

УДК 550.348 (571.54/.55)

## ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ АКТИВИЗАЦИЙ СРЕДНЕГО БАЙКАЛА В 2008–2011 гг.

© 2013 г. В. И. Мельникова, Н. А. Гилева, В. С. Имаев,  
Я. Б. Радзиминович, Ц. А. Тубанов

Представлено академиком Ю.Г. Леоновым 04.11.2012 г.

Поступило 05.12.2012 г.

DOI: 10.7868/S086956521336019X

Район Среднего Байкала традиционно считается высокосейсмичным. В пределах акватории озера наблюдается, как минимум, две полосы повышенной концентрации эпицентров землетрясений, одна из которых приурочена к центру, другая к юго-восточному борту впадины. В горном окружении Байкала сейсмическая активность резко падает (рис. 1).

20 мая 2008 г. на юго-восточном борту озера вблизи мыса Крестовый произошло достаточно сильное сейсмическое событие ( $M_w = 5.3$ ), предварявшееся форшоками и сопровождавшееся значительной серией афтершоков. На фоне данной активизации в 50 км к югу от эпицентра ее главного толчка 16 июля 2011 г. было зарегистрировано еще одно сейсмическое событие подобной магнитуды ( $M_w = 5.3$ ) в горном массиве хр. Улан-Бургасы. Это землетрясение также имело афтершоки, но менее активные, чем при первой последовательности. Цель данной работы – изучение сценариев развития указанных сейсмических активизаций, что необходимо, в первую очередь, для оценки сейсмической опасности центрального сектора Байкальской рифтовой зоны, а также для изучения геодинамических аспектов развития региона.

Рассматривая сейсмическую активность территории, выделенной на рис. 1 штриховым контуром, в целом можно отметить, что в период инструментальных наблюдений (1950–2011 гг.) здесь зарегистрировано около 25000 сейсмических событий раз-

личной магнитуды, среди которых максимальной энергией характеризовалось Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 г. с  $M = 6.8$  [4]. Очаг данного события был сформирован в рифтовом поле напряжений [1], при этом активность многочисленных афтершоков, сопровождавших землетрясение, довольно быстро затухла. Таким образом, среди инструментально зарегистрированных землетрясений Среднего Байкала сильные толчки 2008 г. и 2011 г. по энергетическому уровню уступают лишь Среднебайкальскому землетрясению 1959 г.

Согласно историческим и ранним инструментальным данным, в исследуемом районе локализуются эпицентры еще нескольких ощутимых событий, среди которых наибольший интерес вызывают землетрясения 26 мая 1939 г. ( $M = 6.0$ ), 4 июня 1939 г. ( $M = 5.0$ ), 6 мая 1949 г. ( $M = 5.8$ ), 6 октября 1960 г. ( $M = 5.5$ ) и 28 октября 1961 г. ( $M = 5.5$ ) [4]. Признаки же палеоземлетрясений, согласно последнему на текущий момент списку сейсмодислокаций Прибайкалья [7], непосредственно в рассматриваемом районе отсутствуют.

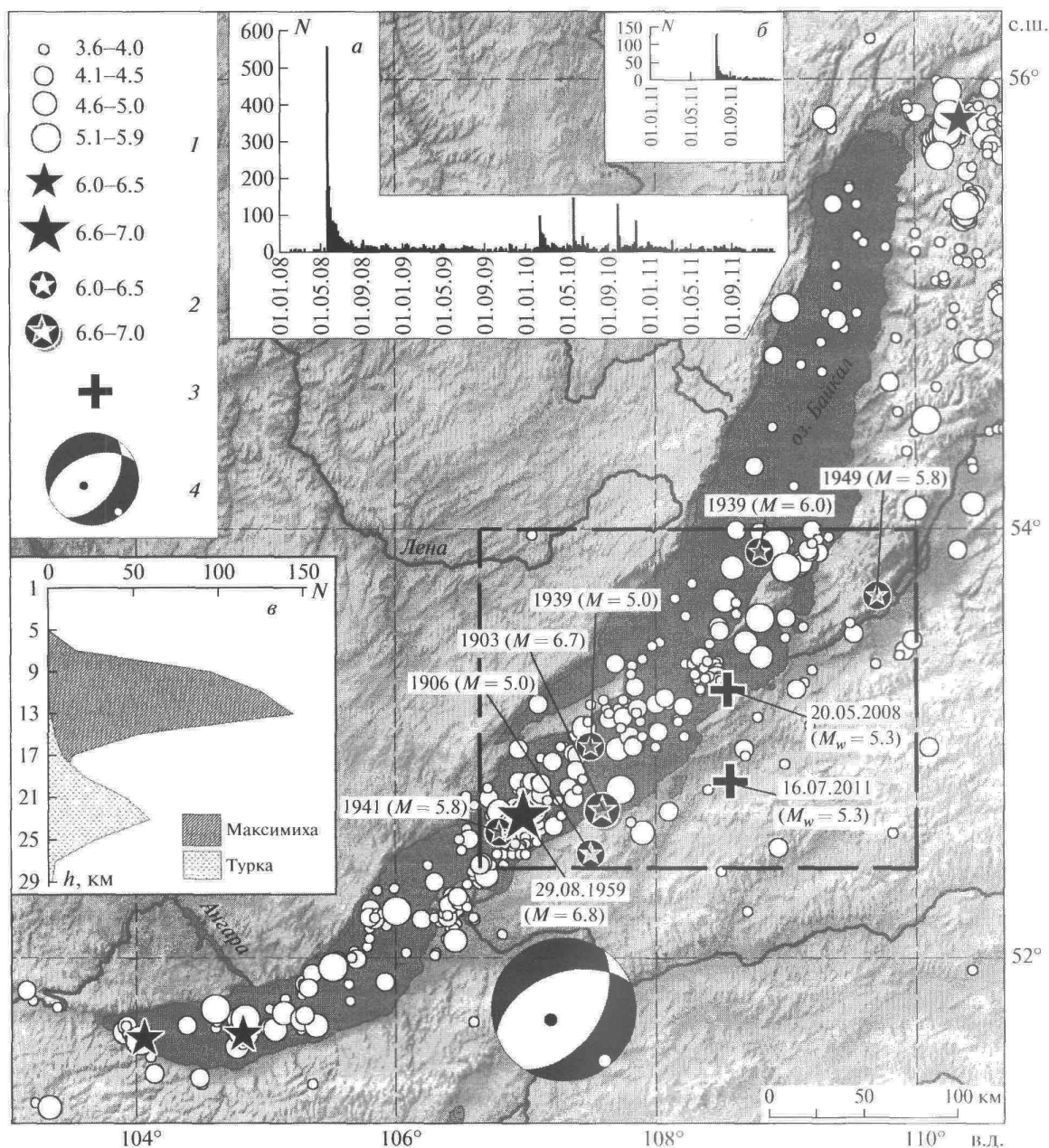
По своему местоположению землетрясение 2008 г. было названо Максимихинским, а 2011 г. – Туркинским. Оба события сопровождались ощутимыми макросейсмическими эффектами: интенсивность сотрясений в ближайшем населенном пункте Максимиха ( $\Delta = 17$  км) при одноименном землетрясении составила 5–6 баллов, при Туркинском в селе Соболиха ( $\Delta = 11$  км) – 6–7 баллов (по шкале MSK-64). В последнем случае отмечены многочисленные случаи повреждения кирпичных печей и дымовых труб.

При регистрации и локализации афтершоков землетрясения 20 мая 2008 г. использовалось 30 стационарных станций Бурятского и Байкальского филиалов ГС СО РАН. В наблюдениях за событием 16 июля 2011 г. кроме этих станций участвовали и временные: “Половинка”, “Горячинск”, “Соболиха”, “Золотой Ключ” и “Катково”. К сожалению, период их работы ограничился несколькими сутка-

*Институт земной коры  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Иркутск*

*Байкальский филиал Геофизической службы  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Иркутск*

*Геологический институт  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Улан-Удэ*



**Рис. 1.** Карта эпицентров землетрясений Центрального Прибайкалья за период 01.01.1950 г.–31.12.2011 г. Район исследования выделен штриховым контуром; 1, 2 – эпицентры инструментальных и исторических землетрясений ( $M \geq 3.6$ ); 3 – эпицентры Максимихинского 2008 г. и Туркинского 2011 г. землетрясений; 4 – механизм очага в проекции нижней полусферы (выходы осей сжатия и растяжения показаны темными и светлыми точками, области волн сжатия затемнены). Гистограммы: а, б – распределения во времени числа афтершоков Максимихинского и Туркинского землетрясений; в – распределения числа гипоцентров  $N$  по глубинам  $h$ .

ми, за исключением станции “Горячинск”, которая действует и в настоящее время.

Несмотря на то, что моментные магнитуды данных сильных толчков равны ( $M_w = 5.3$ ), а площади эпицентральных полей сопоставимы (около  $100 \text{ км}^2$ ), по числу землетрясений и их суммар-

ной энергии максимихинская последовательность (за первые 5 суток  $N = 555$ ) значительно превосходит туркинскую ( $N = 135$ ), при этом их продолжительность также различна (рис. 1а, б). В первом случае активизация эпицентральной зоны продолжается более 4 лет (вылоть до 2012 г.),

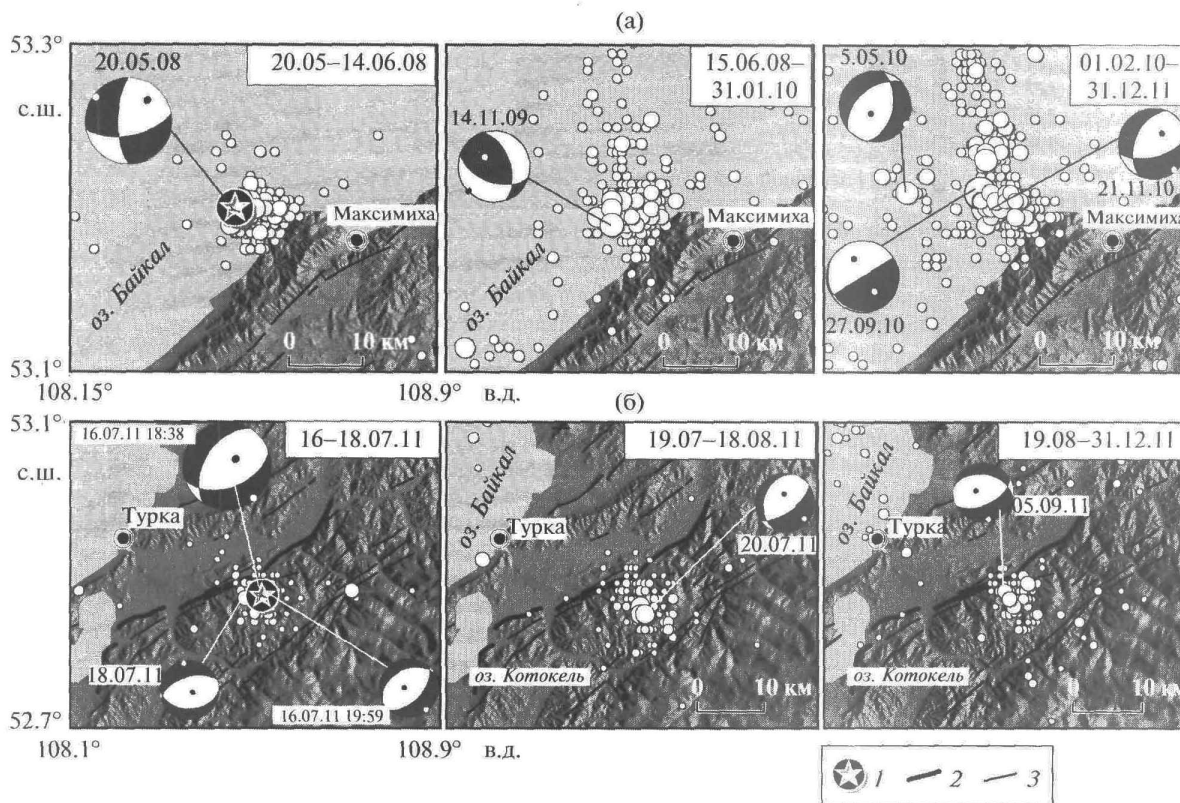


Рис. 2. Пространственно-временное распределение Максимихинской (а) и Туркинской (б) последовательностей землетрясений и механизмы очагов отдельных сейсмических событий. 1 – эпицентры главных толчков; 2, 3 – кайнозойские разломы; стереограммы фокальных механизмов землетрясений (даты: число, месяц, год) приведены в проекции нижней полусферы (выходы главных осей сжатия и растяжения обозначены черными и белыми точками). Механизмы очагов главных событий определены А.И. Середкиной путем расчета тензора сейсмического момента по поверхностным волнам.

во втором затухание афтершокового процесса произошло в течение первых 6 месяцев. Существенная разница наблюдается и в гипоцентральных полях рассматриваемых активизаций. Из рис. 1в видно, что туркинские землетрясения значительно заглублены относительно максимихинских (ошибки в обоих случаях  $\delta h \leq 5$  км), что не удивительно, поскольку толщина земной коры в горном обрамлении Среднего Байкала больше (~40 км), чем в самой впадине (~35 км) [3].

Оценка механизмов очагов Максимихинского и Туркинского землетрясений показала, что первое событие произошло в обстановке сдвига с небольшой сбросовой компонентой (рис. 2а). Землетрясения с подобными фокальными механизмами широко распространены в локальных сейсмоактивных районах рифтовой зоны. Второй очаг сформировался в обстановке практически чистого растяжения (рис. 2б), хотя находился он в горном массиве. Характерно, что в обоих случаях оси напряжений растяжения имели близгоризон-

тальную северо-западную ориентацию, что типично для этой части Байкальского рифта.

Пространственно-временные распределения эпицентров землетрясений в двух сейсмических активизациях показывают, что конфигурация эпицентрального поля максимихинских событий (рис. 2а) с течением времени меняется. В начальный период (20.05–14.06.2008 г.) они занимают компактную область между главным толчком и мысом Крестовый, затем намечается близмеридиональная миграция эпицентров. В данном направлении, наиболее четко проявленном в 2010–2011 гг., сформировались отдельные скопления (кластеры) землетрясений. Наличие в очаговой области Максимихинского землетрясения с  $M_w = 5.3$  субмеридиональной зоны деструкции земной коры подтверждается фокальными механизмами отдельных более слабых событий, в очагах которых плоскости разрывов имеют аналогичное простирание, при этом отмечается также стабильная северо-западная ориентация оси растяжения. Тип

подвижек в очагах преимущественно сбросовый (за исключением события 14.11.2009 г.).

Развитие афтершокового процесса Туркинского землетрясения происходит по более простому сценарию (рис. 2б). Компактное поле эпицентров с течением времени не претерпевает особых изменений. Зона деструкции, выявленная при афтершоковом процессе, располагается в центре массивного блока земной коры, ярко выраженного в рельефе. Механизмы отдельных землетрясений последовательности, в том числе и главного толчка, имеют исключительно рифтовый характер.

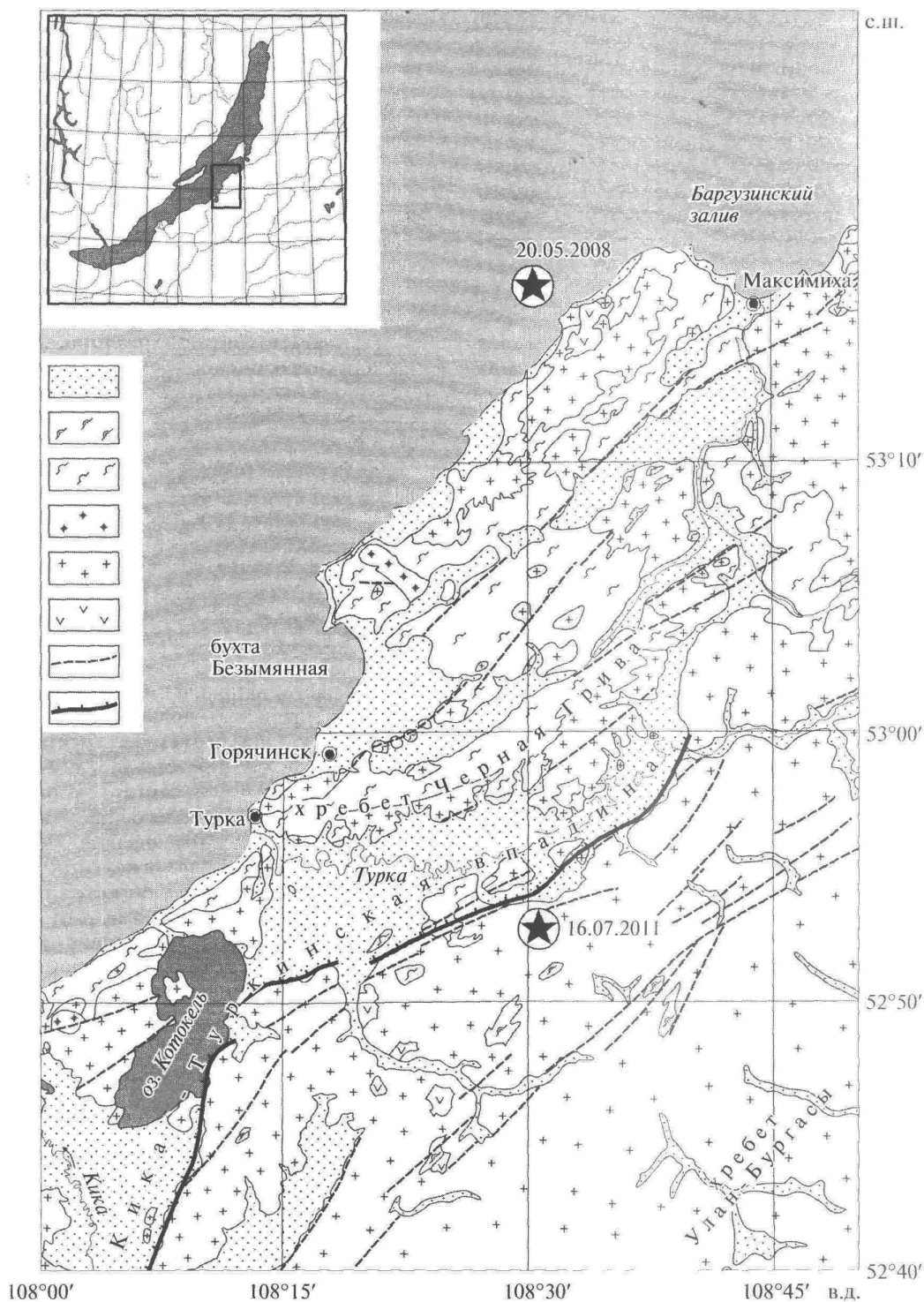
Информация, полученная в результате сейсмологических исследований, косвенно отражает геолого-структурные особенности сейсмоактивных объемов земной коры. В этом смысле тектоническая позиция рассматриваемой территории (рис. 3) характеризуется развитием системы линейных горных массивов северо-восточного простирания, обрамляющих котловину оз. Байкал: отрогами хребта Улан-Бургасы, Голондинским хребтом и хребтом Чёрная Грива (с абсолютными отметками 1500–1700 м), сложенными кристаллическими сланцами, плагиогнейсами и амфиболитами архейского возраста. Последние прорваны протерозой-нижнепалеозойскими гранитоидами и выделены в единый комплекс Байкальской глыбы, характерный для всего исследуемого района [5].

Обычно каждое крупное сейсмическое событие связывают с определенным разломом или его фрагментом, но из рис. 2а следует, что ни одна из двух возможных плоскостей разрывов в очаге Максимихинского землетрясения не совпадает с ориентировкой установленных разломов [2, 6]. В этом случае нельзя не заметить, что информация о разломной тектонике эпицентральной области данного сейсмического события крайне ограничена. В то же время распределение в пространстве более слабых толчков последовательности в определенной степени свидетельствует об ориентации зон ослабленной прочности в коре. В связи с этим можно предположить, что в эпицентральной области Максимихинского землетрясения присутствуют обновленные либо вновь образованные разрывные нарушения субмеридиональной или субширотной ориентации. Последнее направление подчеркивается морфоструктурными особенностями мыса Крестовый — ярко выраженной тектонической обособленностью крупного тектонического блока, возможно, контролируемого сдвигами.

Сейсмотектоническая позиция Туркинского землетрясения оказалась более изученной. В тектоническом строении территории, примыкающей к восточному побережью оз. Байкал, разрывные нарушения играют весьма заметную роль (рис. 3). Ими контролируется конфигурация небольших межгорных эмбриональных впадин бай-

кальского типа, сложенных современными и четвертичными отложениями и выстраивающихся в цепочку в виде отдельных грабенов шириной в первые километры и длиной около 10–15 км. Указанная система структурных нарушений протягивается в основном для всех впадин Байкальской рифтовой зоны северо-восточном направлении. Примером тому служит и Кика-Туркинская система впадин, обрамленная одноименными разломами северо-восточного простирания, которые в отличие от разломов северо-западной ориентации почти повсеместно выражены в рельефе. Кика-Туркинская зона разломов входит в состав Кияно-Баргузинского тылового глубинного разлома, заложеного в нижнепротерозойское время [5]. Она прослеживается от р. Кика через нижнее течение р. Каточика по левобережью р. Турка на протяжении около 80 км и имеет ширину около 12–18 км. Разломная зона образована серией параллельных и ветвящихся разрывных нарушений типа взбросов и сбросов. Данная ситуация отчетливо отражена в магнитных и гравитационных физических полях. Так, магнитное поле опущенного крыла Кика-Туркинского разлома в большинстве случаев имеет отрицательный знак, на этом фоне выделяется система линейно расположенных локальных аномалий положительного знака, простирание которых совпадает с направлением указанного разлома. Почти непрерывно вдоль всей зоны отмечаются образования катаклазитов и бесструктурных миолитов. В целом она представляет собой крупный сброс, заложенный на ранних этапах развития геосинклинальной системы байкалид. По левобережью р. Турка отдельные фрагменты разломной зоны выражены в рельефе, а в долине к одному из таких фрагментов приурочен источник термальных вод Золотой Ключ. Кроме того, косвенным подтверждением проявления сейсмической активности данной системы разломов в недавнем геологическом прошлом могут служить находки псевдотахиллитов, известные на юго-западном окончании разломов, закартированных в результате среднемасштабной геологической съемки (как известно, развитие псевдотахиллитов в плоскости отдельных разломов в современной геологической литературе трактуется как признак произошедших по ним сейсмогенных движений [8]).

Кика-Туркинская зона разломов вызывает наибольший интерес в связи с Туркинским землетрясением 16 июля 2011 г. С позиций сейсмотектоники сбросовый характер подвижек в очаге этого события связан с типично рифтовыми процессами формирования сейсмоактивных разломов. Таким образом, в горном обрамлении юго-восточного борта Среднего Байкала установлены прямые факты движения отдельных сейсмоактивных блоков земной коры по северо-восточным сбросам, что свидетельствует о продолжаю-



**Рис. 3.** Геолого-структурная схема юго-восточной части района Центрального Байкала. Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения впадин и речных долин; 2 – верхний протерозой (кристаллические сланцы, гнейсы, известняки); 3 – архейские кристаллические сланцы, плагиогнейсы, амфиболиты, мрамора, кварциты; 4 – мезозойские граниты (триас – нижняя юра); 5 – протерозой – нижнепалеозойские граниты; 6 – нижнепротерозойские и нижнепалеозойские габбро и диориты; 7 – зоны милонитизации и катаклаза; 8 – уступ в современном рельефе, связанный с развитием Кика-Туркинской впадины; звездочкой обозначены эпицентры Максимихинского 2008 г. и Туркинского 2011 г. землетрясений.

шемся процессе развития здесь структур растяжения земной коры.

В заключение отметим, что различие в сценариях развития очаговых областей двух сильных ( $M_w = 5.3$ ) землетрясений Среднего Байкала в 2008 г. и 2011 г. тесно связано с геолого-структурными особенностями районов их локализации. Изучение данных активизаций позволило выявить новые линии деструкции земной коры как в акватории Байкала, так и в его горном обрамлении. Кроме того, формирование сейсмоактивных структур с типично рифтовыми условиями подвижек, тяготеющих к границам горных хребтов, ограничивающих систему активно развивающихся небольших впадин (устанавливаемых по данным сейсмологических и структурно-геологических наблюдений), определенно указывает на расширение и разрастание впадины оз. Байкал путем активного захвата и переработки его горно-складчатого обрамления.

В результате проведенного исследования получена новая информация о сейсмическом потенциале района Среднего Байкала, характере поля напряжений и процессах деструкции земной коры, что может быть использовано в дальнейших геолого-геофизических исследованиях.

Работа выполнена при поддержке программы Междисциплинарного Интеграционного проекта СО РАН № 111 и проекта РФФИ 12–05–00767.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Балакина Л.М., Захарова А.И., Москвина А.Г., Чепкунас Л.С. // Физика Земли. 1996. № 3. С. 33–52.
2. Лунина О.В., Гладков А.С., Шерстянкин П.П. // ДАН. 2010. Т. 433. № 5. С. 662–667.
3. Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Недр Байкала по сейсмическим данным. Новосибирск: Наука, 1981. 105 с.
4. Новый каталог сильных землетрясений на территории СССР / Под ред. Н.В. Кондорского, Н.В. Шебалиной. М.: Наука, 1977. 536 с.
5. Салон Л.И. Геология Байкальской горной области. М.: Недра, 1964. Т. 1/2. 515 с.
6. Сейсмическое районирование Восточной Сибири и его геолого-геофизические основы / Под ред. В.П. Солоненко. Новосибирск: Наука, 1977. 303 с.
7. Смекалин О.П., Имаев В.С., Чипизубов А.В. Палеосейсмология Восточной Сибири. Иркутск, 2011. 99 с.
8. Структурная геология и тектоника плит / Под ред. К. Сейферт. М.: Мир, 1991. Т. 2. 375 с.