УДК 550.34.042+551.243

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ В ЮЖНОМ ПРИБАЙКАЛЬЕ И СЕВЕРНОЙ МОНГОЛИИ ПО ДАННЫМ О СЕЙСМИЧЕСКИХ МОМЕНТАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© 2006 г. А. В. Ключевский, В. М. Демьянович

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск e-mail: akluchev@crust.irk.ru Поступила в редакцию 05.05.2004 г. Переработана 01.09.2005 г.

При выяснении закономерностей и эволюции сейсмического процесса в каком-либо сейсмоактивном регионе исследование и понимание современной геодинамической ситуации имеют важнейшее значение. В настоящей работе по амплитудам и периодам максимальных смещений в объемных поперечных волнах определены сейсмические моменты почти 26 тысяч землетрясений с $K_p \ge 7 (M_{IH} \ge 2)$, происшедших в южном Прибайкалье и северной Монголии ($\phi = 48^{\circ} - 54^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 96^{\circ} - 108^{\circ}$ в.д.) с 1968 по 1994 гг. На основании полученного массива сейсмических моментов осуществлен пространственно-временной анализ напряженно-деформированного состояния литосферы в южном Прибайкалье и северной Монголии - области предположительного взаимодействия полей напряжений Байкальского рифта и Индо-Азиатской коллизии. Поскольку сейсмический момент тектонического землетрясения зависит от типа подвижки в очаге, для "калибровки" средних сейсмических моментов в соответствии с типом подвижки были использованы сейсмические моменты и фокальные механизмы землетрясений в четырех продолжительных афтершоковых и роевых сериях толчков Байкальского региона. Исследование показало, что напряженно-деформированное состояние литосферы в южном Прибайкалье и северной Монголии пространственно неоднородно и нестационарно. Наблюдается пространственно-временная несогласованность формирования типов подвижек в очагах слабых ($K_p = 7$ и $K_p = 8$) и более сильных землетрясений $K_p \ge 9$, которая объясняется деструкцией среды на разных иерархических уровнях разрывов в различно ориентированных генеральных, региональных и локальных разломах. Характерной особенностью временных изменений является постепенное увеличение и резкое, почти импульсное, уменьшение вертикальной компоненты поля напряжений Sy. В "особых точках" литосферы локализуются зоны доминирования S_V, в которых толчки разных энергетических классов имеют преобладающе сбросовый механизм подвижки по разлому. Для землетрясений с Kp = 9 с глубиной наблюдается смена типа подвижки от сдвигов к сбросо-сдвигам и сбросам, что соответствует усилению S_{V} . В целом, полученные результаты хорошо вписываются в рамки синергетики открытых неустойчивых диссипативных систем и дают возможность объяснения основных наблюдаемых вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы пространственно-временными изменениями вертикальной компоненты поля напряжений S_V. Это свидетельствует о сильном влиянии рифтогенеза на современные геодинамические процессы в литосфере южного Прибайкалья и северной Монголии.

Ключевые слова: южное Прибайкалье, северная Монголия, литосфера, современная геодинамика, напряженно-деформированное состояние, землетрясения, сейсмические моменты. PACS: 91.32.De

ВВЕДЕНИЕ

Проведенные сейсмические, сейсмологические и региональные комплексные исследования показали, что структурные геологические формы и геодинамические процессы, в том числе и современные движения литосферы, обусловлены эндогенными преобразованиями в глубинных слоях Земли [Современная динамика..., 1989]. Изучение особенностей строения и свойств литосферы геофизическими методами позволяет выяснить общие черты пространственного расположения геологических структур и закономерности динамического взаимодействия литосферных плит и блоков. Поскольку пространственное расположение сейсмоопасных зон обусловлено, прежде всего, напряженно-деформированным состоянием литосферы и тенденцией действия тектонических сил в регионе, то при выяснении закономерностей и эволюции сейсмического процесса в каком-либо сейсмоактивном регионе понимание его глубинной геологической структуры и современной геодинамической ситуации имеет важнейшее значение.

Пространственная приуроченность системы впадин Байкальского рифта к южному обрамлению Сибирской платформы предопределяет расположение и ориентацию основных деструктивных элементов литосферы в Байкальском регионе. Субширотная направленность современной деструкции литосферы характерна для юго-западного и северовосточного флангов Байкальского региона [Шерман и др., 2002]. В центральной части Байкальской рифтовой зоны (БРЗ) доминируют северо-восточные направления активных разломных структур. Особенности пространственного расположения деструктивных элементов литосферы в Байкальском регионе находят отражение в различных характеристиках сейсмичности региона - в эпицентральном поле, в распределении сейсмических моментов и сброшенных напряжений [Golenetsky, 1990; Solonenko et al., 1996; Ключевский, 2000], а также в напряженно-деформированном состоянии литосферы. На значительной части БРЗ преобладают растягивающие напряжения, ориентированные вкрест простирания основных морфоструктур [Мишарина, 1972; Dozer, 1991]. Однако на флангах и за пределами рифтовой зоны доминирующее значение режима растяжения ослабевает [Solonenko et al., 1997] и в Монголии преобладающим типом активного разломообразования является сдвиг [Молнар и др., 1995]. Довольно однородное поле напряжений может быть представлено СЗ-ЮВ растяжением и СВ-ЮЗ сжатием, направленность которого объясняется схождением Индии с Евразией [Tapponnier, Molnar, 1979]. Таким образом, напряженно-деформированное состояние литосферы в южном Прибайкалье и северной Монголии формируется в основном под влиянием двух процессов [Логачев, 2003] - трансформации аномальной мантии под областями Хангая, Хубсугула и Байкала [Зорин и др., 1982; Gao et al., 1994] и коллизии между Индией и Евразией [Molnar, Tapponnier, 1975]. Современная геодинамика пограничной области взаимодействия этих двух грандиозных природных явлений представляет фундаментальный интерес.

При использовании изолиний параметра d на территории южного Прибайкалья и северной Монголии были выделены две наиболее значительные внутрикоровые структуры – области максимальной напряженно-деформированного неоднородности состояния в земной коре [Ключевский, 2003а]. Одна из них протягивается от середины оз. Байкал в южном направлении в виде субмеридиональной полосы ($\lambda \approx 105^{\circ}$ –108° в.д.). В районе Южно-Байкальской впадины и северо-западной части Хэнтейского сводового поднятия локализуются два максимума структурно-силовых неоднородностей. Эта полоса пространственно совпадает с зоной редукционных пониженных структур, проходящих от середины оз. Байкал на юг по территории Монголии и Китая [Solonenko, 1988]. Возможно, эта структура соответствует границе, разделяющей по долготе $\lambda \approx 105^{\circ}$ в.д. Китай и прилегающие районы Восточной Азии на два крупных сегмента [Грачев и др., 1994]. По данным сейсмической томографии по этой долготе на глубине 250–300 км под южной Сибирью и

западным Китаем выделена вертикальная граница раздела между высоко- и низкоскоростной средой, по которой предполагается перемещение мантийного вещества [Yanovskaya, Kozhevnikov, 2003]. Вторая зона структурно-силовых неоднородностей имеет северо-западное простирание и прослеживается от Хангая через Хубсугульскую впадину к Сибирской платформе. Максимум неоднородности локализуется в северной части между Дархатской и Хубсугульской впадинами [Ключевский, 2003а]. Можно отметить, что обе структуры в плане корреспондируют с низкоскоростными аномалиями в верхней мантии, выделенными по сейсмическим данным [Бугаевский, 1978], а области плюмов, определенные на этой территории по гравитационным данным [Зорин и др., 2003], совпадают с максимумами зон неоднородностей.

Теоретические и натурные исследования показали, что сейсмический момент тектонического землетрясения зависит от типа подвижки в очаге [Левшин, Грудева, 1974; Аптикаев, Копничев, 1979]. В частности сейсмический момент сбросового толчка меньше, чем при сдвиге или взбросе такой же магнитуды [Копничев, Шпилькер, 1980]. Такие предпосылки дают возможность привлечения сейсмических моментов землетрясений для статистического исследования и мониторинга напряженнодеформированного состояния литосферы [Ключевский, 2002; Klyuchevskii, 2004; Ключевский, Демьянович, 2004]. В настоящей работе средние сейсмические моменты землетрясений разных энергетических классов приведены в соответствие с фокальным механизмом толчков и использованы для исследования тонкой структуры пространственно-временных вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы в южном Прибайкалье и северной Монголии. Решение этой фундаментальной геолого-геофизической задачи позволяет понять основные закономерности, структуру и эволюцию современных геодинамических процессов в литосфере региона и имеет важное прикладное значение - уточнение прогноза сейсмических воздействий из сейсмоактивных областей с различными тектоническими режимами.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Первичные фактические материалы взяты из отчетов "Бюллетень землетрясений Прибайкалья" и "Каталог землетрясений Прибайкалья", в которых представлены основные сведения о землетрясениях Байкальского региона. Эти отчеты подготовлены сотрудниками группы сводной обработки сейсмических наблюдений Байкальской опытнометодической сейсмологической экспедиции. Чтобы дать представление о пространственном распределении сейсмических событий по территории южного Прибайкалья и северной Монголии ($\phi = 48^\circ$ -54° с.ш., $\lambda = 96^\circ$ -108° в.д.), на рис. 1 представлена



Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений южного Прибайкалья и северной Монголии: *I* – эпицентры (магнитуда и год) сильных землетрясений XX века с магнитудой *M* ≥ 6; 2 – впадины; 3 – озера; 4 – разломы; 5 – границы 1, 2 и 3 участков; 6 – государственная граница России и Монголии. *K*_p – энергетический класс по шкале Т.Г. Раутиан.

карта эпицентров землетрясений с энергетическим классом $K_p \ge 8$. На карте приведены данные инструментальных наблюдений с 1964 по 1999 гг., а также показаны эпицентры наиболее сильных (M > 6.0) известных землетрясений XX столетия. Для Прибайкалья землетрясения с такой магнитудой классифицируются как опасные, способные вызвать значительные человеческие жертвы и материальный ущерб [Соболев, 2003]. На рис. 1 выделяются полосы повышенной плотности эпицентров землетрясений, чаще всего согласующиеся с зонами разломов. Достаточно отчетливо прослеживается связь сильных землетрясений и высокой плотности эпицентров в районе Бусийнгольской впадины Прихубсугулья. За период инструментальных наблюдений здесь были зарегистрированы два землетрясения (29.11.1974; φ = 51.79° с.ш., λ = 98.47° в.д. и 01.04.1976; φ = 51.15° с.ш., λ = 97.97° в.д.) с K_p = 14 и одно (27.12.1991; $M_{LH} = 6.5$; $\varphi = 51.12^{\circ}$ с.ш., $\lambda =$ = 98.15° в.д.) с K_p = 16.2, сопровождавшиеся продолжительными сериями афтершоков. Аналогичная ситуация имела место в районе Могодского

(05.01.1967; $\phi = 48.1^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 102.9^{\circ}$ в.д.; M = 7.8; $K_p = 17$) и Северо-Монгольского (Бутэлийнского) $(13.05.1989; \varphi = 50.17^{\circ} \text{ c.m.}, \lambda = 105.34^{\circ} \text{ B.g.}; M_{LH} = 5.8;$ $K_p = 15$) землетрясений. Можно отметить, что в северной Монголии 9 и 23 июля 1905 г. произошли катастрофические Цэцэрлэгское (M = 7.6; $K_p = 17$; $\phi = 49.5^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 97.3^{\circ}$ в.д.) и Болнайское (M = 8.2; $K_p = 18; \phi = 49.3^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 96.2^{\circ}$ в.д.) землетрясения с поверхностными разрывами длиной около 130 и 370 км и сериями сильных афтершоков [Хилько и др., 1985]. Пространственное совпадение очагов сильных землетрясений и высокой плотности эпицентров наблюдается в Южно-Байкальской впадине. Наиболее широко известным является катастрофическое Цаганское землетрясение (12.01.1862 г.; $M = 7.5; K_p = 17; \varphi = 52.3^{\circ}$ с.ш., $\lambda = 106.7^{\circ}$ в.д.) с серией сильных форшоков и многочисленных афтершоков [Голенецкий, Пензина, 1995] и образованием в районе дельты р. Селенги обширного залива Провал площадью свыше 200 км².

В расчетах сейсмических моментов землетрясений применены формулы динамической трещин-



Рис. 2. Логарифмы средних сейсмических моментов землетрясений Анб–Ан10 и Амб–Ам10–Ангараканского и Амутского роев с $6 \le K_p \le 10$, 98-910 и 57-510–Южно-Якутской ($8 \le K_p \le 10$) и Бусийнгольской ($7 \le K_p \le 10$) афтершоковых серий.

ной модели Д. Бруна [Brune, 1970], в соответствии с которой дислокация происходит в результате мгновенного приложения тангенциального импульса к внутренней стороне разрыва. Сейсмические моменты землетрясений вычислены по формуле

$$M_0 = 4\pi \rho r V^3 \Phi_0 / \Psi_{\theta \omega}, \tag{1}$$

где M_0 – сейсмический момент, дн см, $\rho = 2.7$ г/см³ – плотность среды, V = 3.58 км/сек – скорость распространения объемных поперечных волн, r – гипоцентральное расстояние, км, $\Psi_{\theta\phi} = 0.6$ – значение функции направленности излучения из очага [Ризниченко, 1976], Φ_0 – уровень амплитудного спектра Фурье, определенный по амплитуде и периоду максимального смещения в объемной поперечной волне [Ключевский, Демьянович, 2002а]. В расчетах сейсмических моментов использованы амплитуды и периоды почти 26 тысяч толчков с $K_p \ge 7$, зарегистрированных на территории южного Прибайкалья и северной Монголии с 1968 по 1994 гг.

Для исследования пространственной структуры напряженно-деформированного состояния литосферы южного Прибайкалья и северной Монголии были построены "калиброванные" по фокальному механизму карты изолиний логарифма средне-

го сейсмического момента $(\lg M_0)$ землетрясений с $K_p = 7, K_p = 8, K_p = 9$ и $K_p = 10$. Такая дискретизация энергетических классов не превышает средней погрешности их определения и соответствует минимальному шагу энергетической шкалы толчков в Байкальском регионе. В площадках 1°×1°, в пределах которых произошло не менее 10 сейсмических событий с $K_p = 7$ ($K_p = 8$), вычислены значения $\lg \overline{M}_0$. Для землетрясений с $K_p = 9$ при определении $\lg \overline{M}_0$ использовано не менее 5, а для толчков с $K_p = 10$ не менее 3 сейсмических событий в площадке 1° × 1°. При "калибровке" $\lg \overline{M}_0$ по типу подвижки в очаге были использованы средние сейсмические моменты землетрясений таких же энергетических классов, вычисленные в группах толчков Ангараканского и Амутского роев и афтершоков Южно-Якутского (20.04.1989; $M_{LH} = 6.6$; $K_p = 16.5$; $\varphi = 57.17^\circ$ с.ш., $\lambda = 122.31^\circ$ в.д.) и Бусийнгольского 1991 г. землетрясений. На рис. 2 для каждого энергетического класса представлены графики вариаций во времени среднего по вы-

борке из группы в 200 толчков $\lg M_0$ землетрясений Ангараканского и Амутского роев в диапазоне $6 \le K_p \le 10$, Южно-Якутской ($8 \le K_p \le 10$) и Бусийнгольской ($7 \le K_p \le 10$) афтершоковых серий [Ключевский, 2003б; 2005 а; б]. Диапазоны энергетических классов используемых землетрясений обусловлены статистикой фактического материала. На рис. 2 начало графиков афтершоковых серий близко соответствует времени главного землетрясения. Графики роевых событий построены с 01.01.1979 г., т.к. Амутский рой начался 10 января 1979 г., а Ангараканский – в мае 1979 г. Рои произошли в Северо-Муйском районе Байкальского региона в зоне регистрации локальной группы

ФИЗИКА ЗЕМЛИ № 5 2006

сейсмических станций Северо-Муйского сейсмологического полигона. Основные сведения о роевых последовательностях приведены в [Кочетков и др., 1987; Солоненко, Солоненко, 1987].

Исследование механизмов очагов землетрясения Ангараканского роя, выполненное для толчков, происшедших с 26 мая 1979 г. до конца 1980 г., позволило выделить 4 типа сейсмических событий (I-IV, 1757 событий) с системными и 862 землетрясения со случайными распределениями первых вступлений Р-волны [Кочетков и др., 1987]. К первому (I), самому многочисленному типу толчков, имеющих сбросовые подвижки, отнесены 1395 землетрясений с $3 \le K_p \le 12$. Основная часть землетрясений этого типа произошла с 22 июня 1979 г. до конца 1980 г. Ко второму (II) типу толчков, имеющих сдвиговые подвижки и преобладающих в начале роя, причислены 209 землетрясений с $4 \le K_p \le 10$. К третьему (III) и четвертому (IV) типам отнесены 111 и 41 землетрясение, соответственно. Основная часть толчков III типа произошла в первые месяцы развития роя, а толчки IV типа возникли в августе 1979 г. Таким образом, можно принять, что в Ангараканском рое преобладали землетрясения с механизмами первых двух типов (I и II) - сбросовые и сдвиговые. Рассмотрим с этих позиций вариации сейсмических моментов землетрясений роя на рис. 2. Небольшим численным преимуществом землетрясений со сдвиговой подвижкой (II тип) в выборках из 200 сейсмических событий можно объяснить некоторое повышение уровня среднего сейсмического момента в первой группе толчков с $K_p = 7$ и $K_p = 8$ относительно второй группы толчков, происшедших в апреле-ноябре 1980 г. Во второй группе толчков преобладали землетрясения I типа со сбросовой подвижкой. Поэтому сильное увеличение среднего сейсмического момента толчков с $K_p = 7$ и $K_p = 8$ третьей группы в начале 1981 г. вероятнее всего обусловлено увеличением в этих выборках числа толчков с подвижкой сдвигового типа. К сожалению, для этого интервала времени (1981–1985 гг.) определения механизмов очагов землетрясений Ангараканского роя отсутствуют. Достаточно хорошее совпадение средних сейсмических моментов во второй группе землетрясений Ангараканского роя и Амутской серии указывает на преобладание сбросового типа подвижки в очагах землетрясений последней. Можно отметить, что все определения фокальных механизмов толчков в Амутском рое также соответствуют сбросам [Deverchere et al., 1991]. Судя по отсутствию значимых изменений средних сейсмических моментов землетрясений Амутского роя (рис. 2), толчки с подвижками сбросового типа преобладали во всех группах землетрясений в течение всей последовательности толчков.

Исследование механизма очага Бусийнгольского землетрясения показало, что кинематика возможных разрывов в очаге соответствует сдвигу [Филина, 1997]. При сопоставлении механизмов очагов Южно-Якутского землетрясения и его афтершоков 29.04 и 17.05.1989 г. было обнаружено, что кинематика возможных разрывов соответствует сдвигам и надвигам [Имаев и др., 2000]. Выявленная природа толчков находит статистически значимое отражение на рис. 2, где графики

$\lg \overline{M}_0$ афтершоков (преимущественно сдвиги) по-

стоянно выше графиков $\lg M_0$ толчков таких же энергетических классов в Амутском рое (преобладающе сбросы). Графики $\lg M_0$ афтершоков выше уровня графиков $\lg M_0$ толчков второй группы Ангараканского роя (преобладающе сбросы) и совпадают с уровнем 3–7 групп толчков с $K_p = 7$ и $K_p = 8$ (рис. 2) (преимущественно сдвиги) в этом рое. Подобное поведение графиков на рис. 2 хорошо согласуется с результатами теоретических и натурных исследований сейсмических моментов землетрясений [Левшин, Грудева, 1974; Аптикаев, Копничев, 1979; Копничев, Шпилькер, 1980] и дает возможность "калибровки" средних сейсмических моментов землетрясений и изолиний на картах в соответствии с типом подвижки в очаге.

Средние уровни $\lg M_0$, соответствующие доминантным подвижкам определенного типа, взяты с рис. 2 в периоды преобладания подвижек данного типа. Границы перехода между подвижками различного типа определены с использованием этих

уровней и диапазона $\Delta \lg M_0$ между уровнями в предположении линейной аппроксимации величи-

ны $\lg M_0$ от типа подвижки в очаге с возрастанием в следующей последовательности: сброс; сбросо-сдвиг; сдвиг; сдвиго-взброс и взброс.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

На рис. 3 приведены карты изолиний логариф-

ма среднего сейсмического момента ($\lg M_0$) землетрясений южного Прибайкалья и северной Монголии с $K_p = 7$ (n = 13405), $K_p = 8$ (n = 8354), $K_p = 9 (n = 2583)$ и $K_p = 10 (n = 785)$. На картах изолиниями и интенсивностью цвета показано пространственное распределение преобладающих типов подвижек в очагах землетрясений. Светлый тон соответствует сбросам, следующая градация - сбросо-сдвиги, более насыщенные тона - сдвиги, взбросо-сдвиги и взбросы, соответственно. На рис. За $(K_p = 7)$ видно, что на большей части территории южного Прибайкалья преобладали толчки со сбросо-сдвиговым механизмом. В областях, окружающих рифтовые впадины Прихубсугулья и Тунки, и на юге Байкала доминировали сбросы. На западе и юге региона выделяются два небольших участка с преобладающе сдвиговыми подвижками в очаге. В центральной части и на западе



Рис. 3. Карты изолиний логарифма среднего сейсмического момента землетрясений: (a) – $K_p = 7$; (b) – $K_p = 8$; (b) – $K_p = 9$; (г) – $K_p = 10$; l – впадины, 2 – озера, 3 – разломы, 4 – изолинии логарифма среднего сейсмического момента, 5 – государственная граница России и Монголии. Точками показаны эпицентры землетрясений.

региона землетрясения с $K_p = 8$ имели преобладающе сбросо-сдвиговый механизм (рис. 3б). В восточной части карты выделяется обширная область сбросовых землетрясений. Толчки с преобладающе сдвиговыми подвижками в очаге происходили южнее рифтовых впадин Прихубсугулья. Сравнительное исследование карт (рис. За и рис. 3б) дает возможность отметить, что территория с преобладающе сбросовыми толчками $K_p = 8$ уменьшается, а область со сбросо-сдвиговыми подвижками в очагах увеличивается. На карте, полученной аналогичным способом для землетрясений с $K_p = 9$ (рис. 3в), тенденция уменьшения территории преобладающе сбросовых толчков усиливается, локализуя толчки такого типа в районе дельты р. Селенги и в области рифтовых впадин Прихубсугулья и Тунки. Участки с преобладающе сдвиговым механизмом толчков наблюдаются в зоне Главного Саянского и Болнайского разломов.

Среди землетрясений с $K_p = 10$ доминировали сбросо-сдвиги и сдвиги (рис. 3г). Сбросы локализовались в районе дельты р. Селенги и на западе Тункинской долины. На южной оконечности Байкала и в районе Бусийнгольской впадины появились участки с преобладающе взбросо-сдвиговым механизмом толчков.

Таким образом, в целом прослеживается тенденция уменьшения размеров территории с преобладающе сбросовыми толчками при повышении энергетического класса землетрясений. Следует отметить, что в зависимости от выбранного начального уровня $\lg \overline{M}_0$ и шага дискретизации изолиний размеры и форма описанных выше территорий могут изменяться, что предполагает возможность детализации или схематизации карт. Эти изменения чаще всего незначительны при вариации шага дискретизации в пределах стандарт-



Рис. 4. Карты-схемы изолиний логарифма среднего сейсмического момента землетрясений: (a) – $K_p = 7$; (b) – $K_p = 8$; (b) – $K_p = 9$; (c) – $K_p = 10$; l – впадины, 2 – озера, 3 – разломы, 4 – изолинии логарифма среднего сейсмического момента, 5 – государственная граница России и Монголии. Точками показаны эпицентры землетрясений.

ного отклонения и общая схема распределения типов подвижек по территории региона сохраняется для толчков с $K_p = 7-10$. В качестве примера схематизации на рис. 4 приведены карты изолиний логарифма среднего сейсмического момента землетрясений южного Прибайкалья и северной Монголии с $K_p = 7-10$, полученные при линейной аппроксимации величины $\lg M_0$ от типа подвижки в очаге с возрастанием в следующей последовательности: сброс, сдвиг и взброс. При построении этих карт использованы те же данные и начальный уровень $lg M_0$, что и на рис. 3, но применен другой шаг дискретизации шкалы изолиний, без учета промежуточных подвижек типа сбросо-сдвиг и взбросо-сдвиг. На рис. 4а, 4б ($K_p = 7$, $K_p = 8$) видно, что толчки с преобладающе сбросовой компонентой (светлый тон) доминировали практически на всей территории южного При-

байкалья, за исключением небольших участков с преобладающе сдвиговой подвижкой в очаге (более насыщенный цвет). Однако на рис. 4в ($K_p = 9$) в западной части региона и на юге оз. Байкал преобладают сдвиги. Сбросы доминировали в областях, окружающих рифтовые впадины Прихубсугулья и Тунки и в районе дельты р. Селенги. На рис. 4г (К_p = 10) преобладают сдвиги, но на южном Байкале и в районе Бусийнгольской впадины выделяются участки с преобладающе взбросовой компонентой подвижки (темный цвет). Сбросы регистрировались в районе дельты р. Селенги и на западе Тункинской долины. Эти карты (рис. 4) показывают, что на всей исследуемой территории сбросовая компонента подвижки превалирует в очагах слабых землетрясений с $K_p = 7$ и $K_p = 8$. У более сильных толчков ($K_p = 9$ и $K_p = 10$) доминирование сбросовой компоненты ослабевает.

При исследовании пространственно-временных вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы в регионе по описанной выше мето-

дике построены карты изолиний $\lg M_0$ землетрясений с $K_p = 7$ и $K_p = 8$ за 1968–1976, 1977–1985 и 1986–1994 гг. (три периода продолжительностью по 9 лет). Минимальное число землетрясений в площадке 1°×1° уменьшено до N = 5 толчков. Общее число землетрясений с $K_p = 7$ и $K_p = 8$ за три периода составило $n_{17} = 2327$ и $n_{18} = 2505$, $n_{27} = 2792$ и $n_{28} = 2096$, $n_{37} = 8286$ и $n_{38} = 3753$ (индексы соответствуют периоду и классу). Дискретизация шкалы

изолиний $\lg M_0$ сохранилась такой же, как и на рис. За, Зб. На картах, полученных для землетрясений с $K_p = 7$ и $K_p = 8$, наблюдаются одинаковые тенденции изменения напряженно-деформированного состояния литосферы со временем (рис. 5, $K_p = 7$). Территории с толчками сбросо-сдвигового типа преобладали в первом периоде. Во втором периоде размеры области с толчками сбросо-сдвигового типа значительно уменьшились из-за расширения территории со сбросовыми землетрясениями. В последнем интервале времени размеры территории с толчками сбросо-сдвигового типа несколько увеличились на юге, но уменьшились в районе Байкала.

С целью детального исследования пространственно-временных вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы были вычислены среднегодовые значения сейсмических моментов землетрясений с $K_p = 7-12$, зарегистрированных в пределах южного Прибайкалья и трех участков (рис. 1). Деление территории региона на три участка выполнено по долготе $\lambda = 100^{\circ}$ в.д. и $\lambda = 104^{\circ}$ в.д. Анализ среднегодовых сейсмических моментов землетрясений с $K_p = 7-8$ показал, что у слабых толчков имеется общая тенденция уменьшения среднегодовых M_0 со временем (рис. 6, $K_p = 7$), что обусловлено относительным ростом числа сбросов. Максимальное проявление этой тенденции наблюдается для землетрясений второго участка. С начала и до конца 1970-х гг. среднегодовые М₀ понижаются от уровня сдвигов до диапазона сбросо-сдвигов. В 1980-х гг. доминируют сбросы и, частично, сбросо-сдвиги. В начале 1990-х гг. среднегодовые M₀ повышаются до диапазона сбросо-сдвигов. В целом вариации среднегодовых М₀ землетрясений на различных территориях происходят синхронно, но имеются и некоторые отличия в графиках (рис. 6). Для более сильных землетрясений с $K_p = 9-12$ наблюдается тенденция к росту среднегодовых M_0 (рис. 7, $K_p = 9$) со временем. Можно отметить, что с ростом энергетического класса эта тенденция прослеживается все более отчетливо. До середины 1980-х гг. доминировали сбросы и сбросо-сдвиги. В середине 1980-х гг. среднегодовые М₀ смещаются в диапазон сдвиговых подвижек, а в начале 1990-х гг. приближаются к уровню взбросо-сдвигов. Наиболее значительные вариации M_0 наблюдаются

для землетрясений первого и третьего участков. Как и для слабых толчков вариации среднегодовых сейсмических моментов землетрясений различных участков в целом совпадают, но имеются и некоторые различия в графиках.

Одной из возможных причин формирования наблюдаемых пространственно-временных вариаций фокальных механизмов может быть неоднородность и нестационарность напряженно-деформированного состояния в вертикальном разрезе литосферы. При проверке возможности изменения напряженно-деформированного состояния по глубине были использованы сведения о землетрясениях южного Прибайкалья, для которых в сборниках "Землетрясения в СССР" и "Землетрясения Северной Евразии" (1981-1997 гг.) приведены глубина гипоцентра и погрешность ее определения. Поскольку погрешности определения глубин гипоцентров землетрясений Байкальского региона за 1968-1980 гг. в этих сборниках отсутствуют, в рабочей выборке собраны сведения о толчках за период времени с 1981 по 1994 гг. Как правило, это землетрясения с $K_p \ge 9$, а общее число использованных сейсмических событий составило n = 624. Для оценки вариаций напряженно-деформированного состояния по глубине были вычислены средние по слою сейсмические мо-

менты M_0 землетрясений с $K_p = 9$, происшедших (с учетом погрешности определения глубины) в слоях литосферы толщиной в 15 км. Расчеты выполнены для 6 слоев, начиная от поверхности Земли до глубины 40 км с шагом в 5 км. Оценки среднего по слою М₀ указывают на значимые (уровень значимости 10%) вариации сейсмического момента землетрясений с $K_p = 9$ в пределах 6 слоев литосферы (рис. 8). Средние сейсмические моменты землетрясений с $K_p = 9$ в пределах 2 верхних слоев литосферы близки к сдвигам, следующие 2 слоя соответствуют подвижкам сбрососдвигового типа, а ниже преобладают сбросы. Резкое уменьшение среднего сейсмического момента и переход к сбросовым подвижкам произошли на глубине более 25 км. Подобные землетрясения зарегистрированы в Южно-Байкальской и Тункинской впадинах и в районе озера Хубсугул.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

М.Л. Зобак [Zoback, 1992], рассматривая внутриплитную сейсмичность как результат глобального поля напряжений сжатия, считает, что внутриплитное распределение напряжений должно быть относительно однородным и квазистационарным. Напряжения, возникшие на границах литосферных плит, активизируют благоприятно расположенные системы разломов, которые релаксируют землетрясениями. В зависимости от величин относительных напряжений могут быть сформированы три ти-



Рис. 5. Карты изолиний $\lg M_0$ землетрясений с $K_p = 7$ за: (а) 1968–1976 гг.; (б) 1977–1985 гг.; (в) 1986–1994 гг. I – впадины, 2 – озера, 3 – разломы, 4 – изолинии логарифма среднего сейсмического момента, 5 – государственная граница России и Монголии. Точками показаны эпицентры землетрясений.

па режима напряжений. Режим растяжения (S_V > $> S_{Hmax} > S_{hmin}$), где S_{Hmax} и S_{hmin} – максимальная и минимальная горизонтальные составляющие, а S_V – вертикальная составляющая поля напряжений. При таком режиме будут происходить преимущественно сбросовые землетрясения. Режим сжатия ($S_{H_{max}} >$ $> S_V > S_{hmin}$), при котором доминируют сдвиги, и режим сжатия ($S_{Hmax} > S_{hmin} > S_V$) с преимущественным формированием толчков взбросового типа. В некоторых областях поле напряжений может быть переходным между какими-либо режимами. Так в поле напряжений $S_V \approx S_{H \max} \gg S_{h \min}$ будут регистрироваться землетрясения со сбросовой и сдвиговой подвижкой, а в поле напряжений $S_{H \max} \gg S_{h \min} \approx S_V$ будет иметь место комбинация сдвигов и взбросов. Воспользуемся этими соотношениями для анализа пространственно-временных вариаций поля напряжений в литосфере южного Прибайкалья.

и редельты р. Селенги и в области рифтовых впадин Прихубсугулья и Тунки, а слабые толчки-сбросы с к_p = 7 и K_p = 8 занимают общирные территории. Небольшие участки с преимущественно сдвиговыми подвижками в очагах землетрясений с K_p = 7 и к_p = 8 на аналогичных картах толчков с K_p ≥ 9 имеют значительные размеры (рис. 4). Различные тенденции изменения графиков на рис. 6 и рис. 7 указывают на временное рассогласование в формировании подвижек в очагах слабых (K_p = 7 и K_p = 8) и более сильных землетрясений с K_p ≥ 9. Подобная несогласованность может быть связана с пространст-

Прежде всего следует отметить пространствен-

но-временную и количественную несогласован-

ность формирования типов подвижек в очагах сла-

бых ($K_p = 7$ и $K_p = 8$) и более сильных землетрясений $K_p \ge 9$. При сопоставлении карт (рис. 3) видно, что

сбросовые толчки с $K_p \ge 9$ локализуются в районе



Рис. 6. Среднегодовые сейсмические моменты землетрясений с K_p = 7. Здесь и на рис. 7, рис. 8 штриховыми линиями показаны уровни сейсмического момента, соответствующие переходу от одного типа подвижки к другому.



Рис. 7. Среднегодовые сейсмические моменты землетрясений с $K_p = 9$.

венно-временными вариациями напряжений в литосфере, когда слабые и более сильные землетрясения происходят при различных уровнях напряжений определенного типа в процессе переключения активизации разломных зон различного простирания и масштаба. В связи с этим следует отметить, что в формировании представлений о напряженно-деформированном состоянии литосферы региона

главную роль играли отдельные сильные землетрясения и вопрос о степени соответствия напряженнодеформированного состояния и энергетического класса порождаемых им землетрясений не вполне ясен. Д. Дозер отмечала различие в ориентации главных напряжений, полученных при обработке слабых толчков и землетрясений с магнитудой $M \ge 4.5$. Слабые землетрясения чаще имели сбросовый механизм (49%), чем сильные (22%) [Doser, 1991]. По мнению Д. Дозер одной из возможных причин такой диспропорции может быть то, что слабые сейсмические события отражают разрывообразования вдоль новых небольших разломов, формирующихся современным полем напряжений, а более сильные землетрясения происходят на генеральных разломах, простирающихся несогласно с ориентацией современного поля напряжений растяжения.

Проверка возможности формирования наблюпространственно-временных вариаций даемых фокальных механизмов неоднородностью напряженно-деформированного состояния в вертикальном разрезе литосферы подтвердила неоднородное перераспределение напряжений по глубине. В верхней части земной коры среди землетрясений с $K_n = 9$ наблюдается преобладание сдвигов и поле напряжений можно охарактеризовать соотношением $S_{H \max} \approx S_V \gg S_{h \min}$. В средней части происходят подвижки сбросо-сдвигового типа и соответствие компонент напряжений имеет вид $S_V \approx \approx S_{H \text{max}} \gg S_{h \text{min}}$. В нижней части коры преобладают сбросы (рис. 8), при которых поле напряжений характеризуется соотношением $S_V > S_{Hmax} > S_{hmin}$. Если сопоставить эти соотношения, то можно заметить, что вертикальная компонента S_V увеличивается с глубиной.

Анализ карт (рис. 3) показал, что сбросовые толчки различных энергетических классов локализуются в районе дельты р. Селенги и в области рифтовых впадин Прихубсугулья и Тунки. На этих территориях поле напряжений характеризуется соотношением $S_V > S_{Hmax} > S_{hmin}$. Однако на большей части южного Прибайкалья происходят землетрясения сбросо-сдвигового типа, когда $S_V \approx S_{H \max} \gg$ $\gg S_{hmin}$. В областях, в пределах которых регистрировались землетрясения с преобладающе сдвиговыми подвижками в очаге, $S_{Hmax} > S_V > S_{hmin}$. С ростом энергетического класса усиливается тенденция к расширению территорий с преобладающе сдвиговыми подвижками в очагах землетрясений, т.е. к понижению S_v. Наблюдаемая градиентная дифференциация поля напряжений может быть использована для уточнения прогноза сейсмических воздействий из областей с различными тектоническими режимами [Ключевский, Демьянович, 2002а; б].

Анализ среднегодовых сейсмических моментов землетрясений показал, что поле напряжений в литосфере южного Прибайкалья нестационарно. С конца 1960-х гг. наблюдается понижение среднегодовых сейсмических моментов землетрясений с



Рис. 8. Средние по слою сейсмические моменты землетрясений с $K_p = 9$. H_c – средняя глубина соответствующего слоя литосферы.

 $K_p = 7$ и $K_p = 8$, указывающее на переход от сдвигов к сбросо-сдвигам (рис. 6). Подобная перестройка соответствует изменению компонент поля напряжений от $S_{H \max} > S_V > S_{h \min}$ к $S_V \approx S_{H \max} \gg S_{h \min}$. Дальнейшее понижение среднегодовых сейсмических моментов с середины по конец 1970-х гг. происходит в условиях $S_V > S_{H \max} > S_{h \min}$. В целом за этот интервал времени увеличивается вертикальная компонента S_v. В конце 1970-х начале 1980-х гг. происходит быстрое повышение среднегодовых сейсмических моментов землетрясений до уровня сбрососдвигов с последующим плавным понижением до уровня сбросов к середине 1980-х гг. В конце 1980-х начале 1990-х гг. вновь наблюдается резкое повышение среднегодовых сейсмических моментов землетрясений до уровня сбросо-сдвигов. Подобное изменение сейсмических моментов указывает на резкое уменьшение вертикальной компоненты S_v. В целом аналогичная последовательность вариаций поля напряжений наблюдается для более сильных землетрясений. Эти изменения более значительны и в определенные моменты времени преобладают подвижки сдвигового ($S_{Hmax} > S_V > S_{hmin}$) и даже взбросо-сдвигового ($S_{Hmax} \ge S_{hmin} \approx S_V$) типов (рис. 7).

Таким образом, практически все наблюдаемые пространственно-временные вариации напряженно-деформированного состояния литосферы в южном Прибайкалье и северной Монголии могут быть обусловлены изменениями вертикальной компоненты поля напряжений S_v. Эти процессы происходят на всей территории южного Прибайкалья и северной Монголии, но различаются по интенсивности проявления. Наиболее сильно они проявляются в областях рифтовых впадин и в "особых точках", характеризующихся максимальной деструкцией земной коры и высокой проницаемостью среды для флюидов, мантийных интрузий и теплового потока [Ключевский, 2003а, в]. "Особые точки" расположены вблизи границ областей напряжений глобального, регионального и суперпозиционного типов, установленных в [Solonenko et al., 1997] по данным о механизмах очагов землетрясений. Вполне естественно, что изменение напряжений началось в локальных участках (точках бифуркации) на границах этих областей. Как известно [Пригожин, Стенгерс, 1985], вблизи точек бифуркации в системах наблюдаются значительные флуктуации. Небольшая флуктуация может послужить началом эволюции в совершенно новом направлении, которое резко меняет все поведение макроскопической системы. Термодинамика позволяет высказать исходное общее заключение относительно таких систем - они должны быть сильно неравновесными. Неравновесное состояние геофизических неоднородностей консолидированной коры подтверждается данными об их изменениях, зарегистрированных в течение очень коротких (по геологическим масштабам) периодов времени - месяцев и лет, и указывает на существование связи между степенью флюидизации, неравновесным состоянием и тектоническим режимом земной коры [Киссин, 2002]. Характерной особенностью наблюдаемых временных изменений является постепенное увеличение и резкое, почти импульсное, уменьшение S_V. Постепенные процессы могут быть связаны с термической нестационарностью и гравитационной неустойчивостью аномальной мантии, определенной в Байкальском регионе по сейсмическим данным [Крылов и др., 1981; Gao et al., 1994]. Быстрые процессы могут происходить в результате фазовых переходов как явления декомпрессии при термодинамической неустойчивости локальных объемов земной коры [Современная динамика..., 1989; Летников, 1991]. Подобные явления характерны для самоорганизующихся открытых нелинейных диссипативных систем [Пригожин, Стенгерс, 1985; Князева, Курдюмов, 2002].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Пространственно-временной анализ напряженно-деформированного состояния литосферы в южном Прибайкалье и северной Монголии выполнен по данным о средних сейсмических моментах землетрясений разных энергетических классов. В расчетах сейсмических моментов использованы амплитуды и периоды почти 26 тысяч толчков с $K_p \ge 7$, зарегистрированных на территории южного Прибайкалья и северной Монголии с 1968 по 1994 гг. Для "калибровки" средних сейсмических моментов в соответствии с типом подвижки по разлому использованы сейсмические моменты и фокальные механизмы землетрясений в четырех продолжительных афтершоковых и роевых сериях толчков Байкальского региона. Исследование сейсмических моментов землетрясений южного Прибайкалья и северной Монголии показало, что напряженно-деформированное состояние литосферы пространственно неоднородно и нестационарно. Наблюдается пространственно-временная несогласованность формирования типов подвижек в очагах слабых ($K_p = 7$ и $K_p = 8$) и более сильных землетрясений $K_n \ge 9$, которая, очевидно, отражает этапы деструкции среды на разных иерархических уровнях разрывов в различно ориентированных генеральных, региональных и локальных разломах. Характерной особенностью наблюдаемых временных изменений является постепенное увеличение и резкое, почти импульсное, уменьшение вертикальной компоненты поля напряжений S_v. В "особых точках" литосферы локализуются зоны доминирования S_V, в которых толчки разных энергетических классов имеют преобладающе сбросовый механизм подвижки по разлому. Для землетрясений с $K_p = 9$ с глубиной наблюдается смена типа подвижки от сдвигов к сбросо-сдвигам и сбросам, что соответствует усилению S_V. В целом, полученные результаты хорошо вписываются в рамки синергетики открытых неустойчивых диссипативных систем и дают возможность объяснения основных наблюдаемых вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы пространственно-временными изменениями вертикальной компоненты поля напряжений S_V. Это свидетельствует о сильном влиянии рифтогенеза на современные геодинамические процессы в литосфере южного Прибайкалья и северной Монголии.

Авторы признательны анонимному рецензенту за высказанные замечания и советы.

Исследование выполнено при частичной финансовой поддержке РФФИ (проект 05-05-97206 р. Байкал).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Аптикаев Ф.Ф., Копничев Ю.Ф. Учет механизма очага при прогнозе параметров сильных движений // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 822–825.

Бугаевский Г.Н. Сейсмические исследования неоднородностей мантии Земли. Киев: Наукова думка. 1978. 184 с. Голенецкий С.И., Пензина Т.Г. Форшоки и афтершоки катастрофического Цаганского землетрясения 1862 г. на Байкале. Сейсмичность и сейсмическое районирование Северной Евразии. Вып. 2–3. М.: ОИФЗ РАН. 1995. С. 308–314.

Грачев А.Ф., Калашникова И.В., Магницкий В.А. Новый взгляд на геодинамику Восточной Азии // Докл. РАН. 1994. Т. 337. № 6. С. 804–806.

Зорин Ю.А., Новоселова М.Р., Рогожина В.А. Глубинная структура территории МНР. Новосибирск: Наука. 1982. 94 с.

Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х., Кожевников В.М. Геофизические данные о мантийных плюмах под Байкальской рифтовой зоной и ее окрестностями // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 5. С. 677–680.

Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС. 2000. 225 с.

Киссин И.Г. Геофизические неоднородности и флюидная система консолидированной земной коры континентов // Геотектоника. 2002. № 5. С. 3–18.

Ключевский А.В. Пространственно-временные вариации сейсмических моментов очагов землетрясений Байкальского региона // Докл. РАН. 2000. Т. 373. № 5. С. 681–683.

Ключевский А.В. О природе пространственно-временных вариаций сейсмических моментов землетрясений Байкальского региона // Докл. РАН. 2002. Т. 384. № 5. С. 687–691.

Ключевский А.В. Особенности напряженно-деформированного состояния земной коры Байкальского региона // Докл. РАН. 2003. Т. 389. № 3. С. 398–403.

Ключевский А.В. Кинематика и динамика афтершоков Бусийнгольского землетрясения 1991 г. // Вулканология и сейсмология. 2003б. № 4. С. 65–78.

Ключевский А.В. Современная динамика Байкальского рифта и особенности пространственно-временного распределения сильных землетрясений // Вулканология и сейсмология. 2003в. № 5. С. 65–78.

Ключевский А.В. Кинематика и динамика толчков в Ангараканской и Амутской сериях землетрясений Байкальского региона // Физика Земли. 2005. № 1. С. 3–18.

Ключевский А.В. Кинематика и динамика афтершоков Южно-Якутского землетрясения // Вулканология и сейсмология. 2005б. № 4.

Ключевский А.В., Демьянович В.М. Динамические параметры очагов сильных землетрясений Байкальской сейсмической зоны // Физика Земли. 2002а. № 2. С. 55–66.

Ключевский А.В., Демьянович В.М. Оценка колебаний скального грунта с учетом динамических параметров очагов землетрясений южного Прибайкалья (на примере городов юга Восточной Сибири) // Физика Земли. 20026. № 9. С. 68–80.

Ключевский А.В., Демьянович В.М. Напряженно-деформированное состояние литосферы в центральной части Байкальского региона по данным о сейсмических моментах землетрясений // Литосфера. 2004. № 4. С. 30–43.

Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Основания синергетики. С.-Пб.: Алетейя. 2002. 414 с.

Копничев Ю.Ф., Шпилькер Г.Л. Пространственно-временные характеристики очагов сильных землетрясений с различными типами подвижек // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1980. № 9. С. 3–11.

Кочетков В.М., Боровик Н.С., Мишарина Л.А. и др. Ангараканский рой землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука. 1987. 81 с.

Крылов С.В., Мандельбаум М.М., Мишенькин Б.П. и др. Недра Байкала (по сейсмическим данным). Новосибирск: Наука. 1981. 105 с.

Левиши А.Л., Грудева Н.П. Некоторые вопросы теории магнитуд // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: МСССС. 1974. Т. 1. С. 172–180.

Летников Ф.А. Синергетика геологических систем. Новосибирск: Наука. 1992. 230 с.

Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 91–106.

Мишарина Л.А. Напряжения в очагах землетрясений Монголо-Байкальской зоны. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. М.: Наука. 1972. С. 161–171.

Молнар П., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Деформации и разрывообразование при сильных землетрясениях в Монголо-Сибирском регионе. Глубинное строение и геодинамика Монголо-Сибирского региона / Под ред. Логачева Н.А. Новосибирск: Наука. 1995. С. 5–55.

Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса. М.: Прогресс. 1985, 425 с. Ризниченко Ю.В. Размеры очага корового землетрясения и сейсмический момент. Исследования по физике землетрясений. М.: Наука. 1976. С. 9–27.

Соболев Г.А. Перспективы прогноза землетрясений. Проблемы геофизики XXI века. М.: Наука. 2003. Кн. 2. С. 158–179.

Современная динамика литосферы континентов / Под ред. Н.А. Логачева. М.: Недра. 1989. 278 с.

Солоненко Н.В., Солоненко А.В. Афтершоковые последовательности и рои землетрясений в Байкальской рифтовой зоне. Новосибирск: Наука. 1987. 93 с.

Филина А.Г. Землетрясения Алтая и Саян. Землетрясения в СССР в 1991 году. М.: ОИФЗ РАН. 1997. С. 38–39.

Хилько С.Д., Курушин Р.А., Кочетков В.М. и др. Землетрясения и основы сейсмического районирования Монголии. М.: Наука. 1985. 222 с.

Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Докл. РАН. 2002. Т. 387. № 4. С. 533–536.

Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes// J. Geophys. Res. 1970. V. 75. P. 4997–5009.

Deverchere J., Houdry F., Diament M. et al. Evidence for a seismogenic upper mantle and lower crust in the Baikal rift // Geophys. Res. Letter. 1991. V. 18. № 6. P. 1099–1102.

Doser D. I. Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. 1991. V. 196. № 1/2. P. 87–107.

Gao S., Davis P.M., Liu H. et al. Seismic anisotropy and mantle flow beneath the Baikal rift zone // Nature. 1994. V. 371. P. 149–151.

Golenetsky S.I. Problems of seismicity of the Baikal rift zone // Journal of Geodynamics. 1990. № 11. P. 293–307.

Klyuchevskii A.V. Seismic moments of earthquakes in the Baikal rift zone as indicators of recent geodynamic processes // Journal of Geodynamics. 2004. V. 37/2. P. 155–168.

Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of continental collision // Science. 1975. V. 189. № 4201. P. 419–426.

Solonenko A.V., Solonenko N.V., Melnikova V.I., Steiman E.A. The analysis of spatial-temporal structure of seismicity in the Baikal rift zone. Earthquake hazard and risk / ed. Schenk. Kluwer Academic Publishers. 1996. P. 49–62.

Solonenko A., Solonenko N., Melnikova V., Shteiman E. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal Rift Zone // Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod. 1997. V. 25. P. 207–231.

Solonenko V.P. Recent crustal movements, rifting and seismicity of the East-Asian mobile belt // Journal of Geodynamics. 1988. № 9. P. 225–235.

Tapponnier P., Molnar P. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien-Shan, Mongolia and Baykal regions // J. Geophys. Res. 1979. V. 84. P. 3425–3459.

Yanovskaya T.V., Kozhevnikov V.M. 3D S-wave velocity pattern in the upper mantle beneath the continent of Asia from Rayleigh wave data // Physics of the Earth and planetary interiors. 2003. V. 138. P. 263–278.

Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map project // Journal of Geo-physical Research. 1992. V. 97. № B8. P. 11703–11728.