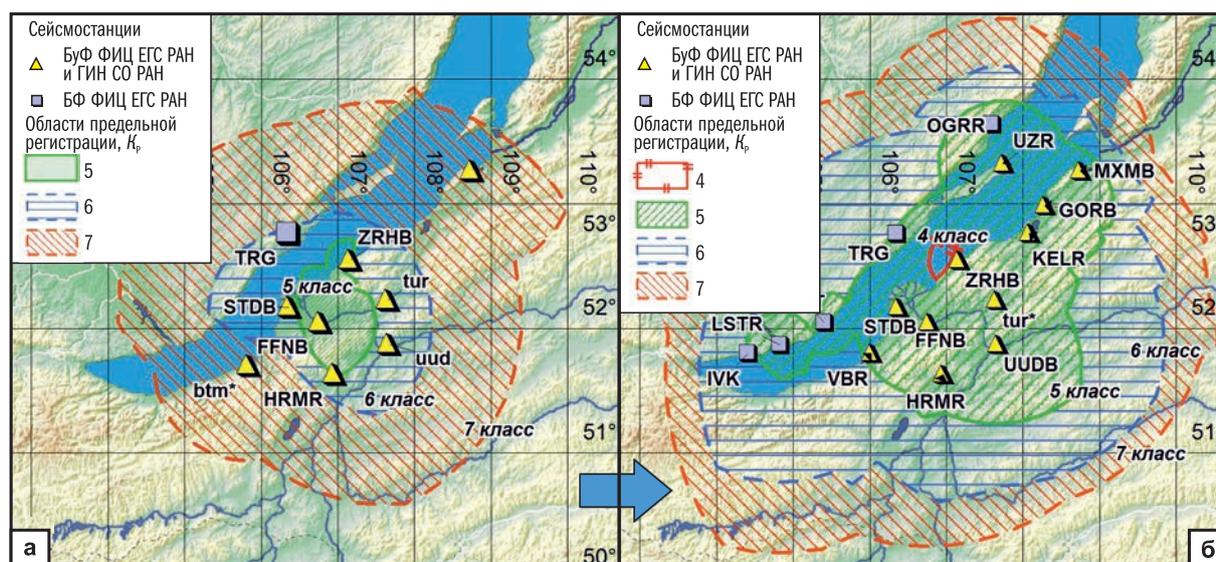


Рис. 2. Предельная регистрация землетрясений разного класса в 2001 г. (а) и в 2011 г. (б) минимум тремя станциями локальной сети

Таблица 1. Сведения о сейсмических станциях Бурятского филиала ФИЦ ЕГС РАН

№	Сейсмическая станция		Дата открытия	Координаты		Высота над уровнем моря, м	Регистратор, сейсмометр	Частотный диапазон, Гц
	название	код		φ, °N	λ, °E			
1	Горячинск	GORB	24.07.2011	52.986	108.285	480	Байкал-7HR, СМ-3КВ	0.5–40
2	Заречье	ZRNB	01.12.1999	52.545	107.159	480	Байкал-ACN, СМ-3	0.5–40
3	Котокель	KELR	03.11.2005	52.763	108.078	460	Иркут-24, Guralp CMG-40T	0.03–20
4	Максимиха	MXMB	01.10.1997	53.263	108.745	510	Nanometrics Centaur, Guralp CMG-40T	0.03–40
5	Степной Дворец	STDB	01.08.1999	52.169	106.366	458	Байкал-7HR, СМ-3	0.5–40
6	Сухой Ручей	VBR	22.03.2012	51.798	106.015	478	Байкал-7HR, СМ-3	0.5–40
7	Узур	UZR	18.03.2011	53.323	107.741	480	Байкал-112 (Ангара-7Б), СМ-3КВ	0.5–40
8	Улан-Удэ	UUDB	17.02.1996	51.867	107.663	600	Байкал-112 (Ангара-7Б), СМ-3КВ; Иркут-24, Guralp CMG-40T; Nanometrics Centaur, Trillium Compact-120s	0.5–40 0.03–20 0.008–40
9	Фофоново	FFNB	01.08.1999	52.048	106.765	564	Байкал-7HR, СМ-3	0.5–40
10	Хурамша	HRMR	01.04.1997	51.628	106.955	620	Nanometrics Centaur, Guralp CMG-40T; Байкал-7HR, СМ-3КВ	0.03–40 0.5–40
11	Монахово	MNH*	30.03.2020	53.668	109.007	480	Байкал-ACN, СК-1П	1–40
12	Турунтаево (закрыта)	TRTB	01.08.1999– 29.05.2014	52.223	107.649	600	–	–

Примечание: * – код станции не является международным.

область акватории оз. Байкал в пределах координат 51.7–53.7°N и 106.1–109.1°E, для которой составлен локальный каталог наблюдений в формате электронных баз данных [Санжиева и др., 2019]. База данных содержит информацию о землетрясениях за период с 2001 по 2014 г. (географические координаты, энергетический класс, количество станций и др.). Информация по каждой станции включает волновые формы, времена пробега прямых и преломлённых волн, амплитуды, периоды и знаки вступлений. Также в базе данных собрана справочная информация о сейсмической сети: сейсмические коды станций, время их работы, параметры сейсмометрического тракта (амплитудно-частотные харак-

теристики каналов, измеренные временные поправки).

На большинстве станций в настоящее время установлены велосиметры СМ-3 и СМ-3КВ, возможностей которых, несмотря на небольшой динамический диапазон [Аппаратура ..., 1974] и довольно высокий уровень собственного шума, достаточно для региональной сейсмологии. Наряду с короткопериодной аппаратурой со второй половины 2000-х гг. началось использование широкополосных сейсмометров, на сегодняшний день 30-секундные сейсмометры Guralp CMG-40T установлены на четырёх сейсмических станциях, на одной станции работает 120-секундный Nanometrics Trillium Compact

(табл. 1). Типовые амплитудно-фазово-частотные характеристики приборов, использующихся в Бурятском филиале ФИЦ ЕГС РАН, приведены на рис. 3.

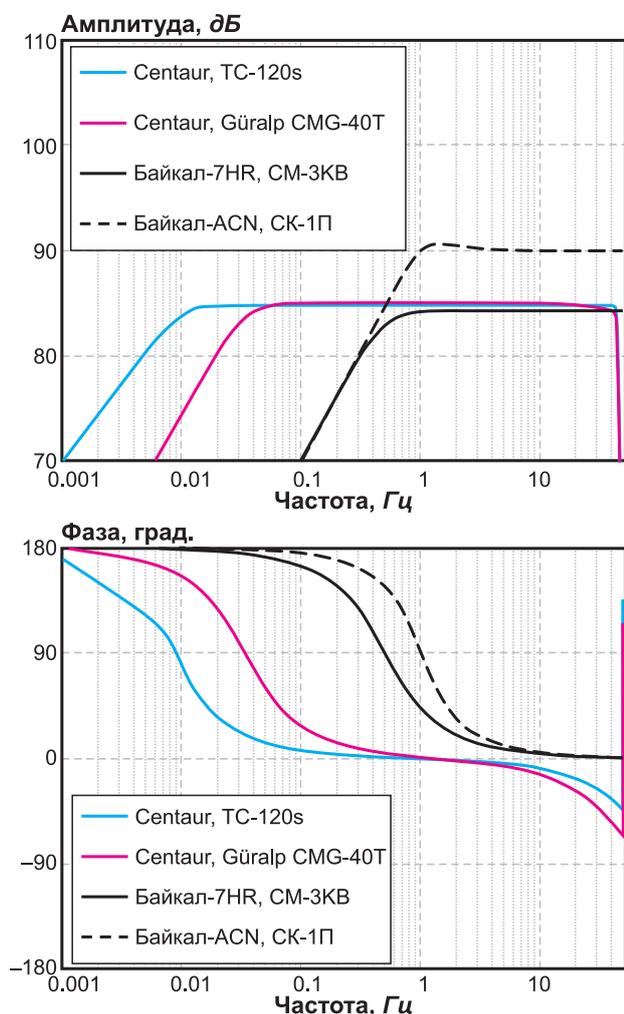


Рис. 3. Типовые амплитудно-фазово-частотные характеристики (АФЧХ) сейсмометрических каналов, использующиеся в Бурятском филиале ФИЦ ЕГС РАН

Сейсмичность центральной части Байкальского рифта

По историческим данным, за последние 160 лет в районе исследования произошло четыре катастрофических землетрясения (1862, 1885, 1903 и 1959 гг.) [Новый каталог ..., 1977]. При наиболее сильном землетрясении – Цаганском с магнитудой $M=7.6$ (1862 г.) – образовался залив Провал и было затоплено 220 км^2 суши. К этой крупнейшей сейсмодислокации приурочено Кударинское землетрясение 09.12.2020 г. с магнитудой $m_b=5.4$ (рис. 1). Среднебайкальское землетрясение (29.08.1959 г., $MLH=6.8$) является

одним из сильнейших за инструментальный период регистрации, начиная с 50-х гг. XX в. (рис. 1).

За период с 2001 по 2014 г. по данным локальной сети наблюдений зарегистрировано свыше 25 тыс. землетрясений различных энергетических классов (табл. 2). Большинство слабых землетрясений (с $K_p < 8$, которые составляют 89% от общего числа землетрясений) локализуется в виде обособленных в пространстве совокупностей событий (рис. 4).

Таблица 2. Распределение количества землетрясений по энергетическим классам за 2001–2014 гг.

K_p	<8	9	10	11	12	13	14	15
N	25030	1129	345	110	36	8	1	2
%	89	4	1	0.4	0.1	0.03	0	0

Наиболее представительная группа эпицентров располагается полосой вдоль восточного берега оз. Байкал. На фоне общей линейной, ориентированной вдоль рифта, конфигурации эпицентрального поля отчетливо выделяются участки без эпицентров – сейсмические брешы. В структуре эпицентрального поля выделяются следующие характерные элементы: зигзагообразная полоса эпицентров в дельте реки Селенги, имеющая общее субмеридиональное простирание; веерообразное расширение сейсмоактивной полосы на северо-восток (начиная с области залива Провал). Выделяются также сейсмическая брешь между восточной и западной полосами концентрации землетрясений и повышенная роевая сейсмичность в перемычке между Средней и Северобайкальской котловинами – от острова Ольхон до полуострова Святой Нос.

Характерной чертой сейсмичности является наличие групп, роёв землетрясений, крупные события сопровождаются достаточно многочисленными афтершоками. За исследуемый промежуток времени было выделено 249 групп землетрясений (на рис. 4 – красные кружки) с минимальным числом событий в группе не менее пяти. В группы по данным кластерного анализа каталога событий было выделено более 3 тыс. землетрясений разных классов (14% от общего каталога). Группы классифицированы по следующим признакам:

– по скорости протекания процесса – медленно и быстро протекающие, – по количеству землетрясений, произошедших за сутки (условной

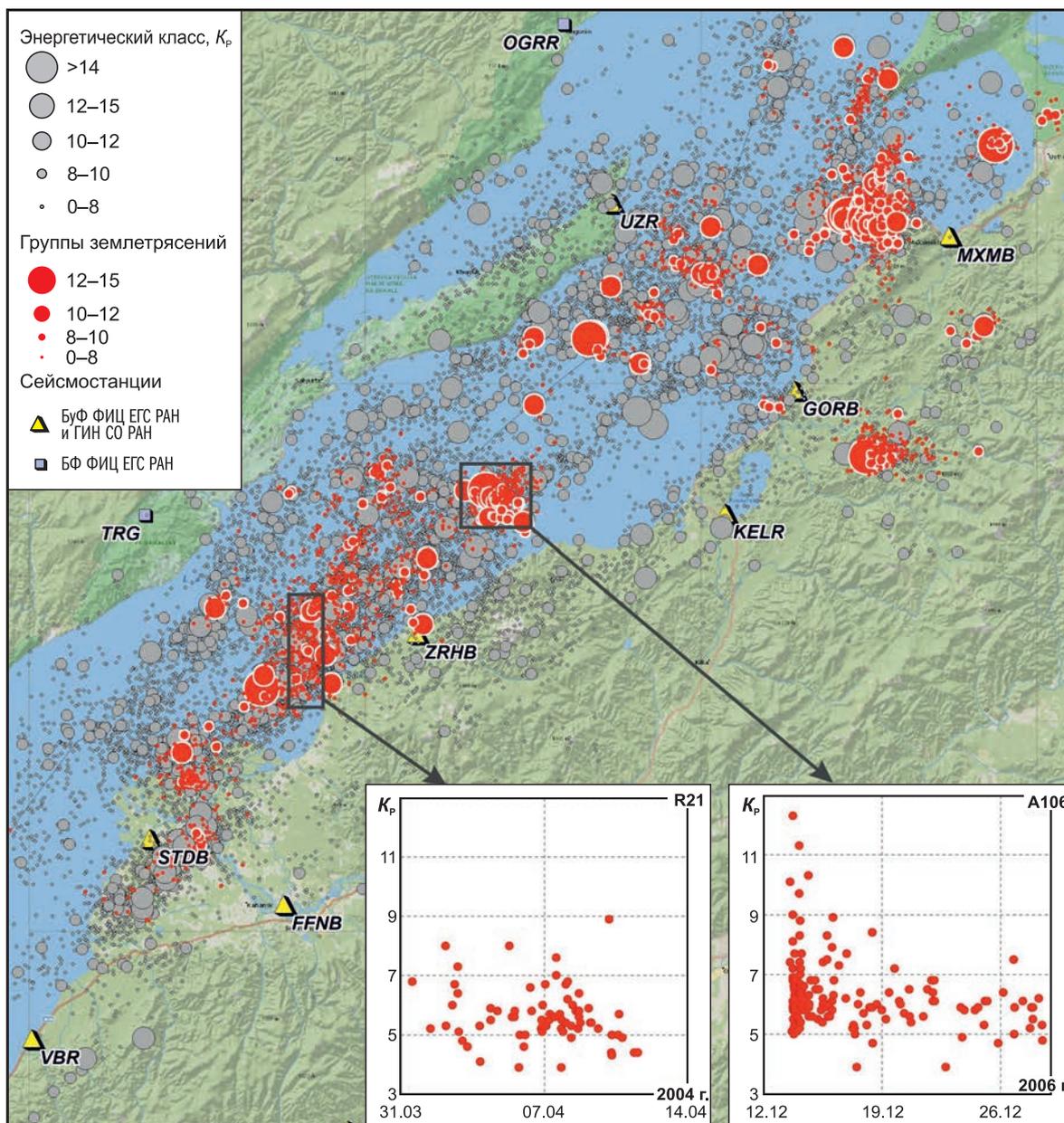


Рис. 4. Эпицентры землетрясений по данным локальной сети наблюдения за 2001–2014 гг. Во врезках показаны примеры кластеров землетрясений

границей было выбрано десять событий в день). Например, рой R21 (рис. 4, врезка) относится к медленно протекающим – 74 землетрясения за 11 дней, в то время как афтершоковая группа A106 – быстро протекающая, – 178 землетрясений за 15 дней;

- по количеству землетрясений в группе – дуплеты, триплеты и мультиплеты;

- по энергии землетрясений – роевые, в которых все землетрясения имеют примерно одинаковую энергию, форшоковые, когда одному-двум сильным землетрясениям предшествует последовательность более слабых землетрясений, отличающихся от основного толчка более чем на 1–2 класса, а также афтершоковые группы, когда последовательность с убывающей энергией землетрясений следует после сильного землетрясения.

Анализ вариаций графика годовой сейсмической энергии (рис. 5, красная линия) показывает, что сейсмические активизации не всегда сопровождаются увеличением количества землетрясений (рис. 5, синие столбцы), которое больше связано с числом групп (кластеров) землетрясений (рис. 5, зелёная линия). В 2004–2007 гг. было зарегистрировано большое количество

РОССИЙСКИЙ СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ. 2021. Т. 3. № 4

землетрясений при достаточно низком уровне выделившейся энергии (всего одно землетрясение с $K_p \geq 12$ в 2006 г.), в эти годы было выделено наибольшее число кластеров событий. Преобладание кластеризованных событий свидетельствует о локализованном характере деформирования [Гольдин, 2004] на уровне малоэнергетической сейсмичности.

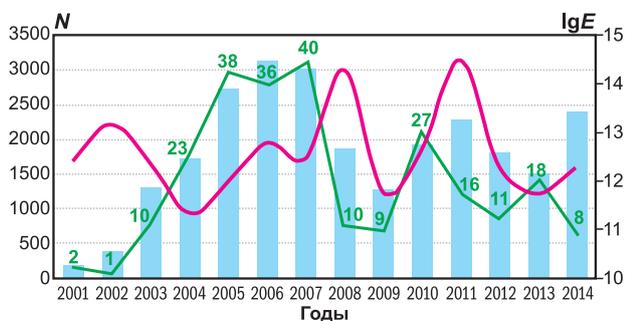


Рис. 5. Количество землетрясений, выделившаяся энергия и число групп землетрясений по годам

За рассматриваемый период времени произошло 11 землетрясений с $K_p \geq 12$. Сильнейшими из них были Максимихинское землетрясение 20.05.2008 г. с $K_p=14.3$ и Туркинское землетрясение 16.07.2011 г. с $K_p=14.5$, сопровождавшиеся афтершоками. По данным локальной сети наблюдений и развёрнутой в 2011 г. временной сети сейсмостанций показано, что различие в сценариях развития очаговых областей двух сильных землетрясений Среднего Байкала в 2008 и 2011 гг. тесно связано с геолого-структурными особенностями районов их локализации [Мельникова и др., 2013].

Очаг землетрясения 10.10.2001 г. с $K_p=12.2$ находился в полосе эпицентров, ограничивающей залив Провал со стороны акватории. Эта полоса эпицентров наиболее ярко выражена и протягивается вдоль восточного борта. Связана она, однако, скорее не с бортовыми разломами, а с внутривпадинными. Было зарегистрировано шесть афтершоков, произошедших в течение 13 час после землетрясения. Ориентация нодальных плоскостей в механизме очага главного толчка совпадает с простиранием полосы эпицентров и, следовательно, разломов.

К востоку от о. Ольхон в 2002 г. зарегистрировано два сильных землетрясения: 28.07.2002 г. с $K_p=13.1$ и 02.08.2002 г. с $K_p=12$ без повторных толчков. Впрочем, скорее всего, афтершоки не были отмечены из-за недостаточной представительности наблюдений (рис. 2). Оба эти землетрясения характеризуются типичным «байкальским» типом механизма очага, то есть сбросовыми подвижками по наклонным плоскостям

северо-восточного простирания. Однако у августовского землетрясения одна из нодальных плоскостей ориентирована меридионально также при сбросовом типе смещения. Следующим было землетрясение 26.05.2003 г. с $K_p=12.2$, эпицентр которого был несколько восточнее будущей Максимихинской активизации. Оно так же, как и землетрясения 2002 г., не было выделено в группы. Механизм очага схож с произошедшими позднее землетрясениями в данной области и имеет сбросо-сдвиговые смещения. Землетрясение 03.02.2006 г. с $K_p=12.3$, произошедшее непосредственно в Баргузинском заливе, сопровождалось афтершоковой последовательностью, длившейся около суток. Механизм очага показывает типичные сбросовые подвижки по плоскостям северо-восточной ориентации. Всего в Ольхоно-Баргузинской области с 2001 г. до Максимихинской активизации произошло четыре сильных землетрясения.

13.12.2006 г. на северном замыкании полосы эпицентров, ограничивающей залив Провал со стороны акватории, произошло землетрясение с $K_p=12.3$. Оно сопровождалось многочисленной афтершоковой группой (A106 — врезка на рис. 4). В решении механизма очага этого землетрясения плоскость с падением на северо-запад имеет простирание, аналогичное землетрясению 2001 г., а вторая плоскость несколько развёрнута к северу (азимут простирания 31°). Следует отметить, что к этой полосе эпицентров, как раз на отрезке между двумя рассматриваемыми событиями (2001 и 2006 гг.), приурочено сильнейшее Среднебайкальское землетрясение 1959 г. с $M_w=6.8$. Механизм его очага также характеризовался сбросовыми смещениями по плоскостям северо-восток–юго-западной ориентации, причём одна из плоскостей совпадает с развёрнутой к северу плоскостью в механизме толчка 2006 года. Кроме того, на южном замыкании этой полосы, вблизи от пересечения с поперечной полосой эпицентров в пределах сухопутной дельты, недавнее землетрясение 09.12.2020 г. с $m_b=5.4$ имело аналогичный фокальный механизм. Это может свидетельствовать о стабильном типе смещений по разлому, контролирующему данную полосу эпицентров. Однако, из-за неоднозначности выбора из нодальных плоскостей «рабочей» плоскости, без дополнительных исследований невозможно сказать о падении разлома — падает он под восточный борт или на северо-запад, в сторону западного борта.

В 2008 г. началась сейсмическая активизация, вызванная Максимихинским землетрясением 20.05.2008 г. с $K_p=14.3$. В первые сутки после него

произошло более 300 землетрясений различной силы. В 2010 г. в этой же области произошли ещё два землетрясения с $K_p=12.2$ (21.05.2010 г. и 27.09.2010 г.), оба этих землетрясения сопровождались афтершоковыми группами из более чем 30 землетрясений за два дня. Эта область продолжает оставаться активной до настоящего времени, также она характеризуется нетипичными фокальными механизмами.

Механизм очага Максимихинского землетрясения показал сдвиговое смещение по субширотной плоскости и сдвиг с небольшой сбросовой составляющей по меридиональной. Плоскости меридиональной ориентации, а также сдвиговая компонента смещений были выявлены и в фокальных решениях афтершоков. Следует отметить, что ось растяжения в очагах ориентирована типично для байкальских землетрясений: северо-запад–юго-восток при субгоризонтальном погружении, но меридиональная ориентация разрывов не согласуется с простиранием выделенных разломов внутри впадины, а также бортового Турка-Усть-Баргузинского разлома северо-восточного простирания. Таким образом, сдвиговая подвижка в очагах появилась как следствие активизации разломов, ориентированных косо по отношению к вектору растяжения. Изменчивость в углах погружения оси сжатия от вертикального до субгоризонтального положения привела к появлению даже взбросовых смещений по плоскостям северо-восточной ориентации, то есть к инверсионным движениям по уже «готовым» разломам, как, например, в очаге землетрясения 27.09.2010 года. Возникновение подвижек со сдвиговой и взбросовой компонентой по плоскостям, ориентированным несогласно с известными разломами, можно интерпретировать как активизацию локальных структур, пусть и неблагоприятно ориентированных в региональном поле растяжения.

16.07.2011 г. на восточном борту озера в хребте Улан-Бургасы произошло землетрясение с $K_p=14.5$, названное «Туркинским». Этот толчок сбросового типа произошёл в результате подвижки по плоскости северо-восточного простирания. Туркинское землетрясение также сопровождалось афтершоками, но менее многочисленными в сравнении с Максимихинским землетрясением (всего 80 землетрясений в первые сутки). Имеющиеся механизмы афтершоков показывают согласованные смещения и ориентацию плоскостей. Очевидно, что данная последовательность произошла под влиянием рифтового поля напряжений, которое распространяется и на близлежащее горное окружение впадины.

Землетрясение 22.12.2014 г. с $K_p=12.2$, произошедшее в бухте Безымянная оз. Байкал, также сопровождалось афтершоковой группой из 42 землетрясений в течение двух первых суток.

В целом, морфолого-генетический тип подвижек при землетрясениях в подавляющем большинстве случаев – сбросовый по плоскостям северо-восточного простирания с углами падения $30–70^\circ$ («байкальский» тип механизма очага). Именно такой тип фокального механизма был присущ Среднебайкальскому землетрясению 1959 г. с $MLH=6.8$. Как видно из рис. 1, фокальные решения для всех землетрясений, кроме произошедших в районе Максимихинской последовательности, однотипны и представляют собой сбросы по плоскостям северо-восточного простирания.

Таким образом, анализ механизмов очагов сильных землетрясений Центрального Байкала за период 2001–2014 гг. показал, что все они произошли под действием горизонтального растяжения, ось которого ориентирована на северо-восток–юго-запад. Реализация этого растяжения осуществляется за счёт сбросового смещения преимущественно по плоскостям северо-восточного–юго-западного простирания. На этом фоне выделяется район Максимихинского землетрясения, где в очагах как фоновых, так и афтершоковых событий появляются сдвиговые и даже взбросовые подвижки. При этом не только происходят смещения по плоскостям северо-восток–юго-западной ориентации, но и активизируются разрывы меридионального и субширотного простираний, отсутствующих в известных схемах разломов. Полученные данные могут свидетельствовать о трансензионном поле напряжений в локальном районе, примыкающем к восточному борту Центрального Байкала [Радзиминович, Мирошниченко, 2020].

Структура литосферы по данным метода функции приёмника

К настоящему времени локальной сетью Бурятского филиала накоплен большой банк цифровых трёхкомпонентных записей далёких землетрясений мира, позволяющий использовать для изучения структуры коры и верхней мантии метод функции приёмника [Vinnik, 1977; Farra, Vinnik, 2000; Ананьин и др., 2009]. Нами рассчитаны продольные и поперечные приёмные функции по 582 и 156 цифровым сейсмическим записям далёких землетрясений соответственно, зарегистрированных на пяти широкополосных сейсмостанциях локальной сети – МХМВ,

UUDB, HRMR, STDB и KELR (рис. 1). Методика позволила получить сведения о структуре земной коры и верхней мантии, восстанавливая скоростную структуру под каждой станцией отдельно. Использовались два способа решения обратной задачи и обращения приёмных функций обменных волн в скоростной разрез.

Традиционный метод решения обратных задач такого типа основан на методе регуляризации [Тихонов, Арсенин, 1979], результаты использования которого существенно зависят от начального приближения. Для обращения данных по методу приёмной функции продольных волн *PRF* в сейсмические разрезы необходимо задать стартовую модель, в которой параметрами являются скорости продольных и поперечных волн, плотности и мощности слоёв. Стартовая модель, основанная на результатах работ, выполненных методом глубинного сейсмического зондирования, задаётся 40 слоями [Детальные ..., 1993]. Средняя скорость *P*-волн в земной коре равна 6.4 км/с, непосредственно под корой – 8 км/с, отношения скоростей V_p/V_s равны 1.73 и 1.80 км/с соответственно. Для больших глубин начальным приближением является стандартная модель Земли [Kennett, 1991]. Плотность определяется по формуле Берча. Теоретические сейсмограммы рассчитываются методом Томсона-Хаскелла [Haskell, 1962]. По частотному диапазону приёмных функций 0.05–0.9 Гц восстанавливаются скоростные разрезы земной коры и верхней мантии до глубин 65 и 280 км. В первом случае минимизируется расхождение между *SV*-приёмными функциями (наблюдаемой и теоретической) для первых 15 с после вступления *P*-волны, во втором – для первых 35 с. Расчёты производились в программе [Kosarev et al., 1987]. Полученные скоростные разрезы дают представление о структуре земной коры и верхней мантии в подстанционной области и представляют собой обобщение нескольких десятков моделей, полученных при инверсии [Мордвинова и др., 2016].

Второй способ построения скоростного строения основан на совместном обращении обменных волн *Ps* и *Sp*, что позволяет получать распределение скоростей V_p , V_s , V_p/V_s в земной коре и в верхней мантии до глубин 300 км [Винник и др., 2017]. Входными данными являются стандартизованные суммарные наблюдаемые колебания на *Q*-компоненте на интервале времени от –5 с до 35 с и на *L*-компоненте (суммарная волна *Sp* для нулевой дифференциальной медленности) на интервале времени от –45 с до 5 с, а также средние кажущиеся скорости и углы падения

P- и *S*-волн. Предполагается, что среда в окрестности сейсмической станции является изотропной горизонтально-слоистой. Пробная модель описывается девятью слоями и параметрами скоростей *P*- и *S*-волн, плотностью и мощностью каждого плоского слоя. Для каждой пробной модели вычисляются синтетические приёмные функции для *Ps*- и *Sp*-волн соответственно. Оптимальная модель определяется путём нахождения глобального минимума целевой функции, оптимизация осуществляется с помощью алгоритма имитации отжига [Mosegaard, Vestergaard, 1991], входящего в группу методов Монте-Карло.

Расположение локальной сети сейсмических станций вкупе с естественной сейсмичностью ограничивают область исследования так, что источники продольных и поперечных волн далёких землетрясений располагаются главным образом к юго-востоку (обратные азимуты в диапазоне 120–210°). Приёмные функции от различных источников суммируются с временными поправками. Суммарные трассы строятся для ряда пробных глубин обмена в интервале от 0 до 800 км. Суммарные приёмные функции продольных волн для станций KELR, UUDB, MXMB показаны на рис. 6. На каждой приёмной функции отмечены волны *Ps*, образованные на границе Мохо и на границах 410 и 660 км. Измерение времени вступления Ps_{410} затруднено на станциях MXMB и UUDB. В отличие от Ps_{410} фаза Ps_{660} обычно вступает на относительно спокойном фоне.

Для того чтобы стабилизировать обращение, скорости на глубине 300 км и более фиксируются на стандартных значениях. Результаты обращения приёмных функций имеют вероятностный характер: значения скорости продольных и поперечных волн и отношения скоростей с наибольшей плотностью вероятности соответствуют красно-коричневому цвету (рис. 7). Плотность вероятности, показанной зелёным цветом, меньше, по крайней мере, на порядок. Тот же цветовой код использован для характеристики показанных на рисунках синтетических приёмных функций (рис. 7).

Оценки мощности коры получены одновременно со скоростными разрезами и согласованы с ними. Мощность коры, показанная на рис. 7, измеряется с предполагаемой погрешностью не более 2 км. Самые низкие оценки мощности коры получены на станции KELR и составляют 30 км. Близкие к ним значения 35 км получены на станции MXMB, значения 40 км отмечены на станции UUDB. Таким образом, значения мощности коры 30–35 км получены для станций

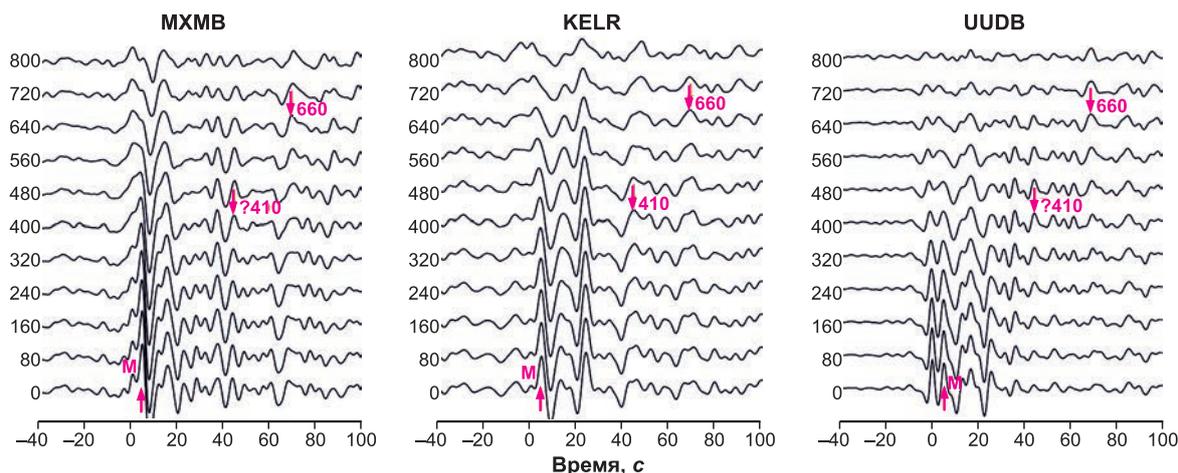


Рис. 6. Суммарные приёмные функции продольных волн на сейсмостанциях «Максимиха» (MXMB), «Котокель» (KELR) и «Улан-Удэ» (UUDB) [Винник и др., 2017]

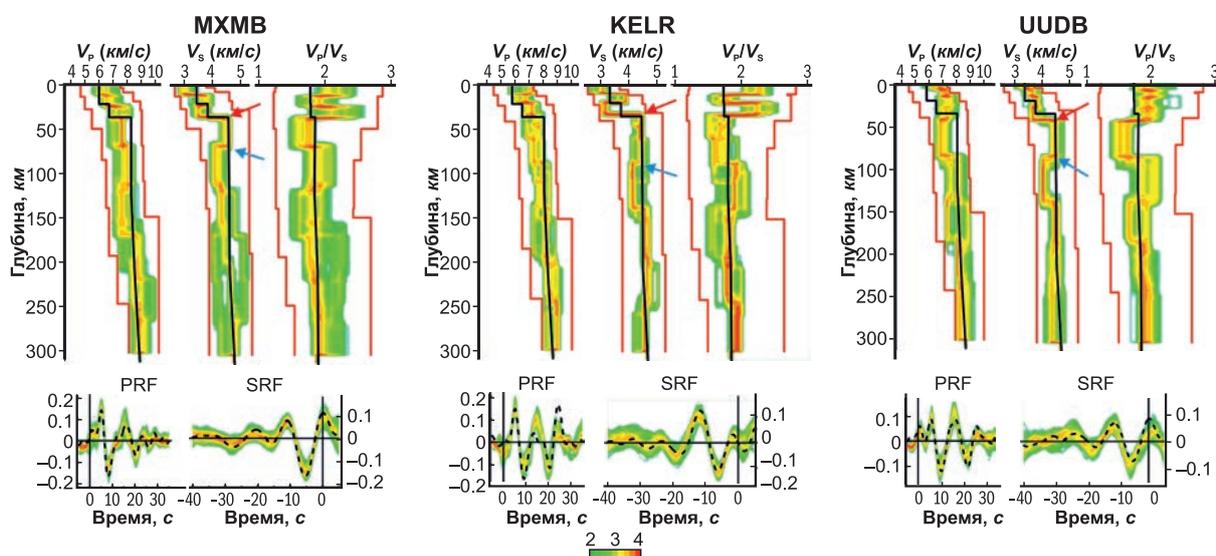


Рис. 7. Скоростные модели коры и мантии для станций MXMB, KELR и UUDB (вверху), полученные совместным обращением приёмных функций продольных и поперечных волн (внизу).

Красные и синие стрелки показывают границу Мохо и границу литосфера–астеносфера [Винник и др., 2017]

KELR и MXMB, находящихся в непосредственной близости к впадине оз. Байкал, и 40 км для станции, находящейся на удалении 100 км от побережья оз. Байкал.

Особенностью полученных скоростных разрезов являются высокие значения отношения скоростей продольных и поперечных волн (V_p/V_s) в средней и нижней коре. Такие соотношения скоростей продольных и поперечных волн в земной коре значительно превышают стандартные значения, что, скорее всего, обусловлено недостаточной разрешающей способностью метода приёмных функций в верхней части скоростной модели. Известно, что рассеяние волн на неоднородностях может приводить в методе приёмных функций к появлению лож-

ных слоёв с повышенной или пониженной скоростью, что вполне вероятно в условиях раздробленной земной коры.

На большинстве станций непосредственно под границей Мохо скорость поперечных волн составляет около 4.5 км/с, этот высокоскоростной слой подстилается слоем с пониженной скоростью до 4 км/с. В районах с повышенным тепловым потоком, к которым относится Байкальская рифтовая зона, понижение скорости может быть связано с развитием частичного плавления, а переход от высокой скорости к низкой можно считать границей литосфера–астеносфера (LAB). Однако следует учесть, что граница, освещаемая приёмными функциями, смещена относительно станции в сторону

сейсмических источников на юго-восток на величину, зависящую от глубины границы. В случае границы LAB смещение достигает нескольких десятков километров. С учётом этого смещения граница находится на глубинах до 85 км. При этом на станции МХМВ мощность подкорового высокоскоростного слоя составляет не более 30 км, и LAB находится на глубине 65 км. А на станциях KELR и UUDV граница LAB находится на глубине 85 км [Винник и др., 2017].

Оценка затухания сейсмических волн с использованием коды

Ранее для отдельных областей Байкальского рифта с использованием сейсмической коды были получены оценки затухания сейсмических волн [Дергачев, 1982; Кочетков и др., 1985; Копничев, 1991]. Одномерные модели затухания сейсмических волн для северо-восточного фланга БРС были получены в работе [Добрынина и др., 2016]. Полученные оценки поглощения сейсмических волн показали приуроченность изменений в затухании к скоростным границам в среде и корреляцию латеральных вариаций затухания сейсмических волн с геологическими и геофизическими характеристиками регионов [Добрынина и др., 2017]. Накопленный материал цифровых записей землетрясений в центральной части Байкальского рифта сетей сейсмического мониторинга Бурятского и Байкальского филиалов ФИЦ ЕГС РАН позволил провести разномасштабную оценку особенностей затухания сейсмических волн с использованием сейсмической коды.

Получены детальные оценки поглощения короткопериодных S -волн и сейсмической коды в земной коре Южнобайкальской рифтовой впадины [Добрынина и др., 2019]. В работе с использованием теории однократного рассеяния [Aki, Chouet, 1975] и гибридной модели многократного рассеяния [Zeng et al., 1991] рассчитаны значения сейсмической добротности, частотного параметра и коэффициента затухания. Используются сейсмограммы локальных землетрясений с $K_p \geq 7$ на эпицентральных расстояниях до 70 км, где учитывалась длительность коды до 40 с – «ранняя кода» [Rautian, Khalturin, 1978]. В работе [Добрынина и др., 2019] проведена оценка размеров неоднородностей блоковой среды, оказывающих влияние на затухание сейсмических волн в различных частотных диапазонах.

Для расчёта величин общего затухания (добротности) в регионе использовался метод нормализации к коде [Aki, 1980], реализован-

ный в программе CodaNorm [Predein et al., 2017], основанный на устранении влияния источника и локальных эффектов приёмника путём нормировки спектральных амплитуд прямых и кодаволн. Эффекты в очаге устраняются при достаточно большой выборке землетрясений с разных эпицентральных расстояний, азимутов и углов прихода сейсмического луча к приёмнику [Aki, Chouet, 1975; Aki, 1980]. За амплитуду коды принималось значение в фиксированное время 100 с относительно времени в очаге как среднее двойное время пробега S -волн для набора региональных землетрясений [Гусев и др., 2015]. По записям трёх станций (HRMR, МХМВ, TLY), находящихся в разных частях Байкальской рифтовой зоны и эпицентральных расстояний до 500 км, получены результаты, характеризующие величину общего затухания S -волн в регионе в целом. Получена степенная зависимость [Mitchell, 1981] величины добротности Q_s от частоты f :

$$Q_s(f) = 91 \pm 6 \cdot f^{1.04 \pm 0.08}. \quad (1)$$

Полученные значения добротности хорошо совпадают с оценками, полученными в работе [Добрынина и др., 2011] для Южнобайкальской впадины ($98 \pm 6 \cdot f^{0.92 \pm 0.04}$), но выше значений добротности в области высоких частот, полученных [Павленко, Тубанов, 2017] ($80 \cdot f^{0.7}$) с помощью стохастического моделирования акселерограмм землетрясений (рис. 8).

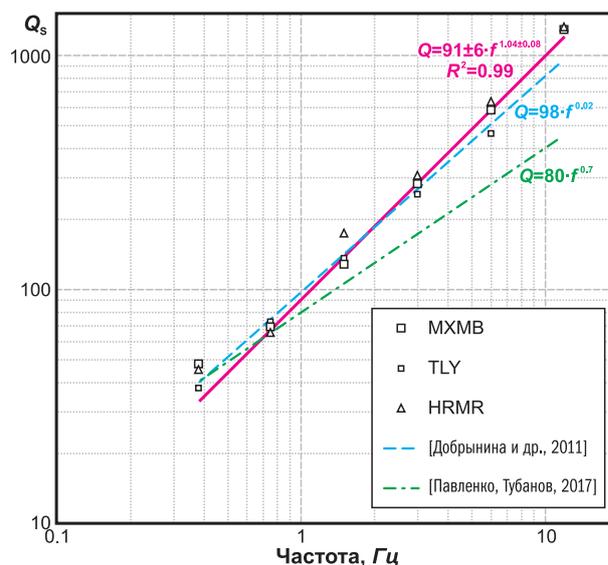


Рис. 8. Значения добротности для частот в октавных диапазонах от 0.25 до 16 Гц по данным трёх станций, общая степенная зависимость добротности от частоты в сравнении с результатами работ [Добрынина и др., 2011] и [Павленко, Тубанов, 2017]

Стабильность формы огибающей и постоянство спектрального состава коды вне зависимости от эпицентрального расстояния и очаговых параметров землетрясений [Aki, Chouet, 1975; Rautian, Khalturin, 1978] позволяют использовать кода-волны для магнитудной классификации землетрясений. Так, в работах [Bisztricsany, 1959; Tsumura, 1967; Havskov, Ottemöller, 2010] обосновывается связь между магнитудой и логарифмом длительности кода-волн, причём общая длительность коды варьирует в зависимости от региона. Уточним, что под длительностью коды понимается продолжительность сигнала от двойного времени пробега S -волны [Раутиан и др., 1981] до достижения коды уровня шума, измеренного до вступления P -волн. Нами были использованы записи 149 землетрясений с энергетическими классами $K_p \geq 9.5$ ($M \geq 3$) за 2006–2020 гг., зарегистрированные на четырёх широкополосных сейсмических станциях HRMR, MXMB, TLY и UUDB (табл. 1). Длительность коды оценивалась по среднеквадратическому из трёхкомпонентной записи, сейсмограмма отфильтровывалась в частотном диапазоне 0.1–10 Гц, при этом за конец коды принималось достижение уровня микросейсмического шума не исходного сигнала, а RMS-огибающей коды [Sato, Fehler, 2009], построенной по пиковым амплитудам и аппроксимированной степенной зависимостью [Lee, Sato, 2006] (рис. 9).

В результате для территории центральной части Байкальского рифта, в интервале эпицентральных расстояний до 500 км, получена зависимость энергетического класса K_p от длительности коды в секундах, вида (рис. 10):

$$K_p = 3.44 \cdot \lg(\text{Длительность коды}_{\text{сек}}) + 3.4. \quad (2)$$

Анализ практической применимости методики показал, что недостатком способа оценки энергии по длительности кода-волн, ограничивающим возможность использования, является возможность наложения на коду землетрясения записи последующего афтершока или других помех. Однако в нашей реализации этот недостаток устраняется использованием модельной степенной аппроксимирующей огибающей (рис. 9). Преимуществом, помимо устойчивости метода, является возможность оценки энергии землетрясения даже в тех случаях, когда неизвестны амплитуды сейсмических волн от очага сильного события в случае небольшого динамического диапазона аппаратуры.

Заключение

Детальные исследования пространственно-временного распределения сейсмичности в Байкальской рифтовой зоне (БРЗ) сдерживаются, главным образом, недостаточной плотностью сети сейсмологических станций. В связи с развитием Южно-Байкальского геодинамического

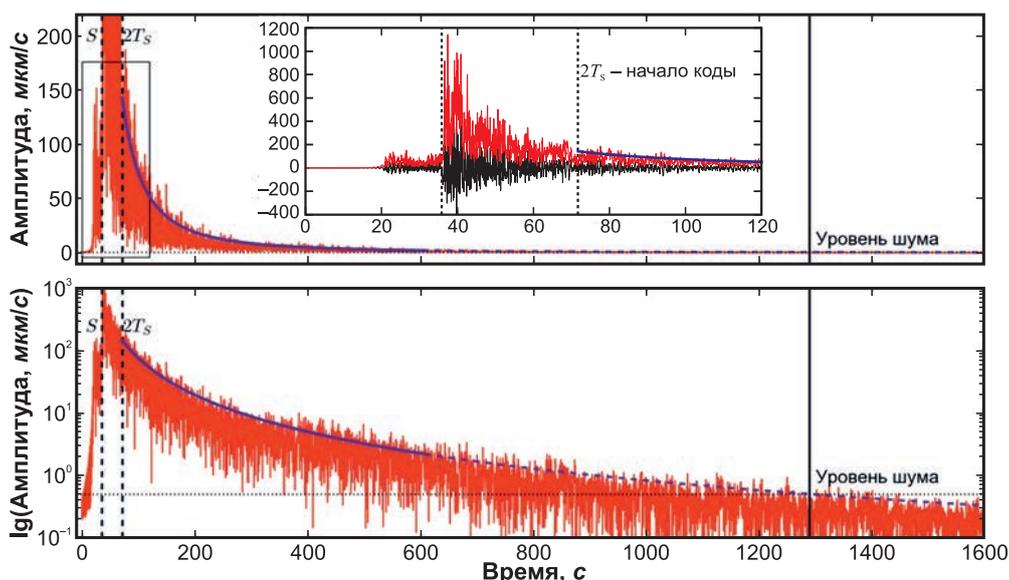


Рис. 9. Пример определения длительности сейсмической коды по записи Туркинского землетрясения 16 июля 2011 г. в 18:38:52 на станции UUDB.

Показана RMS-компонента и огибающая коды (синим цветом), полученная степенной аппроксимацией в логарифмическом масштабе (внизу), и исходные амплитуды с начальными 120 с сейсмограммы на врезке (вверху)

полигона, в районе Центрального Байкала развёрнута локальная сеть сейсмостанций. Это обстоятельство позволило расширить энергетический диапазон регистрируемых землетрясений, увеличить представительность (в сторону меньших энергетических классов) определений механизмов землетрясений и оценок глубины очагов [Суворов, Тубанов, 2008].

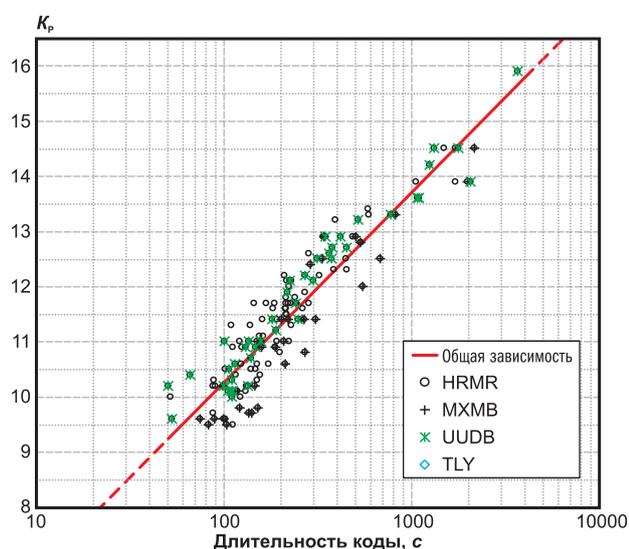


Рис. 10. Зависимость величины энергетического класса от длительности коды

В Байкальской рифтовой зоне сложилась уникальная ситуация, когда имеются данные о скорости распространения поперечных волн, полученные различными сейсмическими методами (ГСЗ, функций приёмника и близких землетрясений), обладающими разной разрешающей способностью и детальностью. Есть основания надеяться, что их совместное рассмотрение позволит получить новую информацию, недоступную для каждого из методов. Такие данные существуют в области Центрального Байкала, в окрестности Селенгинской депрессии, где действует локальная сеть сейсмологических станций (рис. 1). Этот район непосредственно пересекается профилем глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) Усть-Уда–Оймур–Хилок, который отработан по малодетальной системе наблюдений дифференциальными зондированиями [Сун Юншен и др., 1996] и, несколько юго-западнее, – профилем с плотной системой регистрирующих станций по линии Тихоновка–Голоустное–Белозерск [Nielsen, Thybo, 2009]. В пределах района исследований ранее были проведены телесеismicкие эксперименты методом приёмных функций [Мордвинова, Артемьев, 2010]. Проведённое нами сравнение этих данных с результатами локализации очагов близ-

ких землетрясений позволило получить интересные предварительные результаты по распределению скоростей продольных и поперечных волн в земной коре [Суворов и др., 2011]. В настоящее время продолжается совершенствование методики инверсии времён пробега сейсмических волн [Тубанов и др., 2018; 2019] с использованием всего комплекса сейсмических данных, имеющихся для данной территории.

На основании накопленных данных широкополосных записей далёких землетрясений, зарегистрированных на сейсмических станциях локальной сети Филиала, удалось уточнить особенности глубинной структуры земной коры и верхней мантии Центрального Байкала. Мощность коры колеблется от 35 до 40 км, с утонением в сторону впадины оз. Байкал. Граница литосфера–астеносфера лежит в диапазоне 65–85 км. Скорости поперечных волн на границе LAB скачкообразно понижаются от 4.5 до 4 км/с.

Используя записи региональных землетрясений и методы, основанные на анализе кодаволн, получены оценки затухания как в детальном масштабе, характеризующие локальные эффекты и размеры неоднородностей разломно-блоковой среды, так и величины поглощения сейсмических волн в литосфере региона в целом. Данные оценки хорошо согласуются с результатами других работ для исследуемой территории. Стабильность огибающей коды для локальных и региональных землетрясений (по меньшей мере для эпицентральных расстояний до 500–600 км) позволяет по длительности сейсмической коды оценить энергию в очаге. Получена устойчивая зависимость величины энергетического класса землетрясения от логарифма длительности кодаволн. В дальнейшем, однако, необходимо введение стационарных поправок для учёта влияния вариаций микросейсм и величины соотношения поглощения и рассеяния для других пунктов наблюдения на центральном Байкале.

Сегодня многими признаётся, что ни регистрация комплекса предвестников, ни расчёт напряжённого состояния литосферы сами по себе ещё не могут быть основой достоверного средне- и краткосрочного прогноза. Поэтому главная цель мониторинговых исследований на Байкале – это получение таких данных в очаговых зонах, которые могут способствовать более полному пониманию геодинамических процессов, заканчивающихся землетрясением, и построению теории физики очаговых зон [Гольдин и др., 2001]. Основным источником информации здесь могут стать трёхмерные модели очаговых областей, построенные по данным

сейсмологических наблюдений. Уплотнённая (по сравнению с региональной) площадная сеть наблюдений позволяет развивать ряд методов геофизических исследований (в статье приведены лишь отдельные направления), предоставляющих количественные характеристики глубинных геофизических параметров. Эти данные сами по себе являются новыми и представляют интерес для уточнения существующих данных о глубинном строении земной коры и мантии Байкальского рифта. Также, поскольку акцент делается на развитие стационарных и долговременных наблюдений, имеется возможность проследить пространственно-временное изменение геофизических характеристик, связанных с сейсмичностью.

Работа выполнена при поддержке Минобрнауки России (в рамках государственных заданий тем НИР № АААА-А20-120060890034-7, АААА-А21-121011890033-1) и с использованием данных, полученных на уникальной научной установке «Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира».

Авторы статьи благодарны Г.И. Татькову, Н.А. Гилёвой, Л.П. Виннику, В.В. Мордвиновой и А.А. Добрыниной, которые повлияли на направление и ход исследований, а также коллегам, принимавшим участие в сейсмологических наблюдениях, — В.В. Толочко, Г.И. Чебакову, Н.А. Урбан и др.

Литература

Ананьин Л.В., Мордвинова В.В., Гоць М.Ф., Канао М., Суворов В.Д., Татьков Г.И., Тубанов Ц.А. Скоростное строение коры и верхней мантии Байкальской рифтовой зоны по долговременным наблюдениям широкополосных станций // Доклады РАН. — 2009. — Т. 428, № 2. — С. 211–214.

Аппаратура и методика сейсмометрических наблюдений в СССР / Отв. ред. З.И. Аранович, Д.П. Киринос, В.М. Фремд. — М.: Наука, 1974. — 245 с.

Боровик Н.С. Сейсмический режим по данным региональной и локальной систем наблюдений в Прибайкалье // Исследования по поискам предвестников землетрясений в Сибири. — Новосибирск: Наука, 1988. — С. 109–115.

Винник Л.П., Орешин С.И., Цыдытова Л.Р., Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Хритова М.А., Тубанов Ц.А. Кора и мантия Байкальской рифтовой зоны по данным приёмных функций продольных и поперечных волн // Геодинамика и Тектонофизика. — 2017. — Т. 8, № 4. — С. 695–709.

Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. — 2004. — № 10. — С. 37–54.

Гольдин С.В., Дядьков П.Г., Дашевский Ю.А. Стратегия прогноза землетрясений на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне // Геология и геофизика. — 2001. — Т. 42, № 10. — С. 1484–1496.

Гусев А.А., Чебров Д.В., Потанин М.Е., Тишкин В.Р. Спектральная кода-магнитуда для землетрясений Камчатки // Проблемы комплексного геофизического мониторинга Дальнего Востока России. Труды Пятой научно-технической конференции. — Петропавловск-Камчатский: КФ ГС РАН, 2015. — С. 337–343.

Данциг Л.Г., Дергачев А.А. Особенности характеристик очагов слабых землетрясений Прибайкалья // Сейсмичность Байкальского рифта: прогностические аспекты. — Новосибирск: Наука, 1990. — С. 17–22.

Дергачев А.А. Методика и результаты определения поглощения сейсмических волн в центральной части Байкальской рифтовой зоны // Геология и геофизика. — 1982. — Т. 23, № 6. — С. 94–101.

Детальные сейсмические исследования литосферы на Р- и S-волнах / Под ред. Н.Н. Пузырева. — Новосибирск: Наука, 1993. — 199 с.

Добрынина А.А., Предеин П.А., Саньков В.А., Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д., Горбунова Е.А. Пространственные вариации затухания сейсмических волн в Южнобайкальской впадине и прилегающих областях (Байкальский рифт) // Геодинамика и Тектонофизика. — 2019. — Т. 10, № 1. — С. 147–166.

Добрынина А.А., Саньков В.А., Девершер Ж., Чечельницкий В.В. Факторы, влияющие на затухание сейсмических волн в литосфере в зонах континентального рифтогенеза // Геодинамика и Тектонофизика. — 2017. — Т. 8, № 1. — С. 107–133.

Добрынина А.А., Саньков В.А., Чечельницкий В.В. Новые данные о затухании сейсмических волн в литосфере и верхней мантии северо-восточного фланга Байкальской рифтовой системы // Доклады Академии наук. — 2016. — Т. 468, № 1. — С. 88–92.

Добрынина А.А., Чечельницкий В.В., Саньков В.А. Сейсмическая добротность литосферы юго-западного фланга Байкальской рифтовой системы // Геология и геофизика. — 2011. — Т. 52, № 5. — С. 712–724.

Кобелева Е.А., Гилёва Н.А., Хамидулина О.А., Тубанов Ц.А. Прибайкалье и Забайкалье. Результаты сейсмического мониторинга различных регионов России // Землетрясения России в 2018 году. — Обнинск: ФИЦ ЕГ РАН, 2020. — С. 44–50.

Копничев Ю.Ф. Новые данные о строении верхней мантии Байкальской рифтовой системы // Доклады Академии наук. — 1991. — Т. 325, № 5. — С. 944–949.

Кочетков В.М. О состоянии и перспективах развития работ по созданию научных основ прогноза землетрясений // Исследования по поискам предвестников землетрясений в Сибири. — Новосибирск, Наука, 1988. — С. 3–8.

Кочетков В.М., Боровик Н.С., Мишарина Л.А., Солоненко А.В., Анисанова Г.В., Солоненко Н.В., Мельникова В.И., Гилёва Н.А. Ангараканский рой землетрясений в Байкальской рифтовой зоне: Условия

- возникновения и особенности развития / Отв. ред. О.В. Павлов. – Новосибирск: Наука, 1987. – 80 с.
- Кочетков В.М., Боровик Н.С., Солоненко А.В., Мишарина Л.А. Детальные сейсмологические исследования в Северо-Муйском районе // Геология и сейсмичность зоны БАМ. Сейсмичность / Ред. С.Л. Соловьев. – Новосибирск: Наука, 1985. – С. 123–180.
- Леви К.Г., Бабушкин С.М., Бадардинов А.А., Буддо В.Ю., Ларкин Г.В., Мирошниченко А.И., Саньков В.А., Ружич В.В., Вонг Х.К., Дельво Д., Колман С. Активная тектоника Байкала // Геология и геофизика. – 1995. – Т. 36, № 10. – С. 154–163.
- Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. – 2003. – Т. 44, № 5. – С. 391–406.
- 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.
- Мельникова В.И., Гилёва Н.А., Имаев В.С., Радзиминович Я.Б., Тубанов Ц.А. Особенности сейсмических активизаций Среднего Байкала в 2008–2011 годах // Доклады РАН. – 2013. – Т. 453, № 6. – С. 1–6.
- Мордвинова В.В., Артемьев А.А. Трёхмерная модель юга Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий по обменным волнам // Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51, № 6. – С. 887–904.
- Мордвинова В.В., Кобелев М.М., Треусов А.В., Хритова М.А., Трынкова Д.С., Кобелева Е.А., Лухнева О.Ф. Глубинное строение переходной зоны Сибирская платформа – Центрально-Азиатский подвижный пояс по телесеismicким данным // Геодинамика и Тектонофизика. – 2016. – Т. 7, № 1. – С. 85–103.
- Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР с древнейших времён до 1975 г. / Отв. ред. Н.В. Кондорская, Н.В. Шебалин. – М.: Наука, 1977. – 536 с.
- Павленко О.В., Тубанов Ц.А. Характеристики излучения и распространения сейсмических волн в Байкальской рифтовой зоне, оценённые посредством моделирования акселерограмм зарегистрированных землетрясений // Физика Земли. – 2017. – № 1. – С. 20–33.
- Радзиминович Н.А., Мирошниченко А.И. Усть-Баргузинская трансферная зона (Центральный Байкал): сейсмологические данные о транстензионном поле напряжений земной коры // Доклады РАН. – 2020. – Т. 493, № 2. – С. 78–82.
- Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С., Земцова А.Г., Проскурин А.П., Пустовитенко Б.Г., Пустовитенко А.Н., Синельникова Л.Г., Филина А.Г., Шенгелия И.С. Экспериментальные исследования сейсмической коды / Отв. ред. И.Л. Нерсесов. – М.: Наука. – 1981. – 142 с.
- Санжиева Д.П.-Д., Предеин П.А., Тубанов Ц.А., Базаров А.Д. База сейсмологических данных Среднебайкальского района Байкальской рифтовой зоны за 2001–2013 гг. // Свидетельство о государственной регистрации базы данных № 2019621509. – Официальный бюллетень «Программы для ЭВМ. Базы данных. Топологии интегральных микросхем», № 9, 2019.
- Суворов В.Д., Мордвинова В.В., Татьков Г.И., Тубанов Ц.А. Скорости поперечных волн в земной коре байкальского рифта по данным ГСЗ, приёмных функций и близких землетрясений // Динамика физических полей Земли. – М.: Светоч Плюс, 2011. – С. 90–108.
- Суворов В.Д., Тубанов Ц.А. Распределение очагов близких землетрясений в земной коре под центральным Байкалом // Геология и геофизика. – 2008. – Т. 49, № 8. – С. 805–818.
- Сун Юншен, Крылов С.В., Ян Баоцзюнь, Лю Цай, Дун Шисюэ, Лян Течен, Ли Цзинчжи, Сюй Синчжуи, Мишенькина З.Р., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф., Селезнев В.С., Соловьев В.М. Глубинное сейсмическое зондирование литосферы на Международном трансекте Байкал – Северный Китай // Геология и геофизика. – 1996. – Т. 37, № 2. – С. 1–15.
- Татьков Г.И. Геофизический мониторинг напряжённо-деформированного состояния природных и технических систем: Автореф. дис. на соиск. уч. степ. докт. геол.-мин. наук. – Иркутск, 2009. – 43 с.
- Татьков Г.И., Тубанов Ц.А. Развитие сейсмического процесса и мониторинг в близреальном времени зоны Южно-Байкальского землетрясения 1999 года // Вестник Бурятского Университета. – 2004. – Сер. 3, № 3. – С. 35–46.
- Татьков Г.И., Тубанов Ц.А., Базаров А.Д., Толочко В.В., Ковалевский В.В., Брагинская Л.П., Григорюк А.П. Вибросейсмические исследования литосферы Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий // Отечественная геология. – 2013. – № 3. – С. 16–23.
- Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. – М.: Наука, 1979. – 288 с.
- Тубанов Ц.А., Санжиева Д.П.-Д., Гилёва Н.А., Суворов В.Д. Годографы сейсмических волн землетрясений северо-востока Байкальского рифта // Естественные и технические науки. – 2019. – № 12. – С. 160–164.
- Тубанов Ц.А., Суворов В.Д., Гилёва Н.А. О влиянии латеральных скоростных неоднородностей на точность оценки глубины близких землетрясений // Естественные и технические науки. – 2018. – № 12. – С. 114–117.
- Цыдыпова Л.Р., Тубанов Ц.А., Предеин П.А., Санжиева Д.П.-Д. Селенгинская сеть сейсмологических и вибросейсмических наблюдений // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Материалы Восьмой Международной сейсмологической школы. – Обнинск: ГС РАН, 2013. – С. 342–345.
- Aki K. Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. – 1980. – V. 85, N B11. – P. 6496–6504.
- Aki K., Chouet B. Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects // Journal of Geophysical Research. – 1975. – V. 80, N 23. – P. 3322–3342.

- Bisztricsány E.* On the determination of earthquake magnitudes // *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eotvos Nominatae. Sectio Geolog.* – 1959. – P. 39–51.
- Farra V., Vinnik L.P.* Upper mantle stratification by P and S receiver functions // *Geophysical Journal International.* – 2000. – V. 141. – P. 699–712.
- Haskell N.A.* Crustal reflection of plane P and SV waves // *Journal of Geophysical Research.* – 1962. – V. 67. – P. 4751–4767.
- Havskov J., Ottemoller L.* Routine data processing in earthquake seismology: With sample data, exercises and software. – Springer Science & Business Media, 2010. – 347 p.
- Kennett B.L.N.* IASPEI91 Seismological Tables. – Australian National University, Canberra, 1991. – 167 p.
- Kosarev G.L., Makeeva L.I., Vinnik L.P.* Inversion of teleseismic P-wave particle motions for crustal structure in Fennoscandia // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* – 1987. – V. 47. – P. 11–24.
- Lee W.S., Sato H.* Power-law decay characteristic of coda envelopes revealed from the analysis of regional earthquakes // *Geophysical Research Letters.* – 2006. – V. 33, N 7. – P. 4.
- Mitchell B.J.* Regional variation and frequency dependence of Q_B in the crust of the United States // *Bulletin of the Seismological Society of America.* – 1981. – V. 71, N 5. – P. 1531–1538.
- Mosegaard K., Vestergaard P.D.* A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information // *Geophysical Prospecting.* – 1991. – V. 39. – P. 599–611.
- Nielsen C., Thybo H.* No Moho uplift below the Baikal Rift Zone: Evidence from a seismic refraction profile across southern Lake Baikal // *Journal of Geophysical Research.* – 2009. – V. 114. – P. 22.
- Predein P.A., Dobrynina A.A., Tubanov Ts.A., German E.I.* CodaNorm: A software package for the body-wave attenuation calculation by the coda-normalization method // *SoftwareX.* – 2017. – V. 6. – P. 30–35.
- Rautian T.G., Khalturin V.I.* The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum // *Bulletin of the Seismological Society of America.* – 1978. – V. 68, N 4. – P. 923–948.
- Sato H., Fehler M.C.* Attenuation of high-frequency seismic waves // *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth.* – Berlin, Heidelberg: Springer, 2009. – P. 109–148.
- Tsumura K.* Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation // *Bulletin of the Earthquake Research Institute. University of Tokyo.* – 1967. – V. 45. – P. 7–18.
- Vinnik L.P.* Detection of P to SV in the mantle // *Physics of the Earth and Planetary Interiors.* – 1977. – V. 15. – P. 39–45.
- Zeng Y., Su F., Aki K.* Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium: 1. Theory // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth.* – 1991. – V. 96, N B1. – P. 607–619.

Сведения об авторах

Тубанов Цырен Алексеевич, канд. геол.-мин. наук, директор Бурятского филиала Федерального государственного бюджетного учреждения науки Федерального исследовательского центра «Единая геофизическая служба Российской академии наук» (БуФ ФИЦ ЕГС РАН), г. Улан-Удэ, Россия; зав. лаб. Федерального государственного бюджетного учреждения науки Геологического института Сибирского отделения Российской академии наук (ГИН СО РАН), г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: ttsyren@gmail.com

Предеин Пётр Алексеевич, инженер БуФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Улан-Удэ, Россия; мл. науч. сотр. ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: crmpeter@gmail.com

Цыдыпова Лариса Ринчиновна, канд. геол.-мин. наук, инженер БуФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Улан-Удэ, Россия; науч. сотр. ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: laraMGU@yandex.ru

Радзиминович Наталья Анатольевна, канд. геол.-мин. наук, инженер БуФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Улан-Удэ, Россия; науч. сотр. Федерального государственного бюджетного учреждения науки Института земной коры Сибирского отделения Российской академии наук (ИЗК СО РАН), г. Иркутск, Россия. E-mail: nradzim@crust.irk.ru

Санжиева Дарима Пурба-Доржиевна, инженер БуФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Улан-Удэ, Россия; инженер 2 кат. ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: gindarima@mail.ru

Базаров Артём Дамбиевич, канд. техн. наук, инженер БуФ ФИЦ ЕГС РАН, г. Улан-Удэ, Россия; науч. сотр. ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия. E-mail: adbazarov@yandex.ru

Results and prospects of seismological observations in the central part of the Baikal rift

© 2021 Ts.A. Tubanov^{1,2}, P.A. Predein^{1,2}, L.R. Tsydyпова^{1,2}, D.P.-D. Sanzhieva^{1,2}, N.A. Radziminovich^{1,3}, A.D. Bazarov^{1,2}

¹BuD GS RAS, Ulan-Ude, Russia; ²GIN SB RAS, Ulan-Ude, Russia; ³IEC SB RAS, Irkutsk, Russia

Received March 10, 2021

Abstract This article reports the results of detailed seismological observations in the Central Baikal region conducted by the local network of seismological stations of the Buryat Division of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences. The local network was created in the 1990s. A crucial feature of the network is the combination of seismic monitoring both in the passive mode (the study of natural seismicity) and in the active mode, with a controlled vibration source of seismic waves. The study area covers the Lake Baikal region and adjacent territories characterized by high seismic activity. Here occurred several catastrophic earthquakes including the strongest one during the period of instrumental observations – the Middle Baikal' 1959 earthquake. Recently here occurred the Kudarinsky earthquake on December 9, 2020 with $m_b=5.4$. For more than twenty years the network of observations has been expanding, the equipment has been upgrading. A significant amount of seismological material has been accumulated. Broadband data was processed by the receiver function method. The Moho and the lithosphere-asthenosphere boundaries for stations of the network are determined. Shear seismic wave attenuation characteristics are obtained and the possibility of energy classification of Baikal earthquakes by coda-waves total oscillations is shown.

Keywords seismicity, Baikal rift, deep structure, method of receiver functions, attenuation of seismic waves.

For citation Tubanov, Ts.A., Predein, P.A., Tsydyпова, L.R., Sanzhieva, D.P.-D., Radziminovich, N.A., & Bazarov, A.D. (2021). [Results and prospects of seismological observations in the central part of the Baikal rift]. *Rossiiskii seismologicheskii zhurnal* [Russian Journal of Seismology], 3(4), 38-57. (In Russ.). DOI: <https://doi.org/10.35540/2686-7907.2021.4.03>

References

- Aki, K. (1980). Scattering and attenuation of shear waves in the lithosphere. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 85(B11), 6496-6504.
- Aki, K., & Chouet, B. (1975). Origin of coda waves: source, attenuation, and scattering effects. *Journal of Geophysical Research*, 80(23), 3322-3342.
- Anan'in, L.V., Mordvinova, V.V., Gots', M.F., Kanao, M., Suvorov, V.D., Tat'kov, G.I., & Tubanov, Ts.A. (2009). Velocity structure of the crust and upper mantle in the Baikal Rift Zone from the long-term observations of broadband seismic stations. *Doklady Earth Sciences*, 428(7), 1067.
- Aranovich, Z.I., Kirnos, D.P., & Fremd, V.M. (Resp. Eds.). (1974). *Apparatura i metodika seismometricheskikh nabludeniĭ v SSSR* [Equipment and methods of seismometric observations in the USSR]. Moscow, Russia: Nauka Publ., 245 p. (In Russ.).
- Bisztricsány, E. (1959). On the determination of earthquake magnitudes. *Annales Universitatis Scientiarum Budapestinensis de Rolando Eotvos Nominatae. Sectio Geolog.*, 39-51.
- Borovik, N.S. (1988). [Seismic regime according to the regional and local observation systems in the Baikal region]. In *Issledovaniia po poiskam predvestnikov zemletriaseniĭ v Sibiri* [Research on the search for earthquake precursors in Siberia] (pp. 109-115). Novosibirsk, Russia: Nauka Publ. (In Russ.).
- Dantsig, L.G., & Dergachev, A.A. (1990). [Characteristics of weak earthquake foci in the Baikal region]. In *Seismichnost' Baikal'skogo rifta: prognosticheskie aspekty* [Seismicity of the Baikal rift: prognostic aspects] (pp. 17-22). Novosibirsk, Russia: Nauka Publ. (In Russ.).
- Dergachev, A.A. (1982). [Methods and results of determining the absorption of seismic waves in the central part of the Baikal rift zone]. *Geologiya i geofizika* [Geology and Geophysics], 23(6), 94-101. (In Russ.).
- Dobrynina A.A., Sankov, V.A., Déverchère, J., & Chechel'nitsky, V.V. (2017). Factors influencing seismic wave attenuation in the lithosphere in continental rift zones. *Geodynamics & Tectonophysics*, 8(1), 107-133. (In Russ.)
- Dobrynina, A.A., Chechel'nitskii, V.V., & San'kov, V.A. (2011). Seismic quality factor of the lithosphere of the southwestern flank of the Baikal rift system. *Russian Geology and Geophysics*, 52(5), 555-564.
- Dobrynina, A.A., Predein, P.A., Sankov, V.A., Tubanov, T.A., Sanzhieva, D.P., & Gorbunova, E.A.

- (2019). Spatial variations of seismic wave attenuation in the South Baikal basin and adjacent areas (Baikal rift). *Geodynamics & Tectonophysics*, 10(1), 147-166. (In Russ.)
- Dobrynina, A.A., Sankov, V.A., & Chechel'nitsky, V.V. (2016). New data on seismic wave attenuation in the lithosphere and upper mantle of the northeastern flank of the Baikal rift system. *Doklady Earth Sciences*, 468(1), 485-489.
- Farra, V., & Vinnik, L.P. (2000). Upper mantle stratification by P and S receiver functions. *Geophysical Journal International*, 141, 699-712.
- Goldin, S.V. (2004). Dilatancy, repacking, and earthquakes. *Izvestiya. Physics of the Solid Earth*, 40(10), 817-832.
- Gol'din, S.V., Dyad'kov, P.G., & Dashevskii, Y.A. (2001). The South Baikal geodynamic testing ground: strategy of earthquake prediction. *Russian Geology and Geophysics*, 42(10), 1484-1496.
- Gusev, A.A., Chebrov, D.V., Potanin, M.E., & Tishkin, V.R. (2015). [Spectral code-magnitude for Kamchatka earthquakes]. In *Problemy kompleksnogo geofizicheskogo monitoringa Dal'nego Vostoka Rossii. Trudy Piatoi nauchno-tekhnicheskoi konferentsii* [Problems of integrated geophysical monitoring of the Russian Far East. Proceedings of the Fifth Scientific and Technical Conference] (pp. 337-343). Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia: KB GS RAS Publ. (In Russ.)
- Haskell, N.A. (1962). Crustal reflection of plane P and SV waves. *Journal of Geophysical Research*, 67, 4751-4767.
- Havskov, J., & Ottemoller, L. (2010). *Routine data processing in earthquake seismology: With sample data, exercises and software*, Springer Science & Business Media, 347 p.
- Kennett, B.L.N. (1991). IASPEI91 Seismological Tables, Canberra, Australia: Australian National University, 167 p.
- Kobeleva, E.A., Gileva, N.A., Khamidulina, O.A., & Tubanov, Ts.A. (2020). [The Baikal region and Transbaikalia. Results of seismic monitoring of various regions of Russia]. In *Zemletriaseniia Rossii v 2018 godu* [Earthquakes in Russia in 2018] (pp. 44-50). Obninsk, Russia: GS RAS Publ. (In Russ.)
- Kochetkov, V.M., Borovik, N.S., Misharina, L.A., Solonenko, A.V., Anikanova, G.V., Solonenko, N.V., Mel'nikova, V.I., & Gileva, N.A. (1987). *Angarakanskii roi zemletriaseniia v Baikal'skoi riftovoi zone: Usloviia vozniknoveniia i osobennosti razvitiia* [Angarakan earthquake swarm in the Baikal rift zone: Conditions of occurrence and features of development]. Novosibirsk, Russia: Nauka Publ., 80 p. (In Russ.)
- Kochetkov, V.M. (1988). [On the state and prospects of development of works on the creation of scientific bases for earthquake forecasting]. In *Issledovaniia po poiskam predvestnikov zemletriaseniia v Sibiri* [Research on the search for earthquake precursors in Siberia] (pp. 3-8). Novosibirsk, Russia: Nauka Publ. (In Russ.)
- Kochetkov, V.M., Borovik, N.S., Solonenko, A.V., & Misharina, L.A. (1985). [Detailed seismological studies in the Severo-Muysky district]. In *Geologiya i seismichnost' zony BAM. Seismichnost'* [Geology and seismicity of the BAM zone. Seismicity], 6, 123-180. (In Russ.)
- Kondorskaia, N.V., & Shebalin, N.V., (Eds.) (1977). *Novyi katalog sil'nykh zemletriaseniia na territorii SSSR s drevneishikh vremen do 1975 g.* [A new catalog of strong earthquakes on the territory of the USSR from ancient times to 1975.]. Moscow, Russia: Nauka Publ., 536 p. (In Russ.)
- Kopnichev, Yu.F. (1991). [New data on the structure of the upper mantle of the Baikal rift system]. *Doklady Akademii nauk* [Doklady of Academy of Sciences], 325(5), 944-949. (In Russ.)
- Kosarev, G.L., Makeeva, L.I., & Vinnik, L.P. (1987). Inversion of teleseismic P-wave particle motions for crustal structure in Fennoscandia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 47, 11-24.
- Lee, W.S., & Sato, H. (2006). Power-law decay characteristic of coda envelopes revealed from the analysis of regional earthquakes. *Geophysical research letters*, 33(7), 4.
- Levi, K.G., Babushkin, S.M., Badardinov, A.A., Buddo, V.Y., Larkin, G.V., Miroshnichenko, A.I., Sankov, V.A., Ruzhich, V.V., Wong, H.K., Delvaux, D., & Colman, S. (1995). Active Baikal Tectonics. *Russian Geology and Geophysics*, 36(10), 143-154.
- Logachev, N.A. (2003). History and Geodynamics of the Baikal Rift. *Russian Geology and Geophysics*, 44(5), 373-387.
- Lunina, O.V. (2016). The digital map of the Pliocene-Quaternary crustal faults in the Southern East Siberia and the adjacent Northern Mongolia. *Geodynamics & Tectonophysics*, 7(3), 407-434. (In Russ.)
- Mel'nikova, V.I., Gileva, N.A., Imaev, V.S., Radziminovich, Y.B., & Tubanov, T.A. (2013). Features of seismic activation of the Middle Baikal region, 2008-2011. *Doklady Earth Sciences*, 453(2), 1282-1287.
- Mitchell, B.J. (1981) Regional variation and frequency dependence of $Q\beta$ in the crust of the United States. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(5), 1531-1538.
- Mordvinova, V.V., & Artemyev, A.A. (2010). The three-dimensional shear velocity structure of lithosphere in the southern Baikal rift system and its surroundings. *Russian Geology and Geophysics*, 51(6), 694-707.
- Mordvinova, V.V., Kobelev, M.M., Treussov, A.V., Khritova, M.A., Trynkova, D.S., Kobeleva, E.A., & Lukhneva, O.F. (2016). Deep structure of the Siberian

- platform – Central Asian mobile belt transition zone from teleseismic data. *Geodynamics & Tectonophysics*, 7(1), 85-103. (In Russ.).
- Mosegaard, K., & Vestergaard, P.D. (1991). A simulated annealing approach to seismic model optimization with sparse prior information. *Geophysical Prospecting*, 39, 599-611.
- Nielsen, C., & Thybo, H. (2009). No Moho uplift below the Baikal Rift Zone: Evidence from a seismic refraction profile across southern Lake Baikal. *Journal of Geophysical Research*, 114, 22.
- Pavlenko, O.V., & Tubanov, T.A. (2017). Characteristics of radiation and propagation of seismic waves in the Baikal Rift Zone estimated by simulations of acceleration time histories of the recorded earthquakes. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth*, 53(1), 18-31.
- Predein, P.A., Dobrynina, A.A., Tubanov, Ts.A., & German, E.I. (2017). CodaNorm: A software package for the body-wave attenuation calculation by the coda-normalization method. *SoftwareX*, 6, 30-35.
- Puzyrev, N.N. (Ed.) (1993). *Detal'nye seismicheskie issledovaniia litosfery na P- i S-volnakh* [Detailed seismic studies of the lithosphere at P- and S-waves]. Novosibirsk, Russia: Nauka Publ., 199 p. (In Russ.).
- Radziminovich, N.A., & Miroshnichenko, A.I. (2020). The Ust'-Barguzin Transfer Zone (Central Baikal): Seismological evidence on the transtensive stress field of the crust. *Doklady Earth Sciences*, 493(2), 636-639.
- Rautian, T.G., & Khalturin, V.I. (1978). The use of the coda for determination of the earthquake source spectrum. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(4), 923-948.
- Rautian, T.G., Khalturin, V.I., Zakirov, M.S., Zemtsova, A.G., Proskurin, A.P., Pustovitenko, B.G., Pustovitenko, A.N., Sinel'nikova, L.G., Filina, A.G., & Shengeliia, I.S. (1981). *Eksperimental'nye issledovaniia seismicheskoi kody* [Experimental studies of the seismic code]. Moscow, Russia: Nauka Publ., 142 p. (In Russ.).
- Sanzhieva, D.P.-D., Predein, P.A., Tubanov, Ts.A., & Bazarov, A.D. (2019). [The database of seismological data of the Srednebaikalsky region of the Baikal rift zone for 2001–2013]. Certificate of State registration of a database RF, no. 2019621509. (In Russ.).
- Sato, H., & Fehler, M.C. (2009). Attenuation of high-frequency seismic waves. In *Seismic wave propagation and scattering in the heterogeneous earth*, Springer, Berlin, Heidelberg, 109-148.
- Song, Y., Krylov, S.V., Yang, B., Cai, L., Dong, S., Liang, T., Li, J., Xu, X., Mishenkina, Z.R., Petrik, G.V., Shelud'ko, I.F., Seleznev, V.S., & Solov'ev, V.M. (1996). Deep seismic sounding of the lithosphere on the Baikal – Northeastern China international transect. *Russian Geology and Geophysics*, 37(2), 1-13.
- Suvorov, V.D., Mordvinova, V.V., Tat'kov, G.I., & Tubanov, Ts.A. (2011). [Velocities of shear waves in the Earth's crust of the Baikal rift according to the DSS data, receiver functions and nearby earthquakes]. In *Dinamika fizicheskikh polej Zemli* [Dynamics of physical fields of the Earth] (pp. 90-108). Moscow, Russia: Svetoch Plus Publ. (In Russ.).
- Suvorov, V.D., & Tubanov, Ts.A. (2008). Distribution of local earthquakes in the crust beneath central Lake Baikal. *Russian Geology and Geophysics*, 49(8), 611-620.
- Tat'kov, G.I. (2009). [Geophysical monitoring of the stress-strain state of natural and technical systems. Dr. geol. and mineral. sci. diss. abs.]. Irkutsk, Russia, 43 p. (In Russ.).
- Tat'kov, G.I., & Tubanov, Ts.A. (2004). [Development of the seismic process and near-real-time monitoring of the zone of the 1999 South Baikal earthquake]. *Vestnik Buriatskogo Universiteta* [Bulletin of the Buryat University], 3(3), 35-46. (In Russ.).
- Tat'kov, G.I., Tubanov, Ts.A., Bazarov, A.D., Tolochko, V.V., Kovalevskii, V.V., Braginskaia, L.P., & Grigoriuk, A.P. (2013). [Vibroseismic studies of the lithosphere of the Baikal rift zone and adjacent territories]. *Otechestvennaia geologiya* [Domestic geology], 3, 16-23. (In Russ.).
- Tikhonov, A.N., & Arsenin, V.Ia. (1979). *Metody resheniia nekorrektnykh zadach* [Methods for solving incorrect problems]. Moscow, Russia: Nauka Publ., 288 p. (In Russ.).
- Tsumura, K. (1967). Determination of earthquake magnitude from total duration of oscillation. *Bulletin of the Earthquake Research Institute. University of Tokyo*, 45, 7-18.
- Tsydyanova, L.R., Tubanov, Ts.A., Predein, P.A., & Sanzhieva, D.P.-D. (2013). [Selenga Network of seismological and vibroseismic observations]. In *Materialy VIII mezhdunarodnoi seismologicheskoi shkoly "Sovremennye metody obrabotki i interpretatsii seismologicheskikh dannykh"* [Proceedings of the VIII International Seismological Workshop "Modern Methods of Processing and Interpretation of Seismological Data"] (pp. 342-345). Obninsk, Russia: GS RAS Publ. (In Russ.).
- Tubanov, Ts.A., Sanzhieva, D.P.-D., Gileva, N.A., & Suvorov, V.D. (2019). [Hodographs of seismic waves of earthquakes in the north-east of the Baikal Rift]. *Estestvennye i tekhnicheskie nauki* [Natural and Technical Sciences], 12, 160-164. (In Russ.).
- Tubanov, Ts.A., Suvorov, V.D., & Gileva, N.A. (2018). [On the influence of lateral velocity inhomogeneities on the accuracy of estimating the depth of nearby earthquakes]. *Estestvennye i tekhnicheskie nauki* [Natural and Technical Sciences], 12, 114-117. (In Russ.).
- Vinnik, L.P. (1977). Detection of P to SV in the mantle. *Phys. Earth planet. Inter.*, 15, 39-45.

- Vinnik, L.P., Oreshin, S.I., Tsydyпова, L.R., Mordvinova, V.V., Kobelev, M.M., Khritova, M.A., & Tubanov, T.A. (2017). Crust and mantle of the Baikal rift zone from P- and S-wave receiver functions. *Geodynamics & Tectonophysics*, 8(4), 695-709. (In Russ.).
- Zeng, Y., Su, F., & Aki, K. (1991). Scattering wave energy propagation in a random isotropic scattering medium: 1. Theory. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96 (B1), 607-619.

Information about authors

Tubanov Tsyren Alekseevich, PhD, Director of the Buryat Division of the Geophysical Survey of the Russian Academy of Sciences (BuD GS RAS), Ulan-Ude, Russia; Head of the Laboratory of Geological Institute of Siberian Branch of Russian Academy of Sciences (GIN SB RAS), Ulan-Ude, Russia. E-mail: ttsyren@gmail.com

Predein Petr Alekseevich, Engineer of the BuD GS RAS, Junior Researcher of the GIN SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: crmpeter@gmail.com

Tsydyпова Larisa Rinchinovna, PhD, Engineer of the BuD GS RAS, Researcher of the GIN SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: laraMGU@yandex.ru

Radziminovich Natalia Anatolievna, PhD, Engineer of the BuD GS RAS, Researcher of the Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences (IEC SB RAS), Irkutsk, Russia. E-mail: nradzim@crust.irk.ru

Sanzhieva Darima Purba-Dorzhiyevna, Engineer of the BuD GS RAS, 2nd category Engineer of the GIN SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: gindarima@mail.ru

Bazarov Artem Dambievich, PhD, Engineer of the BuD GS RAS, Researcher of the GIN SB RAS, Ulan-Ude, Russia. E-mail: adbazarov@yandex.ru