

НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОЕ СОСТОЯНИЕ ЛИТОСФЕРЫ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ БАЙКАЛЬСКОГО РЕГИОНА ПО ДАННЫМ О СЕЙСМИЧЕСКИХ МОМЕНТАХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

А.В. Ключевский, В.М. Демьянович

*Институт земной коры СО РАН
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128*

E-mail: akluchev@crust.irk.ru

Поступила в редакцию 30 сентября 2003 г.

Исследование напряженно-деформированного состояния литосферы выполнено по данным о сейсмических моментах более 10 тысяч землетрясений, происшедших в центральной части Байкальского региона с 1968 по 1994 гг. Предполагалось, что доминирующая северо-восточная ориентация активных разломов на этой небольшой территории позволит уменьшить влияние структурной неоднородности среды на оценку напряженно-деформированного состояния земной коры. Однако исследование показало, что напряженно-деформированное состояние литосферы в этой части Байкальской рифтовой зоны 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 $K_p \geq 9$. Анализ полученных результатов дает возможность объяснения основных наблюдаемых вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы изменениями вертикальной компоненты поля напряжений S_v . Это свидетельствует о сильном влиянии рифтогенеза на современные геодинамические процессы в центральной части Байкальского региона.

Ключевые слова: *Байкальский регион, землетрясения, сейсмические моменты, литосфера, напряженно-деформированное состояние, современная геодинамика.*

STRESS-STRAIN STATE IN THE LITHOSPHERE IN THE CENTRAL PART OF THE BAIKAL REGION FROM THE DATA ON EARTHQUAKE SEISMIC MOMENTS

A.V. Klyuchevskii, V. M. Demjanovich

Institute of the Earth Crust, Siberian Branch, Academy of Sciences, Russia

Investigation of the stress-strain state in the lithosphere is performed from the data on seismic moments of more than 10 thousand earthquakes occurred in the central part of the Baikal region from 1968 to 1994. It was suggested that predominant northeastern orientation of active faults in this small territory would make it possible to decrease the influence of structural medium inhomogeneity on the assessment of the stress-strain state in the earth crust. The investigation showed, however, that the stress-strain state in the lithosphere in this part of the Baikal rift zone is spatially inhomogeneous and nonstationary. Spatio-temporal unconformity in faulting of small ($K_p=7$ and $K_p=8$) and larger ($K_p \geq 9$) earthquakes is observed. The analysis of the results obtained permits the main variations in the stress-strain state in the lithosphere to be explained by variations in a vertical component of the stress field S_v . This indicates that rifting has a profound effect on the recent geodynamic processes in the central part of the Baikal region.

Key words: *Baikal region, earthquakes, seismic moments, lithosphere, stress-strain state, recent geodynamics.*

Введение

Пространственная приуроченность системы впадин Байкальского рифта к южному обрамлению Сибирской платформы формирует расположение и ориентацию основных деструктивных элементов литосферы в Байкальском регионе. Субширотная направленность современной деструкции литосферы характерна для юго-западного и северо-восточного флангов 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 эпицентральных полях, в распределении сейсмических моментов и сброшенных напряжений [Golenetsky, 1990; Solonenko et al., 1996; Klyuchevskii, Demjanovich, 1999; Ключевский, 2000], а также в напряженно-деформированном состоянии литосферы. На значительной части БРЗ растягивающие напряжения, ориентированные вкрест простирания основных морфоструктур, играют главную роль [Мишарина, 1972; Zobac, 1992]. Однако на флангах и за пределами рифтовой зоны доминирующее значение режима растяжения ослабевает [Petit et al., 1996; Solonenko et al., 1997].

Различная пространственная ориентация деструктивных элементов даже в однородном стационарном поле напряжений сформирует неоднородное напряженно-деформированное состояние среды, и результаты наблюдений будут осложнены локальными “помехами”, искажающими представление о приложенных напряжениях. Неопределенности в анализе напряженно-деформированного состояния в литосфере еще более усилятся, если поле напряжений изменяется во времени. Чтобы точнее оценить напряженно-деформированное состояние литосферы и его вариации, необходимо минимизировать пространственную неоднородность среды. Оптимальным вариантом, вероятно, может быть анализ напряженно-деформированного состояния среды в зоне влияния одного или системы генетически однородных разломов. В связи с этим исследование напряженно-деформированного состояния литосферы в данной работе выполнено селективно для центральной части Байкальского региона, имеющей пре-

обладающе северо-восточную ориентацию активных деструктивных элементов [Шерман и др., 2002]. Эта небольшая по размерам территория характеризуется резким изменением мощности земной коры и большим количеством разломов, амплитуда которых достигает 10 км [Мишенькина и др., 2000]. Сейсмофокальный слой земной коры в центральной части Байкальского региона деформирован сильнее, чем на флангах и окраинах, а максимальная деструкция среды обнаружена в пределах Южно-Байкальской впадины [Ключевский, Демьянович, 2002а]. По мнению Н.А. Логачева [1999, 2001, 2003], этот район является самым ранним элементом Байкальской рифтовой системы, ее историческим ядром, от которого шло разрастание системы на северо-восток и юго-запад. Одной из главных геологических особенностей этой территории является область максимальной неоднородности напряженно-деформированного состояния в земной коре, простирающаяся от середины оз. Байкал (район Академической перемычки) в южном направлении в виде субмеридиональной полосы ($\lambda \approx 105^\circ - 108^\circ$ в.д.) [Ключевский, 2003а]. Эта полоса пространственно совпадает с зоной редукционных пониженных структур (reduction subsidence structures), проходящих от середины оз. Байкал на юг по территории Монголии и Китая [Solonenko, 1988]. Возможно, южная часть этой субмеридиональной полосы 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]. К северу эта структура пространственно коррелируется с Таймыро-Байкальским разломом, протягивающимся вдоль $\lambda \approx 105^\circ$ в.д. через всю Сибирскую платформу [Шейнманн, 1959; Старосельцев, 2003].

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 исследования и мониторинга напряженно-деформированного состояния литосферы [Ключевский, 2002]. В настоящей работе сейсмические моменты слабых землетрясений использованы для статистического исследования простран-

ственно-временной структуры напряженно-деформированного состояния литосферы в центральной части Байкальского региона.

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 опытно-методической сейсмологической экспедиции. Чтобы дать представление о пространственном распределении сейсмических событий по исследуемой территории ($\varphi=51^{\circ}-54^{\circ}$ с.ш., $\lambda=104^{\circ}-113^{\circ}$ в.д.), на рис. 1 представлена карта эпицентров землетрясений $K_p \geq 8$. На карте приведены данные инструментальных наблюдений с 1960 по 1999 гг., а также показаны эпицентры наиболее сильных исторических землетрясений. На рис. 1 выделяются полосы повышенной плотности эпицентров землетрясений, чаще всего согласующиеся с зонами известных разломов. В некоторых

местах участки повышенной концентрации эпицентров имеют вид компактных плотных “пятен”, которые могут как коррелироваться с зонами пересечения разломов, так и локализоваться без какой-либо пространственной приуроченности к известным деструктивным элементам земной коры. Как правило, области высокой концентрации эпицентров формируются афтершоковыми и роевыми сериями толчков второй половины прошедшего столетия и достаточно хорошо коррелируются с очаговыми зонами сильных исторических землетрясений. Вместе с тем, в зонах некоторых сильнейших исторических землетрясений современная сейсмичность выражена слабо.

Достаточно отчетливо пространственное совпадение очагов сильных землетрясений и высокой плотности эпицентров прослеживается в Южно-Байкальской впадине. Начиная с 1742 года, здесь произошли 15 из 19 известных землетрясений с $M \geq 6$ (рис. 1), зафиксированных на исследуемой территории. Наиболее широко известным является катастрофическое Цаганское землетрясение (12.01.1862 г.; $M=7.5$; $\varphi=52.3^{\circ}$ с.ш., $\lambda=106.7^{\circ}$ в.д.) с серией сильных форшоков и многочисленных афтершоков [Го-

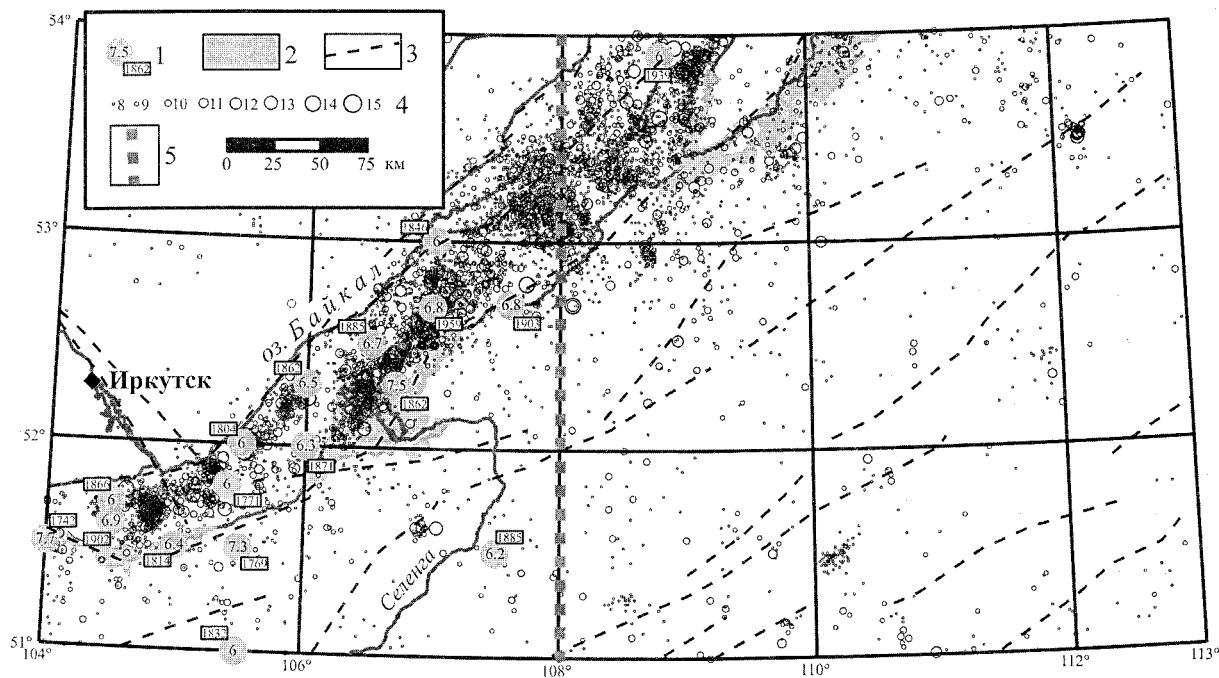


Рис. 1. Карта эпицентров землетрясений.

1 – эпицентры сильных землетрясений с магнитудой $M \geq 6$ (цифрами указаны магнитуда и год землетрясения), 2 – впадины, 3 – основные разломы, 4 – энергетический класс K_p по шкале Т.Г. Раутиан, 5 – граница участков.

ленецкий, Пензина, 1995] и образованием в районе дельты р. Селенги обширного залива Провал площадью свыше 200 км². Интенсивность сотрясений в г. Иркутске при Цаганском землетрясении достигала 7-8 баллов [Голенецкий, 1997]. Возможно, что залив Посольский сор является морфологическим аналогом залива Провал, что не исключает его образования в результате сильнейшего землетрясения [Солоненко, Тресков, 1960]. Следует отметить, что в этом районе более 140 лет не было толчков с $M \geq 7.5$ при рекуррентном интервале землетрясений такой магнитуды около 120 лет (1742–1862 гг.). Анализ “Каталога землетрясений Прибайкалья” показал, что перед сильнейшими землетрясениями этого района, как правило, происходили форшоки, в том числе и сильные ($M \geq 5$). Это свойство сейсмического процесса может быть использовано для краткосрочного прогноза сильных землетрясений.

При вычислении сейсмических моментов землетрясений использованы данные об амплитудах и периодах максимальных смещений в объемных поперечных волнах более 10 тысяч толчков с энергетическим классом $7 \leq K_p \leq 14$, зарегистрированных на исследуемой территории с 1968 по 1994 гг. В расчетах использованы формулы динамической трещинной модели 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

$$M_0 = 4\pi r g V^3 \Phi_0 / \Psi_{\theta\varphi} \quad (1)$$

где M_0 – сейсмический момент, дн×см, $\rho = 2.7 \text{ г/см}^3$ – плотность среды, $V = 3.58 \text{ км/сек}$ – скорость распространения объемных поперечных волн, r – гипоцентрального расстояние, км, $\Psi_{\theta\varphi} = 0.6$ – значение функции направленности излучения из очага, Φ_0 – уровень амплитудного спектра Фурье, определенный по методике, предложенной в [Ключевский, Демьянович, 20026].

Для исследования и характеристики напряженно-деформированного состояния литосферы в центральной части Байкальского региона были построены карты изолиний логарифма среднего сейсмического момента ($\lg \overline{M}_0$) землетрясений с $K_p = 7-10$. В площадках $1^\circ \times 1^\circ$, в пределах которых произошло не менее 10 сейсмических событий с $K_p = 7$ и $K_p = 8$, 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 $1^\circ \times 1^\circ$. Значения $\lg \overline{M}_0$ приписаны центрам площадок, а карты изолиний построены методом Kriging из программы Surfer 8. При определении шага дискретизации изолиний 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; $M_{\text{ЛН}} = 6.6$; $K_p = 16.5$; $\varphi = 57.17^\circ \text{с.ш.}$, $\lambda = 122.31^\circ \text{в.д.}$) и Бусийнгольского (27.12.1991; $M_{\text{ЛН}} = 6.5$; $K_p = 16.2$; $\varphi = 50.98^\circ \text{с.ш.}$, $\lambda = 98.08^\circ \text{в.д.}$) [Ключевский, 20036] землетрясений. На рис. 2 представлены графики вариаций во времени среднего по выборке из группы в 200 толчков $\lg \overline{M}_0$ землетрясений Ангараканского и Амутского роев в диапазоне $6 \leq K_p \leq 10$, Южно-Якутской ($8 \leq K_p \leq 10$) и Бусийнгольской ($7 \leq K_p \leq 10$) афтершоковых серий. Диапазоны энергетических классов используемых землетрясений обусловлены статистикой фактического материала. На рис. 2 начало графиков афтершоковых серий близко соответствует времени главных землетрясений. Графики роевых событий построены с 01.01.1979 г., так как 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 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 $3 \leq K_p \leq 12$. 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 $4 \leq K_p \leq 10$. К третьему (III) и четвертому (IV) типам отнесены 111 и 41 землетрясение, соответственно. Основная часть толчков III типа произошла в

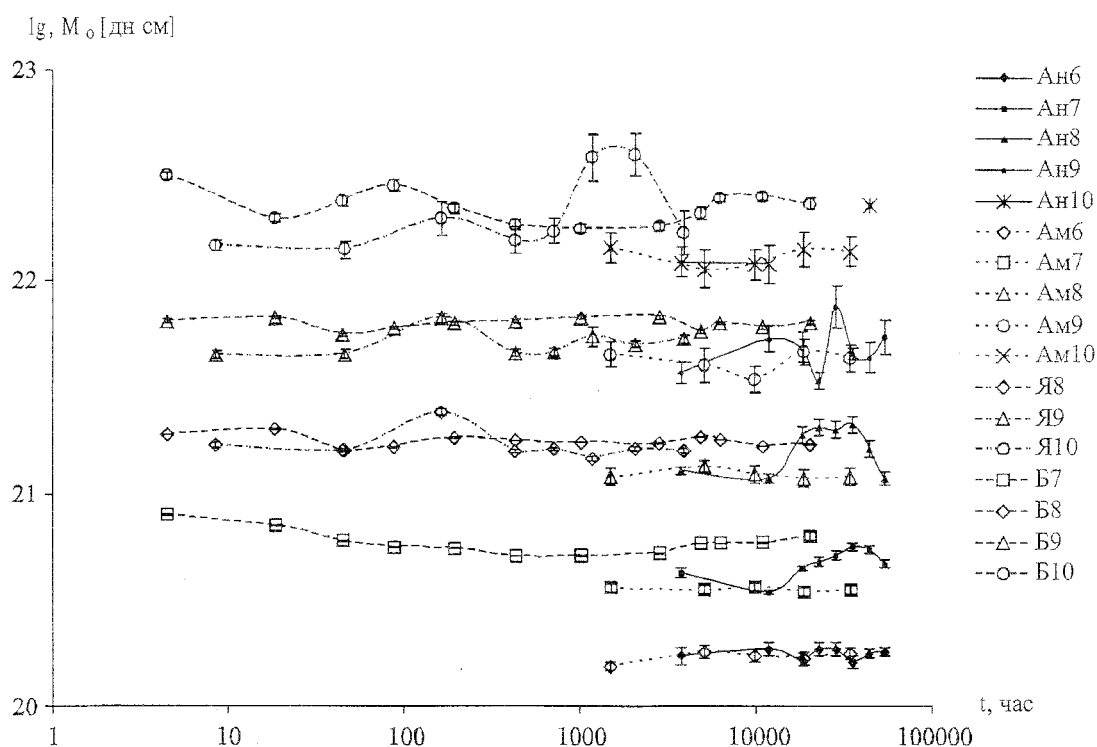


Рис. 2. Логарифмы средних сейсмических моментов землетрясений.

1-5 и 6-10 – Ангараканского и Амурского роев с $6 \leq K_p \leq 10$, соответственно; 11–13 и 14–17 – Южно-Якутской ($8 \leq K_p \leq 10$) и Бусийнгольской ($7 \leq K_p \leq 10$) афтершоковых серий, соответственно.

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. Небольшим численным преимуществом землетрясений со сдвиговой подвижкой (III тип) в выборках из 200 сейсмических событий можно объяснить некоторое повышение уровня среднего сейсмического момента в первой группе толчков с $K_p=7$ и $K_p=8$ (рис. 2) относительно второй группы толчков, произошедших 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. после третьего землетрясения с $K_p=12$, 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 хо-

рошее совпадение средних сейсмических моментов во второй группе землетрясений Ангараканского роя и Амурской серии указывает на преобладание сбросового типа подвижки в очагах землетрясений последней. Судя по отсутствию значимых изменений средних сейсмических моментов землетрясений Амурского роя (рис. 2), толчки с подвижками сбросового типа преобладали во всех группах землетрясений в течение всей последовательности.

Исследование механизма очага Бусийнгольского землетрясения показало, что простирание одной из альтернативных плоскостей разрыва субдолготно, другой – субширотно, и кинематика возможных разрывов в очаге соответствует сдвигу [Филина, 1997]. При сопоставлении механизмов очагов Южно-Якутского землетрясения и афтершоков 29.04.1989 и 17.05.1989 г. было обнаружено, что простирание одной из плоскостей разрыва чаще всего субдолготно, другой – субширотно, и кинематика возможных разрывов в очаге соответствует сдвигам и надвигам [Имаев и др., 2000]. Выявленная природа толчков находит статистически значимое отражение на рис. 2, где графики

$\lg \bar{M}_0$ афтершоков (преимущественно сдвиги) постоянно выше графиков $\lg \bar{M}_0$ толчков таких же энергетических классов в Амутском рое (преобладающе сбросы). Графики $\lg \bar{M}_0$ афтершоков выше уровня графиков $\lg \bar{M}_0$ 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 рое. Подобное поведение графиков хорошо согласуется с результатами теоретических и натурных исследований сейсмических моментов землетрясений [Левшин, Грудева, 1974; Аптикаев, Копничев, 1979; Копничев, Шпилькер, 1980] и дает возможность дискретизации средних сейсмических моментов землетрясений и изолиний на картах в соответствии с типом подвижки в очаге. Предполагается линейная аппроксимация величины $\lg \bar{M}_0$ от типа подвижки в очаге с возрастанием в следующей последовательности: сброс; сбросо-сдвиг; сдвиг; взбросо-сдвиг и взброс.

Результаты исследований

На рис. 3 приведены карты изолиний логарифма среднего сейсмического момента ($\lg \bar{M}_0$) землетрясений центральной части Байкальского региона с $K_p=7$ ($n=5065$), $K_p=8$ ($n=3893$), $K_p=9$ ($n=955$) и $K_p=10$ ($n=315$). На картах изолиниями и интенсивностью цвета показано пространственное распределение преобладающих типов подвижек в очагах землетрясений. Светлый тон соответствует сбросам, следующая градация – сбросо-сдвигам, более насыщенные тона – сдвигам, взбросо-сдвигам и взбросам, соответственно. На рис. 3а ($K_p=7$) видно, что на большей части территории преобладают толчки со сбросо-сдвиговым механизмом, а на юге Байкала доминируют сбросы. В центре района землетрясения с $K_p=8$ имеют преобладающе сбросовый механизм (рис. 3б). На юго-западе и северо-востоке карты выделяются области сбросо-сдвиговых землетрясений. На карте, полученной аналогичным способом

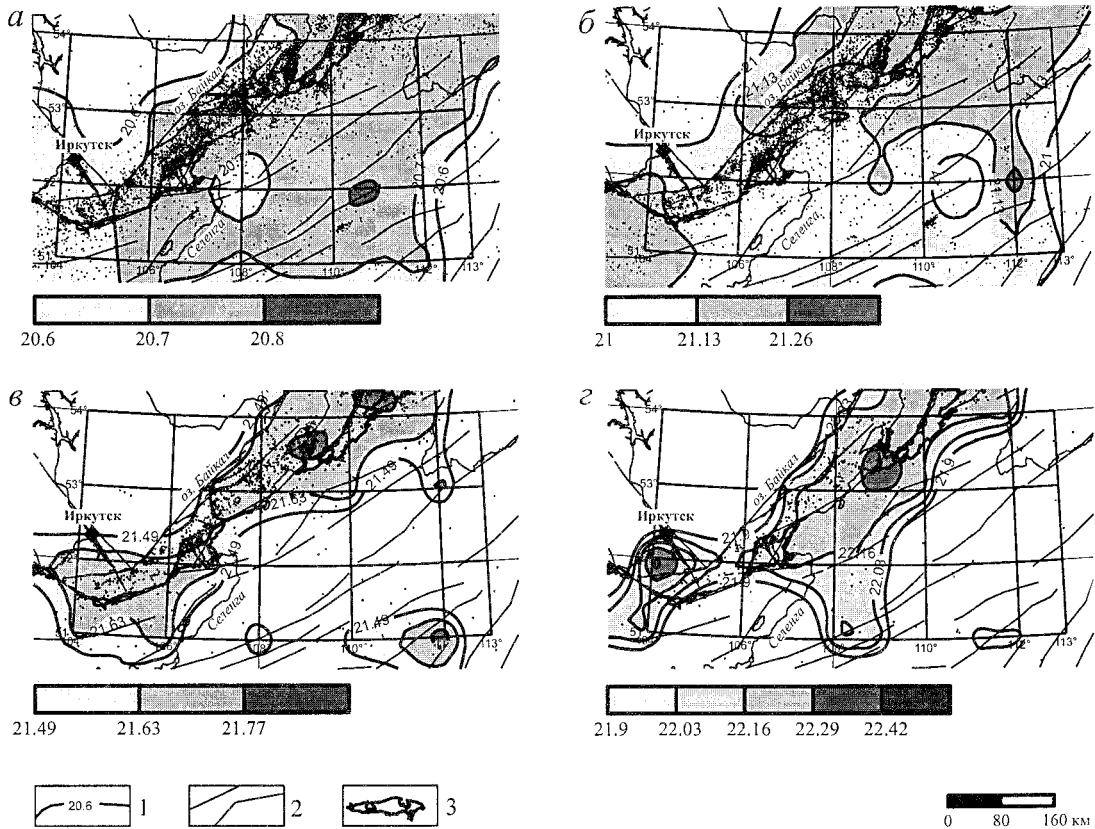


Рис. 3. Карты изолиний логарифма среднего сейсмического момента землетрясений: а – $K_p=7$; б – $K_p=8$; в – $K_p=9$; г – $K_p=10$.

1 – изолинии логарифма среднего сейсмического момента, 2 – разломы, 3 – впадины. Точками показаны эпицентры землетрясений.

для землетрясений с $K_p=9$ (рис. 3в), наблюдается тенденция уменьшения территории преобладающе сбросовых толчков – толчки такого типа локализуются в районе дельты р. Селенги. Среди землетрясений с $K_p=10$ доминируют сдвиги (рис. 3г). Сбросы локализуются в районе дельты р. Селенги. На южном Байкале и юге Баргузинской впадины появляются 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 $\lg \bar{M}_0$ 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 стандартного 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 с $K_p=7-10$, полученные при линейной аппроксимации величины $\lg \bar{M}_0$ 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 $\lg \bar{M}_0$, что и на рис. 3, но применен другой шаг шкалы дискретизации изолиний, без учета промежуточных подвижек типа сбросо-сдвиг и взбросо-сдвиг. На рис. 4а, б ($K_p=7, K_p=8$) видно, что толчки с преобладающе сбросовой компонентой (светлый тон) доминируют на всей исследуемой территории. Однако на юге и в центральной части оз. Бай-

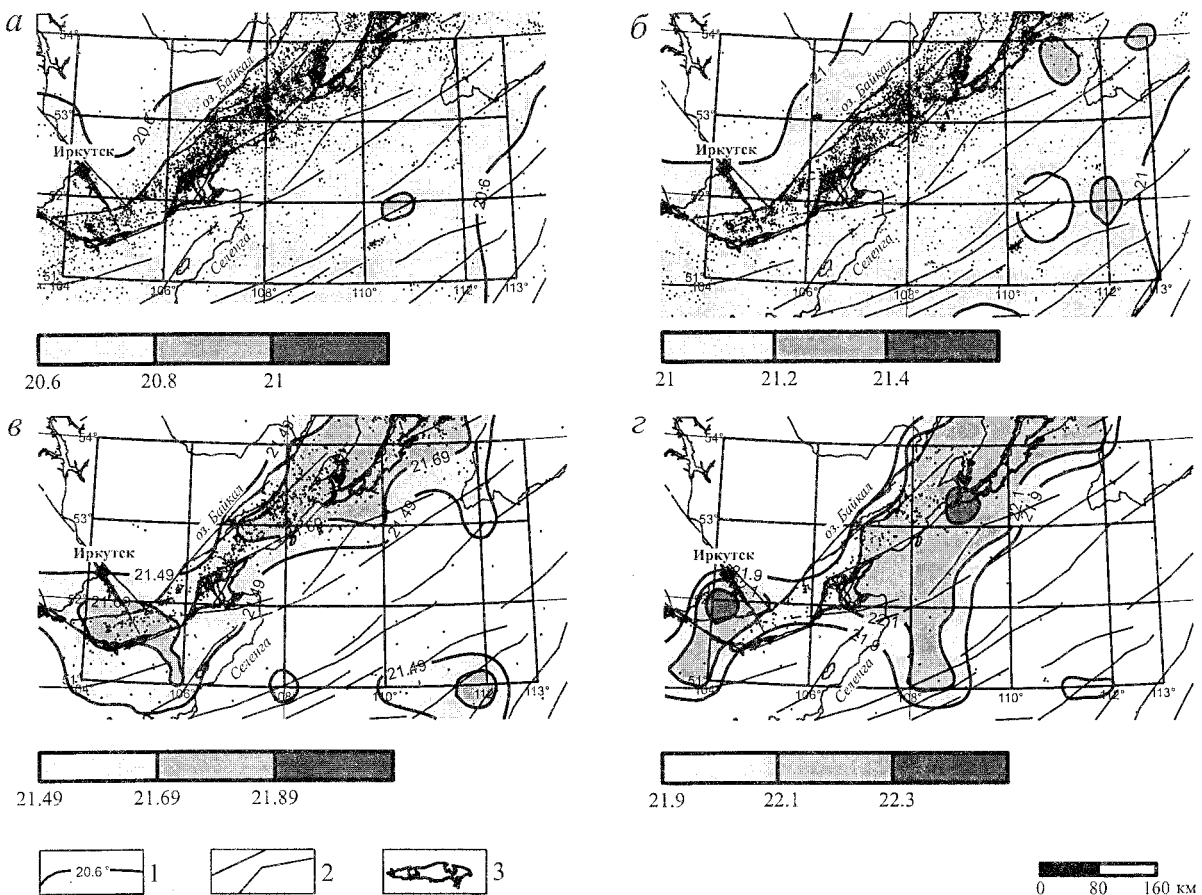


Рис. 4. Карты-схемы изолиний логарифма среднего сейсмического момента землетрясений: а – $K_p=7$; б – $K_p=8$; в – $K_p=9$; г – $K_p=10$.

1 – изолинии логарифма среднего сейсмического момента, 2 – разломы, 3 – впадины. Точками показаны эпицентры землетрясений.

кал наблюдается преобладание сдвигов (рис. 4в, $K_p=9$, более насыщенный цвет). Сбросы доминируют в районе дельты р. Селенги. На рис. 4г ($K_p=10$) также преобладают сдвиги, но на южном Байкале и юге Баргузинской впадины выделяются участки с преобладающе взбросовой компонентой подвижки (темный цвет). Сбросы регистрируются в районе дельты р. Селенги. 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 и преобладающим типом подвижки становится сдвиг.

При исследовании пространственно-временных вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы по описанной выше методике построены карты изолиний $\lg \bar{M}_0$ 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 $1^\circ \times 1^\circ$ уменьшено до $N=5$ толчков. Общее число землетрясений с $K_p=7$ и $K_p=8$ за три периода составило $n_{17}=948$

и $n_{18}=1352$, $n_{27}=1160$ и $n_{28}=1377$, $n_{37}=2457$ и $n_{38}=1164$ (индексы соответствуют периоду и классу). Дискретизация шкалы изолиний $\lg \bar{M}_0$ сохранилась такой же, как и на рис. 3а, б. На картах, полученных для землетрясений с $K_p=7$ и $K_p=8$, прослеживаются одинаковые тенденции изменения напряженно-деформированного состояния литосферы со временем. На рис. 5 представлены карты, полученные для землетрясений с $K_p=7$. На рис. 5а видно, что территории с толчками сбросо-сдвигового типа преобладали в первом периоде. Во втором периоде размеры области с толчками сбросо-сдвигового типа уменьшились при разрастании территории со сбросами на юге Байкала (рис. 5б). В последние 9 лет на большей части территории происходили толчки сбросового типа (рис. 5в).

С целью детального исследования пространственно-временных вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы были вычислены среднегодовые значения сейсмических моментов землетрясений с $K_p=7 \div 12$, зарегистрированных в пределах центральной части Байкальского региона и двух участков (рис. 1). Деление исследуемой территории на

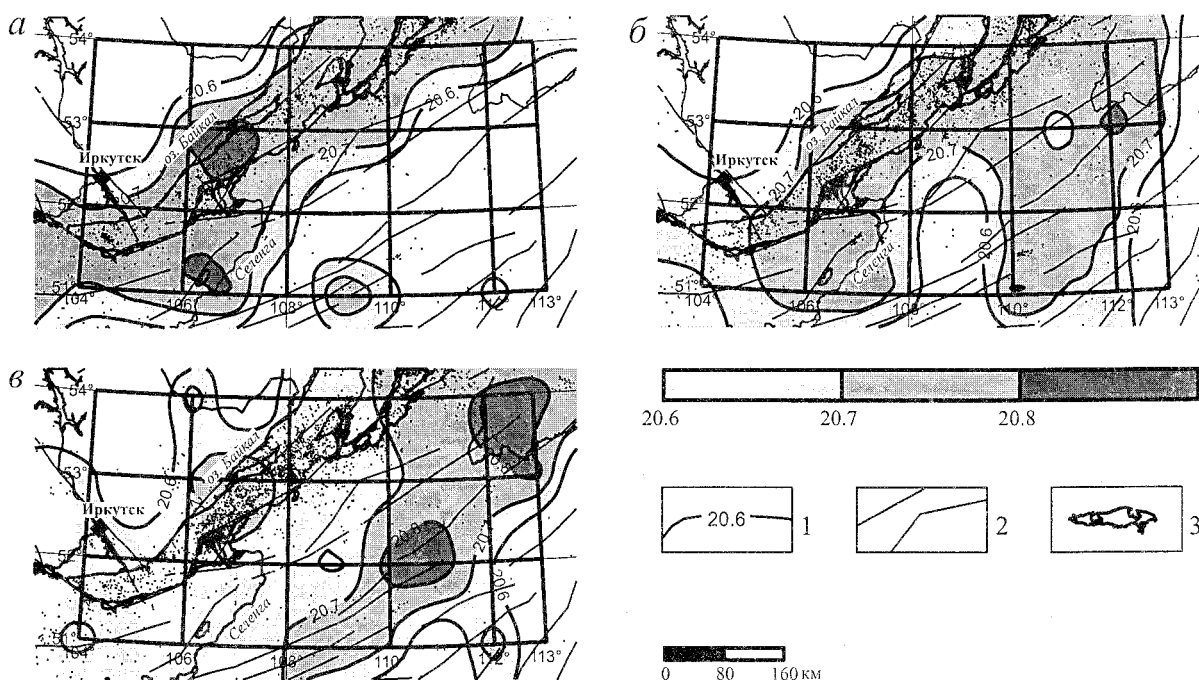


Рис. 5. Карты изолиний $\lg \bar{M}_0$ землетрясений с $K_p=7$ за: а – 1968-1976 гг.; б – 1977-1985 гг.; в – 1986-1994 гг.

1 – изолинии логарифма среднего сейсмического момента, 2 – разломы, 3 – впадины. Точками показаны эпицентры землетрясений.

участки выполнено по $\lambda=108^\circ$ в.д. Анализ среднегодовых сейсмических моментов землетрясений с $K_p=7\div 8$ показал, что у слабых толчков имеется общая тенденция уменьшения среднегодовых \overline{M}_0 со временем (рис. 6, $K_p=7$), что обусловлено относительным ростом числа сбросов. С конца 60-х гг. и до конца 80-х гг. среднегодовые \overline{M}_0 понижаются от уровня сдвигов до диапазона сбросов. В целом вариации среднегодовых \overline{M}_0 землетрясений на различных территориях происходят синхронно (рис. 6), но имеются и некоторые отличия в графиках. Для более сильных землетрясений с $K_p=9\div 12$ наблюдается тенденция к росту среднегодовых \overline{M}_0 (рис. 7, $K_p=9$) со временем. Можно отметить, что с ростом энергетического класса эта тенденция прослеживается все более отчетливо. До начала 80-х гг. доминировали сбросы и сбросо-сдвиги. В середине 80-х гг. среднегодовые \overline{M}_0 смещаются в диапазон сдвиговых и взбросо-сдвиговых подвижек, а в начале 90-х гг. понижаются до уровня сбросо-сдвигов. Наиболее значительные флуктуации \overline{M}_0 наблюдаются для землетрясений второго участка. Как и для

слабых толчков вариации среднегодовых сейсмических моментов землетрясений различных территорий 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 центральной части Байкальского региона, для которых в сборниках "Землетрясения в СССР" и "Землетрясения Северной Евразии" (1981–1997 гг.) приведены глубина гипоцентра и погрешность ее определения. Как правило, это землетрясения с $K_p \geq 9$, а общее число использованных сейсмических событий составило $n=384$. Для оценки вариаций напряженно-деформированного состояния по глубине были вычислены уравнения линейной корреляции $\lg \overline{M}_0$ и K_p толчков, происшедших (с учетом погрешности определения глубины) в слоях литосферы толщиной в 15 км. Расчеты уравнений корреляции выполнены для

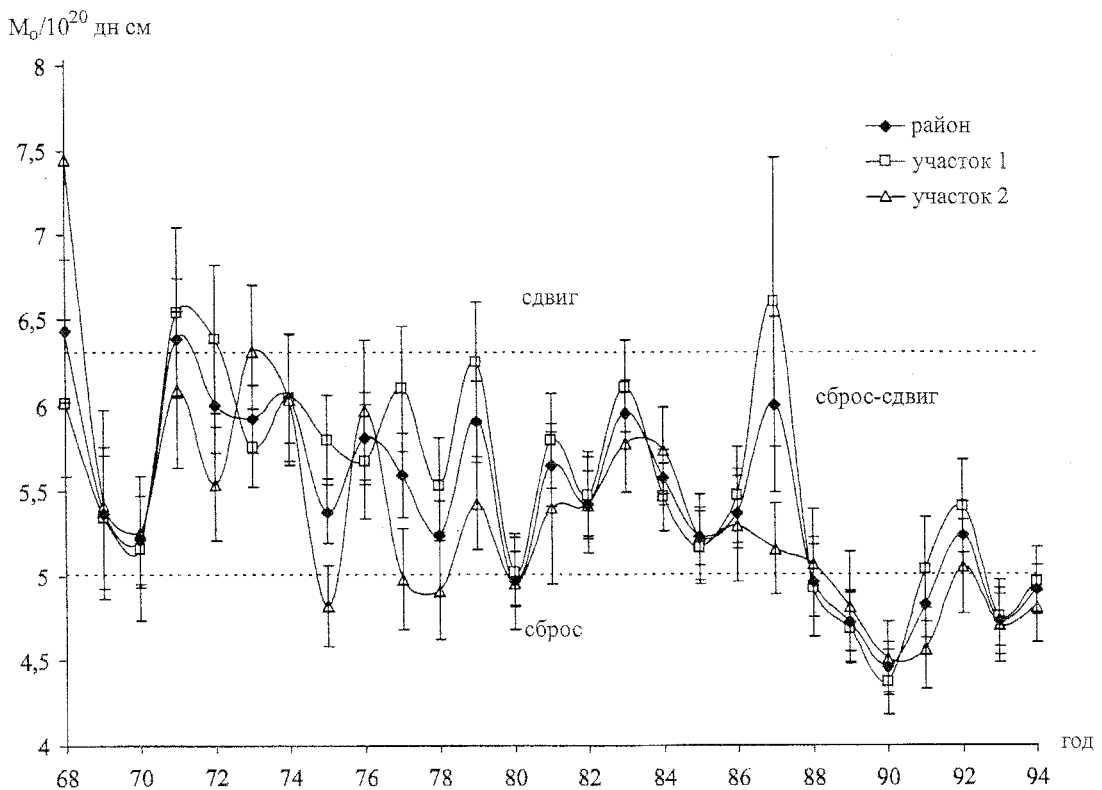


Рис. 6. Среднегодовые сейсмические моменты землетрясений с $K_p=7$. 1 – центральный район; 2, 3 – первый и второй участки.

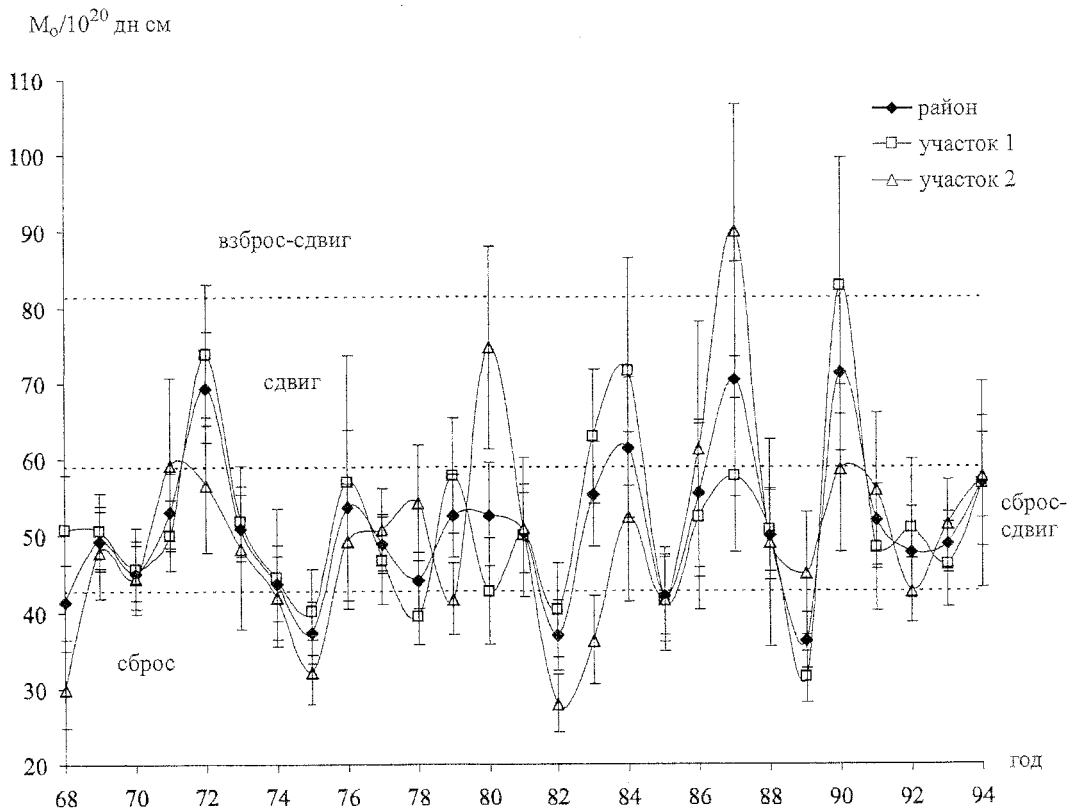


Рис. 7. Среднегодовые сейсмические моменты землетрясений с $K_p=9$
 1 – центральный район, 2, 3 – первый и второй участки.

6 слоев, начиная от поверхности Земли до глубины 40 км с шагом в 5 км. В таблице приведены значения коэффициентов в полученных уравнениях корреляции и дополнительная регрессионная статистика. Если для оценки вариаций использовать коэффициент b [Ключевский, 2002], опосредованно характеризующий вели-

чину средней эффективности совокупности сейсмических источников, то можно прийти к выводу об изменениях напряженно-деформированного состояния по глубине. К аналогичному выводу приводят оценки среднего по слою \overline{M}_0 , указывающие на существенные вариации сейсмического момента землетрясений с $K_p=9$ в пре-

Коэффициенты уравнений корреляции $\lg M_0 \rightarrow K_p$ и дополнительная регрессионная статистика

№	№ слоя	Глубина, км	a	S_a	b	S_b	S	ρ	S_p	F	n	ΔK	n_g
1	кора	0-40	16.79	0.06	0.55	0.01	0.48	0.97	0.01	19.2	384	9-14	204
2	1	0-15	16.95	0.17	0.53	0.02	0.49	0.97	0.01	18.1	53	9-13	34
3	2	5-20	17.10	0.21	0.51	0.02	0.49	0.96	0.01	12.2	51	9-11	27
4	3	10-25	16.98	0.15	0.53	0.01	0.50	0.97	0.01	17.1	76	9-13	37
5	4	15-30	16.92	0.15	0.54	0.02	0.51	0.97	0.01	19.5	63	9-14	30
6	5	20-35	16.88	0.22	0.54	0.02	0.51	0.98	0.01	23.1	22	9-14	13
7	6	25-40	-	-	-	-	-	-	-	-	3	9	3

Примечание. S_a, S_b, S_g и S – стандартные отклонения коэффициентов a и b , коэффициента корреляции r и $\lg \overline{M}_0$ в уравнении регрессии, F – критерий Фишера, n и ΔK – число и диапазон энергетических классов используемых землетрясений, n_g – число землетрясений с $K_p=9$.

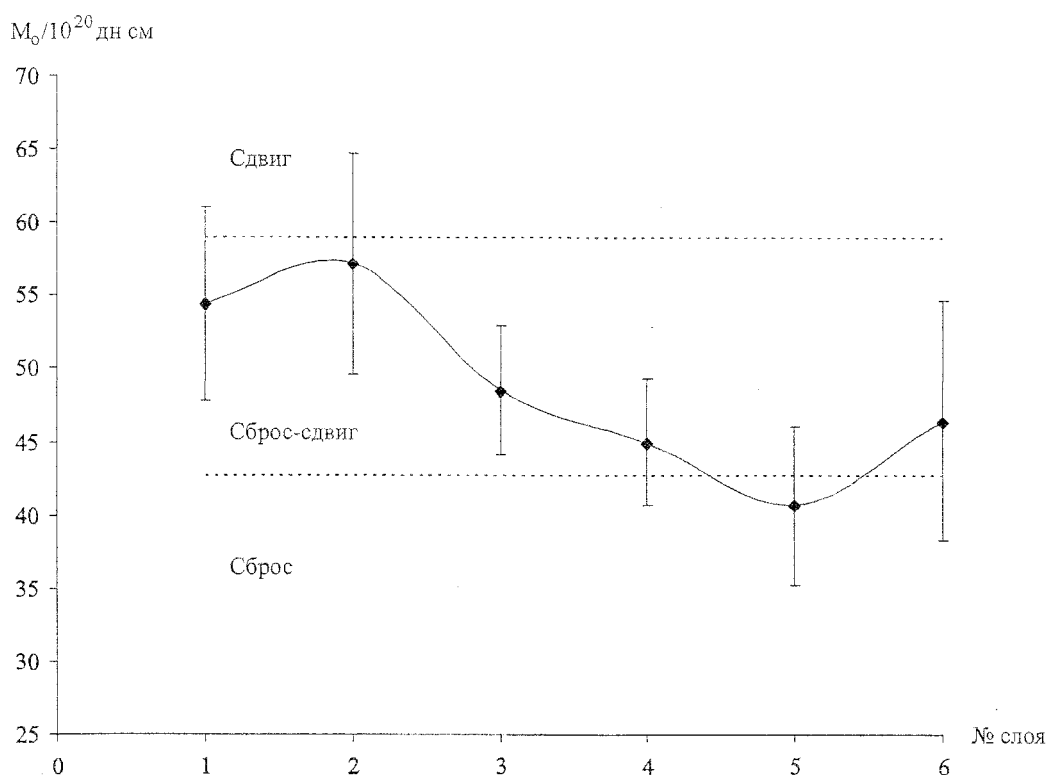


Рис. 8. Средние по слою сейсмические моменты землетрясений с $K_p=9$. H_{cp} — средняя глубина соответствующего слоя литосферы.

делах 6 слоев литосферы. Средние сейсмические моменты землетрясений с $K_p=9$ в пределах 2 верхних слоев литосферы близки к сдвигам, следующие 2 слоя соответствуют подвижкам сбросо-сдвигового типа, а в пятом слое преобладают сбросы (рис. 8). Уменьшение среднего сейсмического момента и переход к сбросовым подвижкам произошли на глубине более 25 км. Подобные землетрясения зарегистрированы в районе дельты р. Селенги.

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 типа 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 ($S_{Hmax} > S_v > S_{Hmin}$), 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. В поле напряжений $S_v \approx S_{Hmax} \gg S_{Hmin}$ будут регистрироваться землетрясения со сбросовой и сдвиговой подвижкой. В поле напряжений $S_{Hmax} \gg S_{Hmin} \approx S_v$ будет иметь место комбинация сдвигов и взбросов. Воспользуемся этими соотношениями для анализа пространственно-временных вариаций поля напряжений в литосфере центральной части Байкальского региона.

Прежде всего следует отметить пространственно-временную несогласованность формирования типов подвижек в очагах слабых ($K_p=7$ и $K_p=8$) и более сильных землетрясений с $K_p \geq 9$. При сопоставлении карт (см. рис. 3) видно, что сбросовые толчки с $K_p \geq 9$, имеющие минималь-

ный уровень $\lg \overline{M}_0$, локализуются только в районе дельты р. Селенги, а слабые сбросовые землетрясения ($K_p=7$ и $K_p=8$) занимают большие территории. Участки с преимущественно сдвиговыми подвижками в очагах слабых землетрясений с $K_p=7$ и $K_p=8$ занимают незначительную территорию (рис. 4а, б), а сдвиговые толчки с $K_p=9$, $K_p=10$ доминируют на картах (рис. 4в, г). Кроме того, только для землетрясений с $K_p=10$ на южном Байкале и юге Баргузинской впадины появляются участки с преобладающе взбросовой компонентой подвижки (рис. 4г), при которой уровень $\lg \overline{M}_0$ максимален. 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 $K_p \geq 9$. Подобная несогласованность может быть связана с пространственно-временными вариациями напряжений в литосфере, когда слабые и более сильные землетрясения происходят при различных уровнях напряжений определенной ориентации. При этом может работать механизм переключения активизации разломных зон различной ориентации. В связи с этим следует отметить, что в формировании представлений о напряженно-деформированном состоянии литосферы Байкальского региона главную роль до сих пор играли достаточно сильные землетрясения и вопрос о степени соответствия напряженно-деформированного 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 Байкальского региона с магнитудой $M \geq 4.5$ [Doser, 1991]. По мнению [Мельникова, 2001], механизмы очагов единичных, даже достаточно сильных, землетрясений не дают объективной оценки напряженно-деформированного состояния литосферы в Байкальском регионе. Однако в соседней с регионом Алтае-Саянской области преобладание того или иного типа смещения в очагах сейсмических событий различных K_p не выявлено [Жалковский и др., 1995].

Исследование напряженно-деформированного состояния в вертикальном разрезе литосферы подтвердило неоднородное перераспределение напряжений по глубине. В верхней части земной коры среди землетрясений с $K_p=9$ наблюдается преобладание сдвигов, а поле напряжений можно охарактеризовать соотноше-

нием $S_{Hmax} \approx S_V \gg S_{Hmin}$. В средней части происходили подвижки сбросо-сдвигового типа и соответствие компонент напряжений имеет вид $S_V \approx S_{Hmax} \gg S_{Hmin}$. В нижней части коры преобладали 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 с $K_p=9$ и $K_p=10$ локализуются в районе дельты р. Селенги, а слабые сбросы занимают значительные территории, на которых поле напряжений характеризуется соотношением $S_V > S_{Hmax} > S_{Hmin}$. Однако на большей части исследуемой территории происходили землетрясения сбросо-сдвигового типа, когда $S_V \approx S_{Hmax} \gg S_{Hmin}$. 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 (рис. 4), т.е. к понижению S_V .

Анализ среднегодовых сейсмических моментов землетрясений показал, что поле напряжений в литосфере центральной части Байкальского региона нестационарно. С конца 60-х гг. наблюдается понижение среднегодовых сейсмических моментов землетрясений с $K_p=7$ и $K_p=8$, указывающее на переход от сдвигов к сбросам (рис. 6). Подобная перестройка соответствует изменению компонент поля напряжений в следующей последовательности $S_{Hmax} > S_V > S_{Hmin} \rightarrow S_V \gg S_{Hmax} \gg S_{Hmin} \rightarrow S_V > S_{Hmax} > S_{Hmin}$. В целом за этот интервал времени увеличивается вертикальная компонента S_V . В начале 70-х и 90-х гг. наблюдается резкое повышение среднегодовых сейсмических моментов землетрясений до уровня сдвигов и сбросо-сдвигов. Подобные изменения сейсмических моментов указывают на резкое уменьшение вертикальной компоненты S_V . Для землетрясений с $K_p \geq 9$ вариации среднегодовых сейсмических моментов более значительны, и в определенные моменты времени преобладают подвижки сдвигового ($S_{Hmax} > S_V > S_{Hmin}$) и даже взбросо-сдвигового ($S_{Hmax} \gg S_{Hmin} \approx S_V$) типов (рис. 7).

Таким образом, практически все наблюдаемые пространственно-временные вариации напряженно-деформированного состояния литосферы в центральной части Байкальского региона могут быть обусловлены изменениями

вертикальной компоненты поля напряжений S_v . Эти процессы происходят на всей исследуемой территории, но различаются по интенсивности проявления. Наиболее сильно они проявляются в областях рифтовых впадин и в “особых точках” [Ключевский, 2003а], характеризующихся максимальной деструкцией земной коры и высокой проницаемостью среды для флюидов. Характерной особенностью этих изменений является постепенное увеличение и резкое, почти импульсное, уменьшение S_v . Постепенные процессы могут быть связаны с термической нестационарностью и гравитационной неустойчивостью аномальной мантии. Быстрые процессы могут происходить в результате фазовых переходов как явления декомпрессии при термодинамической неустойчивости локальных объемов земной коры. Подобные явления характерны для самоорганизующихся открытых нелинейных систем [Пригожин, Стенгерс, 1985; Князева, Курдюмов, 2002].

Выводы

Исследование сейсмических моментов землетрясений центральной части Байкальского региона показало, что напряженно-деформированное состояние литосферы на этой территории 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 $K_p \geq 9$. Анализ полученных результатов дает возможность объяснения основных наблюдаемых вариаций напряженно-деформированного состояния литосферы изменениями вертикальной компоненты поля напряжений S_v . Это свидетельствует о сильном влиянии рифтогенеза на современные геодинамические процессы в центральной части Байкальского региона.

Список литературы

Антикаев Ф.Ф., Копничев Ю.Ф. Учет механизма очага при прогнозе параметров сильных движений // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 4. С. 822-825.
 Голенецкий С.И. Землетрясения в Иркутске. Иркутск: ИМЯ, 1997. 92 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., Калашикова И.В., Магницкий В.А. Новый взгляд на геодинамику Восточной Азии // Докл. АН. 1994. Т. 337. № 6. С. 804-806.
 Жалковский Н.Д., Кучай О.А., Мучная В.И. Сейсмичность и некоторые характеристики напряженного состояния земной коры Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 20-30.
 Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М. Сейсмотектоника Якутии. М.: ГЕОС, 2000. 225 с.
 Ключевский А.В. Пространственно-временные вариации сейсмических моментов очагов землетрясений Байкальского региона // Докл. АН. 2000. Т. 373. № 5. С. 681-683.
 Ключевский А.В., Демьянович В.М. Сейсмодетформированное состояние земной коры Байкальского региона // Докл. АН. 2002а. Т. 382. № 6. С. 816-820.
 Ключевский А.В., Демьянович В.М. Динамические параметры очагов сильных землетрясений Байкальской сейсмической зоны // Физика Земли. 2002б. № 2. С. 55-66.
 Ключевский А.В. О природе пространственно-временных вариаций сейсмических моментов землетрясений Байкальского региона // Докл. АН. 2002. Т. 384. № 5. С. 687-691.
 Ключевский А.В. Особенности напряженно-деформированного состояния земной коры Байкальского региона // Докл. АН. 2003а. Т. 373. № 3. С. 398-403.
 Ключевский А.В. Кинематика и динамика афтершоков Бусийнгольского землетрясения 1999 г. // Вулканология и сейсмология. 2003б. № 4. С. 65-78.
 Князева Е.Н., Курдюмов С.П. Основания синергетики. СПб: Алетей, 2002. 414 с.
 Копничев Ю.Ф., Шпилькер Г.Л. Пространственно-временные характеристики очагов сильных землетрясений с различными типами подвижек // Изв. АН СССР. 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.
 Левшин А.Л., Грудева Н.П. Некоторые вопросы теории магнитуд // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: МССС, 1974. Т. 1. С. 172-180.
 Логачев Н.А. Главные структурные черты и геодинамика Байкальской рифтовой зоны // Физ. мезомех. 1999. Т. 2. № 1/2. С. 163-170.
 Логачев Н.А. Об историческом ядре Байкальской рифтовой зоны // Докл. АН. 2001. Т. 376. № 4. С. 510-513.
 Логачев Н.А. История и геодинамика Байкальского рифта // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 5. С. 91-106.
 Мельникова В.И. Напряженно-деформированное состояние Байкальской рифтовой зоны по данным о механизмах очагов землетрясений: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2001. 16 с.

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

Мишенькина З.Р., Мишенькин Б.П., Петрик Г.В., Шелудько И.Ф. Возможности изучения литосферы методом глубинного сейсмического зондирования на примере Байкальской рифтовой зоны // Сейсмология в Сибири на рубеже тысячелетий. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. С. 166-170.

Пригожин И., Стенгерс И. Порядок из хаоса: Новый диалог человека с природой. М.: Прогресс, 1985. 425 с.

Солоненко В.П., Тресков А.А. Среднебайкальское землетрясение 29 августа 1959 года. Иркутск: ИКИ, 1960. 36 с.

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

Старосельцев В.С. Кинематика крупных блоков литосферы Сибирского кратона // Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2003. С. 185-188.

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

Шейнманн Ю.М. Платформы, складчатые пояса и развитие структур Земли // Труды ВНИИ-1. Вып. 49. Магадан: Геология, 1959. 63 с.

Шерман С.И., Демьянович В.М., Лысак С.В. Новые данные о современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой зоне // Докл. АН. 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.

Doser D.I. Faulting within the western Baikal rift as characterized by earthquake studies // Tectonophysics. 1991. V. 196. P. 87-107.

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

Klyuchevskii A.V., Demjanovich V.M. Spatio-temporal variation of stress drop in earthquake foci of the Baikal Rift Zone // Proceeding of Third Annual Meeting of Rifting in intracontinental setting: Baikal Rift System and other Continental Rift. IGCP 400. Irkutsk – Tervuren, 1999. P. 98-100.

Petit C., Deverchere J., Houdry F., Sankov V.A. et al. Present-day stress field changes along Baikal rift and tectonic implication // Tectonics. 1996. V. 15. N 6. P. 1171-1191.

Solonenko A.V., Solonenko N.V., Melnikova V.I. and 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. and Shteyman E. The seismicity and earthquake focal mechanisms of the Baikal Rift Zone // Bull. Centres Rech. Elf Explor. Prod. 1997. V. 25. N. 1. P. 207-231.

Solonenko V.P. Recent crustal movements, rifting and seismicity of the East-Asian mobile belt // J. Geodynamics. 1988. N 9. P. 225-235.

Zoback M.L. First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: The World Stress Map project // J. Geophys. Res. 1992. V. 97. N B8. P. 11703-11728.

Рецензент член-корр. РАН Ф.Н. Юдахин