

КОЛИЧЕСТВЕННЫЙ АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ И ИХ ТРИГГЕРНЫХ МЕХАНИЗМОВ

С.И. Шерман, Е.А. Горбунова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Трудный и практически нереализованный до настоящего времени прогноз катастрофических землетрясений обосновывает актуальность исследований и разработок новых методических приемов по изучению пространственно-временных закономерностей сейсмического процесса и специфики возникновений и локализаций сильных землетрясений. Существенный вклад в развитие способов обследований и в последующем сейсмического районирования внес палеосейсмогеологический метод, идея которого была высказана Н.А. Флоренсовым и детально разработана главным образом российской, а также другими, в том числе американской, палеосейсмогеологическими школами. На основе данных о приуроченности сильных землетрясений мира к крупным разломам и концепции актуализма была обоснована аксиома о сейсмической природе хорошо выраженных в рельефе, подтверждаемых историческими документами и разрушениями древних сооружений групп разломов, названных палеосейсмодислокациями. Выведенные Д. Точером [1961] эмпирические уравнения о связи длин разломов с энергией землетрясений закрепили эти представления и дали толчок к развитию количественных взаимоотношений параметров разломов и сейсмичности. Они были развиты другими исследователями [Солоненко, 1962, 1989; Губин, 1974; Рейснер, 1980; Современные геодинамические процессы..., 1986; Хромовских, Обухова, 1989; Никонов, 1995; Стром, Никонов, 1997; Чипизубов, 1998; Стром, 2000; и др.]. Их разработки способствовали утверждению назревшей необходимости перехода сейсмогеологии на полуколичественные или количественные методы изучения сейсмодислокаций, а в более общем плане – параметров разломов и их взаимоотношений с различными сторонами сейсмического процесса [Гзовский, 1975; Шерман, 1977; Шебалин и др., 1983; Лобацкая, 1991; Леви, 1991; Чипизубов, 1998; Стром, Никонов, 1997; Садовский, Писаренко, 1991; Ружич, 1997; Рогожин, 1996; Рогожин, Рейснер, 2001; Рогожин и др., 2004; Трифонов, 1985; Трифонов и др., 1988; Макаров, Щукин, 1979; Лукина, 1989; Имаев и др., 1990; Лунина, 2001; Nowroozi, 1985; Khromovskikh, 1989; Kozhurin, 2004; Wells, Coppersmith, 1994; Vakov, 1996; Slemmons et al., 1989; и мн. др.], список публикаций по которым значителен и постоянно увеличивается.

На базе изучения сильных и катастрофических землетрясений Монголо-Байкальского сейсмического пояса В.П. Солоненко [1962, 1989] предложена формула для приближенного расчета длины сейсмодислокаций (L , в км) от магнитуды землетрясений M (с коровыми очагами):

$$\text{Lg}L = (1.01 \pm 0.02) M - 6.18. \quad (1)$$

Более поздние работы других авторов показали, что масштаб сейсмодислокаций зависит от глубины и механизма очага, прочностных характеристик горных пород, а также, что весьма значимо, от типа напряженного состояния среды [Лунина, 2001] и иных параметров сейсмического процесса. К настоящему времени накопился достаточный статистический материал о результатах неоднозначного количественного соотношения параметров разломов, в частности их длины L и магнитуд землетрясений M , в разной степени обобщенный в работе А.И. Лутикова и Г.Ю. Донцовой [2002] (рис. 1). Из кривых графика видно, что начиная с магнитуды более 5.5–6.0 усиливается расхождение в значениях $L(M)$ по материалам разных авторов. Различные соотношения между длинами сколовых сейсмогенных и «тектонических» разрывов и амплитудами смещений вдоль них на большом фактическом материале показаны В.В. Ружичем и С.И. Шерманом [1978].

Одновременно скопилось немало сведений о влиянии типа напряженного состояния литосферы на количественные параметры структур и сейсмический процесс [Zoback, 1992; Шерман, Днепровский, 1989; Levi, Sherman, 1995; Sherman, Gladkov, 1999; Лунина, 2001; Саньков и др., 2005; Парфеев, Саньков, 2006; и мн. др.]. Анализ этих и других, не цитированных здесь, работ показывает, что геодинамические факторы, в том числе и активизация разломов, их длины и другие параметры находятся в сложной зависимости с расчетными магнитудами как возникающих, так и палеоземлетрясений.

Сила сейсмических событий – сложный результирующий процесс. Работами Дж. Андерсона и др. [Anderson et al., 1996] на базе исследований 43 землетрясений мира, контролируемых разломами с хорошо выраженной амплитудой смещения, показано, что моментная магнитуда M_w тесно связана с длиной разрывов $L_{км}$ и скоростью смещений по ним $S_{мм/г}$ следующей зависимостью:

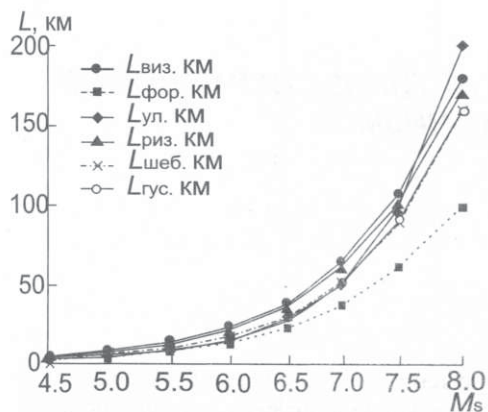


Рис. 1. Зависимость горизонтальной протяженности очага землетрясения L от магнитуды M_s по данным различных источников [Лутиков, Донцова, 2002].

1, 2 – визуальный и формализованный методы соответственно; 3 – по В.И. Уловому; 4 – по Ю.В. Ризниченко; 5 – по Н.В. Шебалину; 6 – по А.А. Гусеву и О.Е. Дмитриевой.

всегда удастся различить и отделить реактивизированные разрывы от вновь образованных. Реактивизированные и вновь образованные разрывные дислокации в коренных скальных горных породах чаще всего тщательно документируются при обследовании эпицентральных зон, во время которого фиксируются все разрывы, в том числе и формирующиеся в почвенном покрове и грунтах. Количественная характеристика их параметров, главным образом длина, амплитуда смещения, ширина (зияние), представляет собой своеобразную фотографию того, что наблюдается после события. Здесь параметры вновь образованных и новые количественные значения «старых» трещин и разломов интегрируются в средние показатели. Они меньше средних значений параметров активизированных разломов и трещин, но больше размеров вновь образованных разрывов.

Разломы растут при каждом новом сейсмическом акте. М.В. Гзовский [1975] показал, что максимальный их рост за один сейсмический акт не превышает полутора десятка метров. Длина большинства палеосейсмодислокаций суть результат многократной активизации. Изученная в большинстве случаев связь между магнитудами и длиной разрывов – интегрированное отражение накопившихся за многие десятки и сотни лет многократных нарушений динамического равновесия в зонах разломов и их разрастания по простиранию. Этому в не малой степени способствуют достаточно частые изменения геодинамических условий развития активных зон литосферы [Парфеев, Саньков, 2006]. По этой причине не всегда публикуемые связи между параметрами разломов и сейсмичностью являются математически строгими и геологически достоверными. Более того, исследования последних лет показывают, что даже в исключительно короткие интервалы времени (годы) в платформенных условиях фиксируются существенные подвижки по разломам и их активизация [Кузьмин, Жуков, 2004; и др.]. С какой частотой происходят

$$M_w = 5.12 + 1.16 \log L - 0.20 \log S. \quad (2)$$

Зафиксированная Дж. Андерсоном с коллегами зависимость (рис. 2) отражает влияние скоростей тектонических смещений вдоль активных разломов на магнитуду землетрясений. При постоянной длине сейсмоактивных разрывов сила землетрясений будет уменьшаться с увеличением скоростей движений. Вывод не тривиальный, усиливающий наши представления о том, что связи между параметрами сейсмических процессов и геодинамическими факторами многогранны и весьма не элементарны. Они могут во многом зависеть от длительности и частоты активизаций временных периодов, в течение которых исследуются обсуждаемые процессы.

Хорошо известно, что земная кора практически повсеместно нарушена системами трещин различного генезиса и возраста. Сейсмические очаги коровых землетрясений, как правило, формируются в первично трещиноватой среде. Более того, чем выше магнитуды землетрясений, тем ближе их гипоцентры располагаются к осевой линии крупных разломов. Происходят подвижки по существовавшим до события трещинам и разрывам, их удлинение и рост, а также формирование новых дислокаций различного иерархического уровня. При этом не

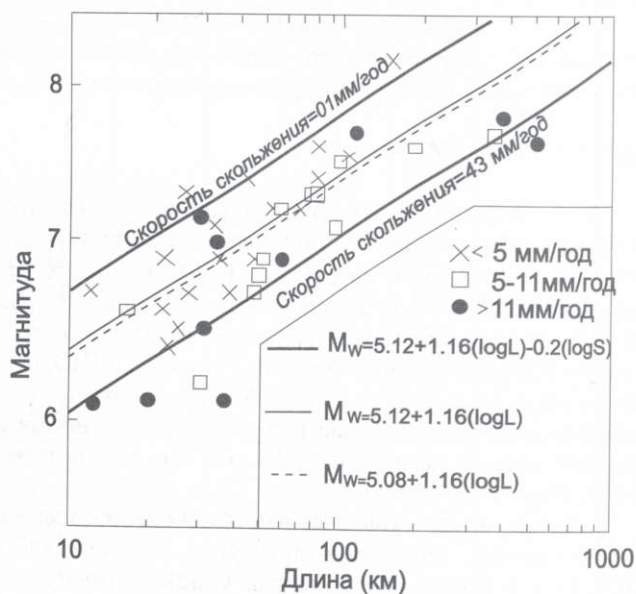


Рис. 2. Графики зависимости между магнитудой землетрясений, длиной разрывов и скоростью смещений по ним [Anderson et al., 1996].

Толщины линий соответствуют уравнениям, помещенным в контуры рисунка; символы соответствуют данным по скоростям подвижек.

нарушения динамического равновесия в зонах разломов, есть ли пространственно-временная закономерность в их активизации и строго ли связаны длины современных сейсмоактивных разломов с зафиксированными магнитудами землетрясений?

В последние годы на примерах тектонически активных зон Центральной Азии проведено тщательное изучение сейсмоактивных разломов по данным сейсмологического мониторинга. Критерием безусловной активизации разломов является приуроченность к ним эпицентров землетрясений. В основе рассматриваемых авторами построений лежит представление о том, что землетрясение любого класса фиксирует нарушение динамического равновесия в зоне разлома, сопровождающееся увеличением интенсивности трещиноватости, его удлинением по простиранию и, при сильных событиях, смещением крыльев. Частота сейсмических событий в зоне разлома отражает интенсивность его активизаций, сила землетрясений – энергетический потенциал реализации активизаций, а тенденция в пространственной направленности очагов вдоль оси разлома во времени воспроизводит усредненную скорость активизаций и ее векторную направленность. При этих процессах в зонах разломов происходит реализация второго [Гольдин, 2002] механизма развития крупной трещины: её продолжающееся формирование идет по уже имеющейся перколяционной сети более мелких трещин, и скорость подобного развития может быть исключительно низкой.

Оценка интенсивности и энергетического потенциала неоднократной сейсмической активизации разломов в относительно короткие интервалы времени выполнена по разработанным в лаборатории тектонофизики Института земной коры СО РАН программам. Они позволяют оперировать базами многотысячных данных по разломной тектонике и сейсмичности территории Центральной Азии или ее отдельных, хорошо изученных частей.

Для оценки интенсивности активизации разломов предложено использовать их количественный индекс сейсмической активности (КИСА) ξ_n (км^{-1}), под которым понимается число сейсмических событий n определенных энергетических классов K , приходящихся на единицу длины разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км) за заданный промежуток времени t (годы) [Шерман и др., 2005]:

$$\xi_n = \sum n(M, K, t)/L. \quad (3)$$

В реальном масштабе времени именно этот показатель характеризует нестабильность крыльев разломов и даёт основание для анализа доли участия разнорангового разломного сообщества в сейсмическом процессе. Для разломов Байкальской рифтовой системы (рис. 3) по КИСА была установлена их селективная активизация с неясно выраженной квазипериодичностью (рис. 3, а).

Для определения энергетического потенциала разломов предложено применять магнитудный (энергетический) индекс сейсмической активности (МИСА) разломов ξ_k , под которым понимается значение класса максимального сейсмического события K_{\max} ($K = \lg E$, дж), приходящегося на длину разлома L (км) при принятой ширине области его динамического влияния M (км). МИСА оценивается по выражению:

$$\xi_k = K_{\max(t)}(M, K, t), \quad (4)$$

где $K_{\max(t)}$ – максимальный класс землетрясения (или его максимальная магнитуда) в области динамического влияния разлома M за заданный промежуток времени t [Шерман, Савитский, 2006]. Ширина области динамического влияния разлома M определяется по уравнению $M=bL$, где L – длина разломов, км; b – коэффициент пропорциональности, зависящий от L и по эмпирическим данным изменяющийся от 0.03 до 0.09 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов. По МИСА за инструментальный период наблюдений разломы Центральной Азии классифицируются на несколько групп, различающихся по энергетическому потенциалу (рис. 4). По сумме наблюдений регистрируется асинхронная квазипериодичность сейсмической активизации по максимальным значениям МИСА для разных разломов (рис. 4, а). Естественно, нет возможности фиксировать изменения длин разломов с каждым новыми и последующими палеособытиями, частота которых была интенсивнее, чем нам позволяют ее регистрировать современные методы сейсмогеологии.

Более того, рассмотрение вариаций КИСА и МИСА указывает на отсутствие ясно выраженной пространственной закономерности в активизации территориально сближенных ансамблей разломов в чрезвычайно короткие интервалы реального времени. Создается кажущееся впечатление, что активизация разломов в границах сейсмоактивных зон происходит хаотично. Эндогенные источники развития разломов и генетически связанной с ними сейсмичности в задаваемые, с геологической точки зрения мгновенные, интервалы времени остаются пространственно и энергетически стабильными. Следовательно, пространственно-временные закономерности в возбуждении активизации разломов следует искать в энергетически слабых, но достаточных для нарушения метастабильного состояния разломно-блоковой среды литосферы триггерных механизмах.

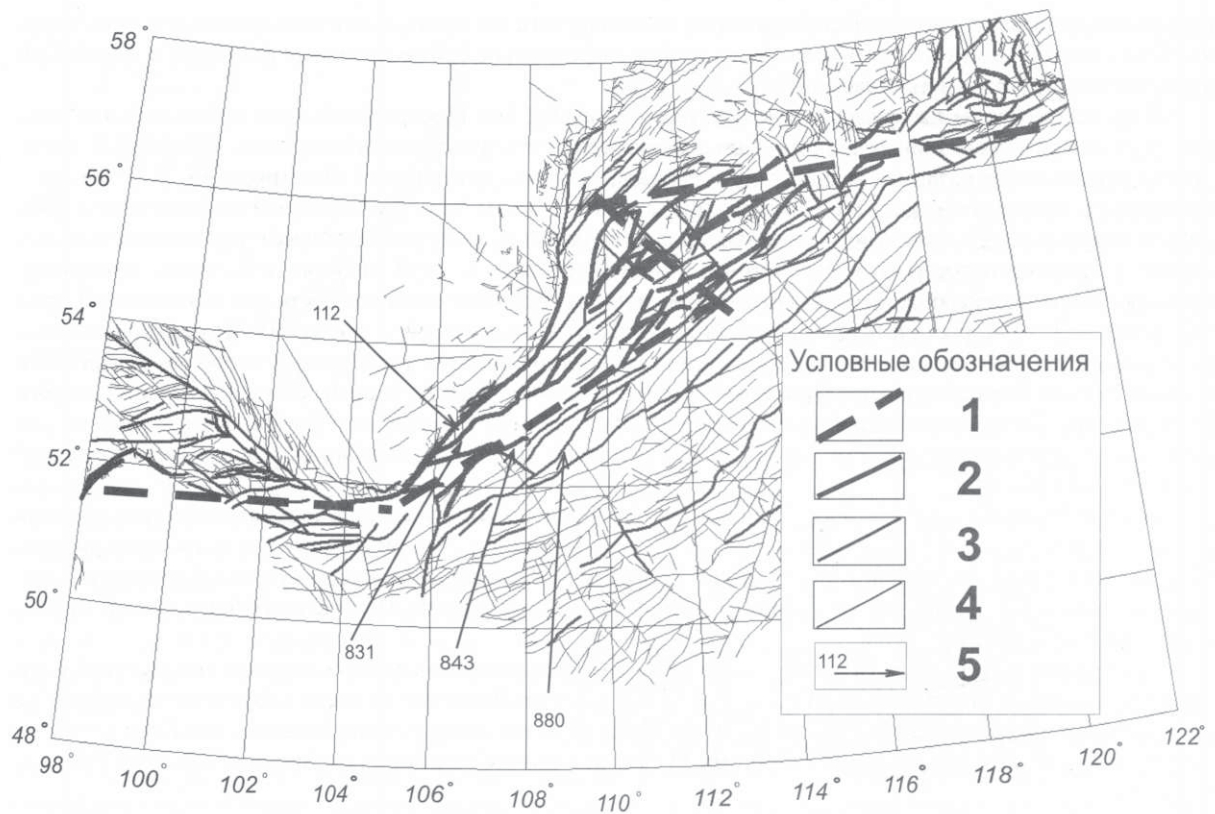


Рис. 3. Карта активных разломов Байкальской рифтовой системы по количественному индексу сейсмичности на базе сейсмических данных за 1960–2000 гг.
 1 – ось зоны современной деструкции литосферы; 2 – индекс сейсмичности >1.0 (весьма активные разломы); 3 – индекс сейсмичности 0.1–0.99 (активные разломы); 4 – индекс сейсмичности < 0.09 (неактивные разломы); 5 – разломы и их номера по каталогу, показанные на графиках рис. 3, а.

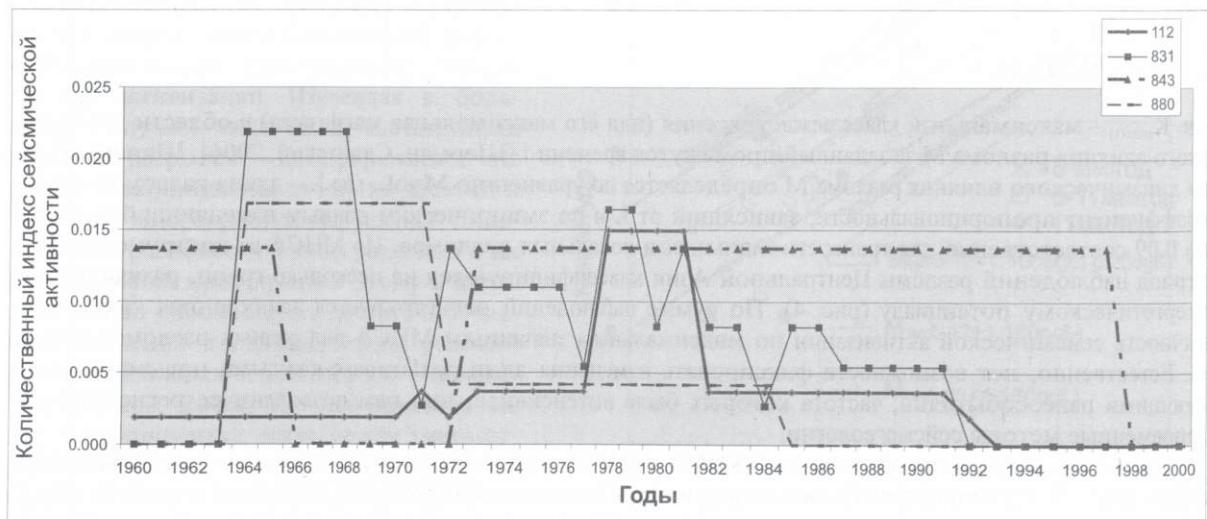


Рис. 3, а. Графики временных изменений активности разломов по разрезу через центральную часть Байкальской рифтовой системы.
 Вверху – графики изменения активности региональных разломов по разрезу через центральную часть Байкальской рифтовой системы (номера на графиках соответствуют номерам разломов на рис. 1).
 Внизу – график изменения активности по оси зоны современной деструкции литосферы в Байкальской рифтовой системе.

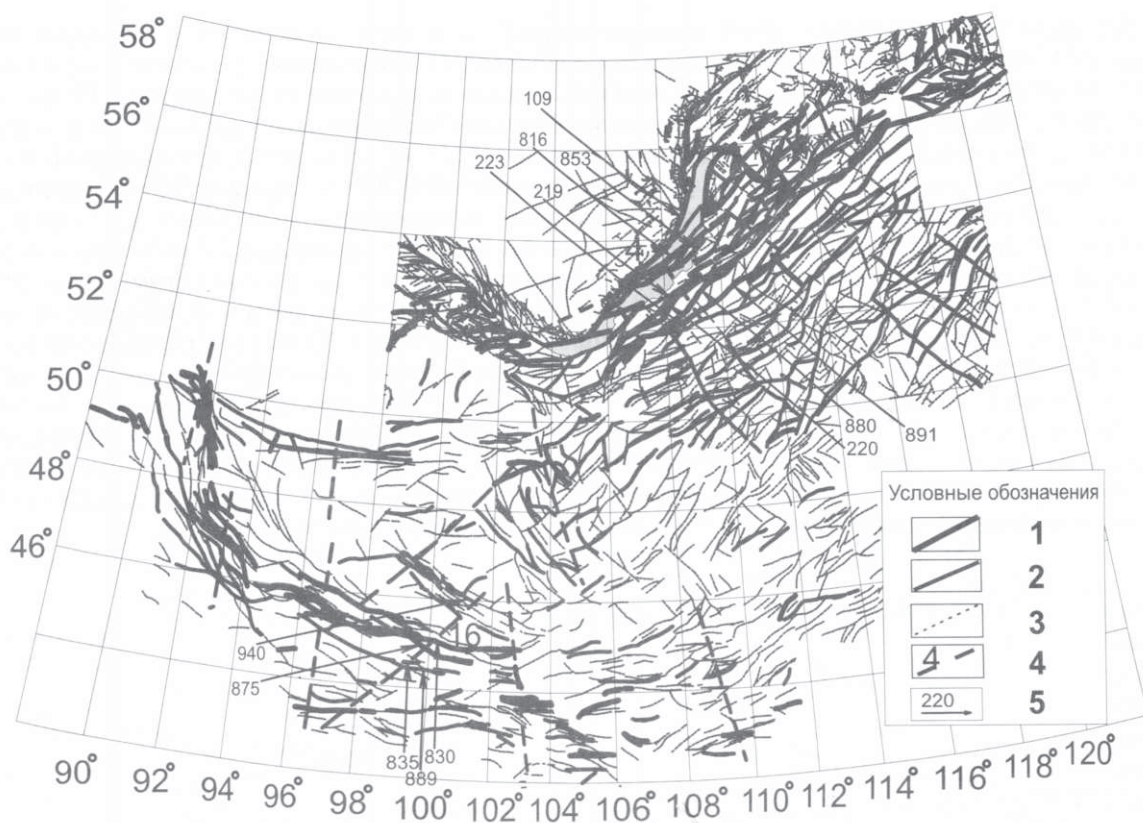


Рис. 4. Карта активных разломов Центральной Азии по магнитудному индексу сейсмической активности: 1 – разломы с МИСА ≥ 12 (весьма активные); 2 – разломы с МИСА 10–11 (активные); 3 – разломы с МИСА ≤ 9 (слабоактивные); 4 – положение сечений на карте и их номера; 5 – номера разломов по каталогу.

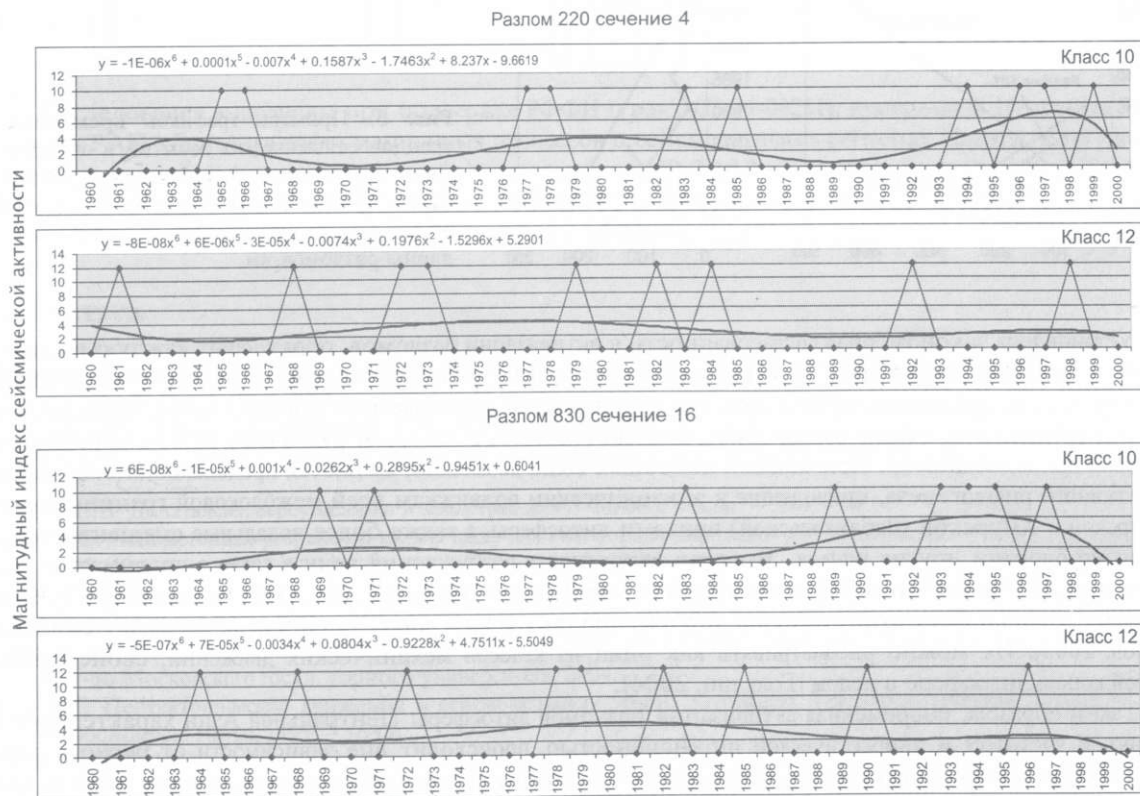


Рис. 4, а. Периодичность изменений магнитудного индекса сейсмической активности по событиям 10 и 12-го энергетических классов на примере двух удаленных друг от друга разломов Центральной Азии.

Для исследования интегрированной пространственной выраженности активизации разноранговых разломов и поисков ее триггерных механизмов изучена тенденция временной направленности возникновения эпицентров землетрясений в зонах динамического влияния сейсмоактивных разломов. На основе каталогов землетрясений, составленных Байкальским филиалом Геофизической службы СО РАН, изучена пространственная направленность временных трендов сейсмических событий, произошедших в областях динамического влияния активных разломов Центральной Азии за последние 40 лет [Шерман, Цуркан, 2006]. Построены графики, на оси абсцисс которых откладывались длины разломов с соответствующими положениями эпицентров землетрясений, на оси ординат – время этих событий. Эпицентры землетрясений конкретных разломов на графиках образовали системы параллельных прямых, как если бы вдоль соответствующих разломов распространялись с постоянной скоростью серии возмущений, инициирующих сейсмические события – активизацию разломов (рис. 5). Прямые на графиках отражают тенденции направленности векторов возмущений (волн) в конкретных разломах, а отклонение прямых влево или вправо от вертикали – направление вектора возмущений по простиранию разрывов. Тангенс угла наклона прямых к оси ординат определяет среднюю скорость возмущений. Разломы по одинаковым углам наклона вычисленных трендов возмущений систематизируются в иерархические ранговые группы, свидетельствующие об идентичных скоростях их активизации. При этом одновременно фиксируются векторы возмущений в рамках выделенных статистически значимых групп разломов.

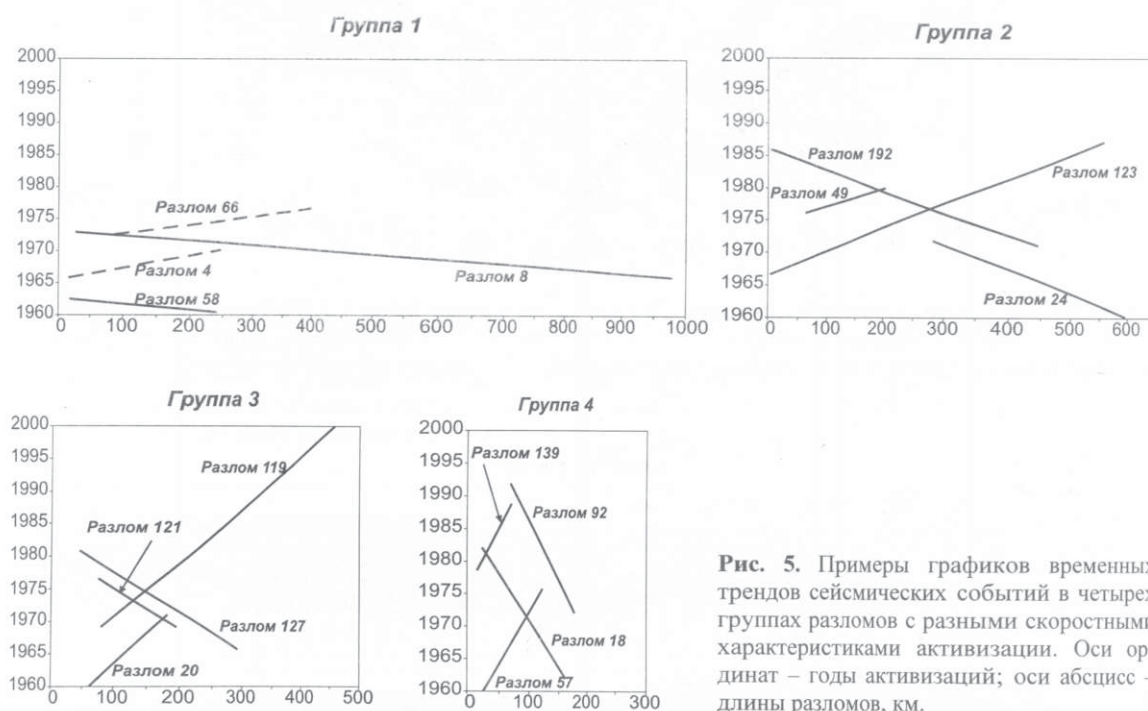


Рис. 5. Примеры графиков временных трендов сейсмических событий в четырех группах разломов с разными скоростными характеристиками активизации. Оси ординат – годы активизаций; оси абсцисс – длины разломов, км.

Установлена закономерная согласованность в активизации разломов, образующих каждую из иерархических ранговых групп (рис. 5). Выдержанные направленности возмущений в разрывах выделенных групп (рис. 5, а) свидетельствуют о том, что генераторами описываемого процесса могут быть медленные деформационные волны разных длин, чувствительность к которым различна у разломов различной ранговой принадлежности. Источниками подобных волн, возможно, являются продолжающиеся процессы активного рифтогенеза, приводящие к эпизодическим подвижкам всей межблоковой границы между Сибирской и Амурской (Забайкальской) плитами литосферы, а также более локальные смещения между крупными блоками других рангов. Высокая вероятность возбуждения волн в связи с подвижками блоков, лежащих на вязком основании, согласуется с расчетами [Николаевский, 1986; Невский, 1999]. К настоящему времени факт существования деформационных волн в зонах разломов не вызывает сомнений [Быков, 2005]. Их можно рассматривать как один из классов механических движений, свойственных земной коре и литосфере в целом [Гольдин, 2004].

Таким образом, современная активизация разломов литосферы Центральной Азии характеризуется различной частотой и энергетической интенсивностью, происходит вне зависимости от региональных полей тектонических напряжений и инициируется медленными деформационными волнами разных длин – триггерными механизмами активизации разломов в реальном времени. Известные количественно выраженные связи между параметрами разломов и современной сейсмичностью нуждаются в дополнительном изучении.

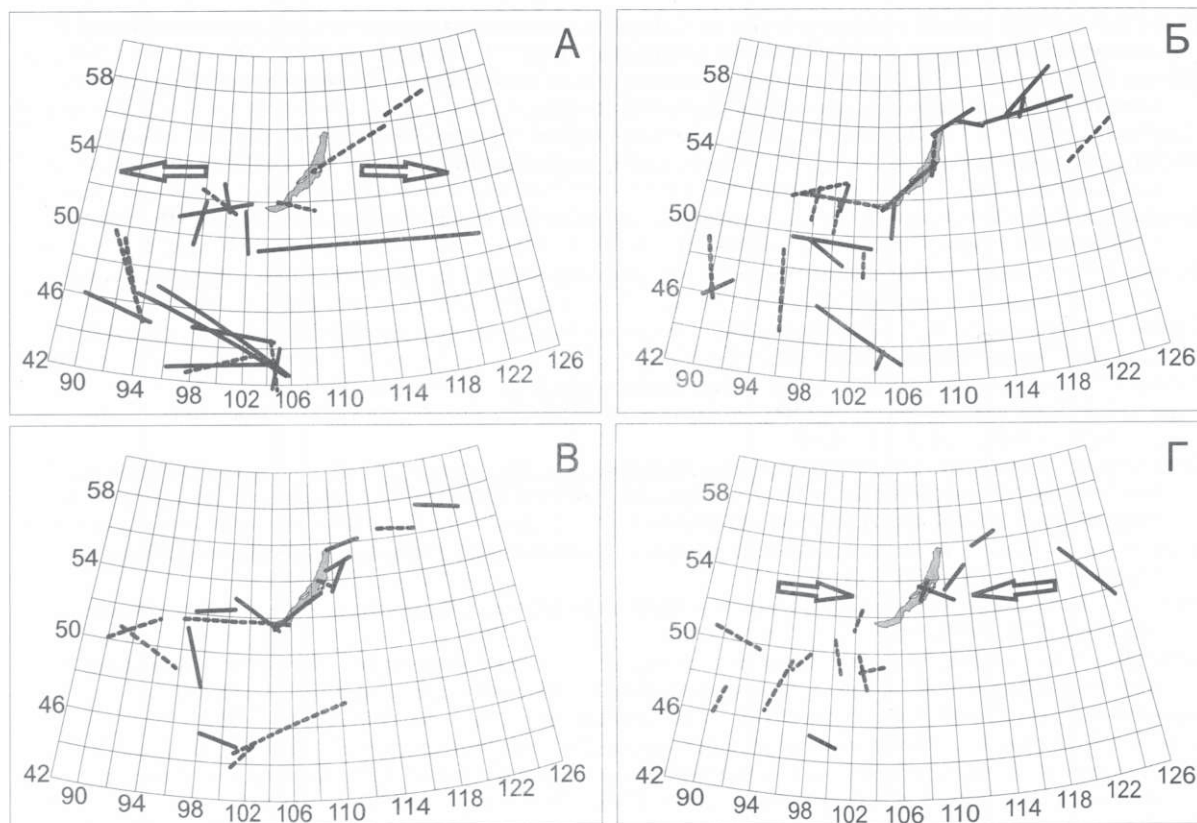


Рис. 5, а. Расположение в Северной Евразии активных разломов БРС и сопредельной территории с различными скоростями и векторами деформационных волн возбуждения. А – разломы 1-й группы; Б – разломы 2-й группы; В – разломы 3-й группы; Г – разломы 4-й группы. Пунктирная линия – вектор активизации разломов направлен с запада на восток; сплошная линия – вектор активизации разломов направлен с востока на запад. Стрелки – примерное направление фронта деформационных волн возбуждения (активизации) разломов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 07-05-00251), программы 16 проекта 3 Президиума РАН «Динамика деформационных процессов в сейсмоактивных регионах Центральной Азии и в очаговых зонах сильных землетрясений» и программы ОНЗ 7.10.3 «Тектоника и геодинамика Центральной Азии в мезозое и кайнозое: формирование осадочных бассейнов и эволюция климата».

ЛИТЕРАТУРА

- Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. – 2005. – Т. 46, № 11. – С. 1176–1190.
- Гзовский М.В. Основы тектонофизики. – М.: Наука, 1975. – 536 с.
- Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. – 2002. – Т. 5, № 5. – С. 5–22.
- Гольдин С.В. Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. – 2004. – № 10. – С. 37–54.
- Губин И.Е. Сейсмогенные разрывы и их значение для сейсморайонирования // Геотектоника. – 1974. – № 6. – С. 29–40.
- Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин В.М. Активные разломы и сейсмоструктура Северо-Восточной Якутии. – Якутск: НЦ СО РАН, 1990. – 148 с.
- Кузьмин Ю.О., Жуков В.С. Современная геодинамика и вариации физических свойств горных пород. – М.: Изд-во Московского госуд. горного университета, 2004. – 262 с.
- Леви К.Г. Неотектонические движения в сейсмоактивных зонах литосферы. Тектонофизический анализ. – Новосибирск: Наука, 1991. – 163 с.
- Лобацкая Р.М. Изучение и оценка разломных зон для тектонического районирования сейсмоопасных территорий // Чрезвычайные ситуации: социогенез, геологическая среда, строительный комплекс. – Варшава: ПГИ, 1991. – С. 40–55.
- Лукина Н.В. Четвертичные движения по разломам юго-западного фланга Байкальской рифтовой зоны // Геотектоника. – 1989. – № 2. – С. 891–100.

- Лунина О.В. Влияние напряженного состояния литосферы на соотношения параметров сейсмогенных разрывов и магнитуд землетрясений // Геология и геофизика. – 2001. – Т. 42, № 9. – С. 1389–1398.
- Лутиков А.И., Донцова Г.Ю. Оценка линейных размеров очагов землетрясений Камчатки по размерам облаков афтершоков // Физика Земли. – 2002. – № 6. – С. 46–56.
- Макаров В.И., Щукин Ю.К. Оценка активности скрытых разломов // Геотектоника. – 1979. – № 1. – С. 96–109.
- Невский М.В. Геофизика на рубеже веков // Избранные труды ученых ОИФЗ РАН. – М.: ОИФЗ РАН, 1999. – С. 124–139.
- Николаевский В.Н., Рамазанов Т.К. Генерация и распространение волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Физика Земли. – 1986. – № 10. – С. 3–13.
- Никонов А.А. Активные разломы: определение и проблемы выделения // Геоэкология. – 1995. – № 4. – С. 16–27.
- Парфеевец А.В., Саньков В.А. Геодинамические условия развития Тункинской ветви Байкальской рифтовой системы // Геотектоника. – 2006. – № 5. – С. 61–84.
- Рейснер Г.И. Геологические методы оценки сейсмической опасности. – М.: Наука, 1980. – 173 с.
- Рогожин Е.А. Тектоника очаговой зоны Нефтегорского землетрясения 27 (28) мая 1995 г. на Сахалине // Геотектоника. – 1996. – № 2. – С. 45–53.
- Рогожин Е.А., Овсяченко А.Н., Мараханов А.В., Бурканов Е.Е., Платонова С.Г. Тектоническая позиция и геологические проявления Алтайского землетрясения 2003 г. // Сильное землетрясение на Алтае 27 сентября 2003 г. – М.: ИФЗ РАН, 2004. – С. 25–37.
- Рогожин Е.А., Рейснер Г.И. Современные методы оценки сейсмического потенциала // Наука и технология в России. – 2001. – № 7 (51). – С. 6–8.
- Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. – 62 с.
- Ружич В.В., Шерман С.И. Оценка связи между длиной и амплитудой разрывных нарушений // Динамика земной коры Восточной Сибири. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1978. – С. 52–57.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. – М.: Наука, 1991. – 96 с.
- Саньков В.А., Лухнев А.В., Радзиминович Н.А., Мельникова В.И., Мирошниченко А.И., Аиурков С.В., Кале Э, Девершиер Ж. Количественная оценка современных деформаций земной коры монгольского блока по данным GPS-геодезии и сейсмотектоники // Докл. РАН. – 2005. – Т. 403, № 5. – С. 685–688.
- Современные геодинамические процессы и их изучение в связи с проблемой прогноза землетрясений. – Киев: Наукова думка, 1986. – 90 с.
- Солоненко В.П. Определение эпицентральных зон землетрясений по геологическим признакам // Изв. АН СССР. Серия геологическая. – 1962. – № 11. – С. 13–22.
- Солоненко В.П. Первые корреляционные зависимости между магнитудами землетрясений и длинами палеосейсмодислокаций // Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения. – М.: Недра, 1989. – С. 238–240.
- Стром А.Л. Оценка величин сейсмогенных смещений по разломам и вероятности их возникновения // Оценка и управление природными рисками. – М.: ОИФЗ, 2000. – С. 37–41.
- Стром А.Л., Никонов А.А. Соотношения между параметрами сейсмогенных разрывов и магнитудой землетрясений // Физика Земли. – 1997. – № 12. – С. 55–67.
- Точер Д. Энергия землетрясений и разрыв земной поверхности // Слабые землетрясения. – М.: ИЛ, 1961. – С. 165–173.
- Трифонов В.Г. Особенности развития активных разломов // Геотектоника. – 1985. – № 2. – С. 16–26.
- Трифонов В.Г., Макаров В.И., Кожурин А.И. и др. Аэрокосмическое изучение сейсмоопасных зон. – М.: Наука, 1988. – 134 с.
- Хромовских В.С., Обухова Л.Г. Количественные соотношения между магнитудами и длинами зон видимых сейсмогенных разрывов по наиболее полной выборке сильных землетрясений мира // Современная динамика литосферы континентов. Методы изучения. – М.: Недра, 1989. – С. 240–256.
- Чипизубов А.В. Выделение одноактных и одновозрастных палеосейсмодислокаций и определение по их масштабам магнитуд палеоземлетрясений // Геология и геофизика. – 1998. – Т. 39, №3. – С. 386–398.
- Шебалин Н.В., Крестников В.Н., Фремд В.М. О методике геологических и сейсмологических исследований для оценки сейсмической опасности // Исследование сейсмичности малоактивных сейсмических зон (Центральная Куба). – М., 1983. – С. 14–18.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1977. – 102 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. – Новосибирск: Наука, Сибирское отделение, 1983. – 101 с.
- Шерман С.И., Днепровский Ю.И. Поля напряжений земной коры и геолого-структурные методы их изучения. – Новосибирск: Наука. Сибирское отделение, 1989. – 157 с.
- Шерман С.И., Савитский В.А. Новые данные о квазипериодических закономерностях активизации разломов в реальном времени на основе мониторинга магнитуд сейсмических событий (на примере Байкальской рифтовой системы) // Докл. РАН. – 2006. – Т. 408, № 3. – С. 398–403.
- Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А. Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // Докл. РАН. – 2005. – Т. 401, № 3. – С. 395–398.
- Шерман С.И., Цуркан Е.А. Медленные деформационные волны как источник и триггерный механизм современной активизации разломов Центральной Азии // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса. Матер. совещания. – Т. 2. Иркутск: Институт земной коры, 2006. – С.

219–223.

- Anderson J.G., Wesnousky S.G., Stirling M.W.* Earthquake size as a function of fault slip rate // *Bull. Seism. Soc. America.* – 1996. – V. 86, № 3. – P. 683–690.
- Khromovskikh V.S.* Determination of magnitudes of ancient earthquakes from dimensions of observed seismodislocations // *Tectonophysics.* – 1989. – V. 166. – P. 269–280.
- Kozhurin A.I.* Active faulting of Eurasia // *Tectonophysics.* – 2004. – V. 380. – P. 273–285.
- Levi K.G., Sherman S.I.* Applied geodynamic analysis // *Musee Royal De L'Afrique centrale.* – Tervuren, Belgique *Annales, Sciences Geologiques.* – 1995. – V.100. – 133 p.
- Nowroozi A.A.* Empirical relations between magnitudes and fault parameters for earthquake in Iran // *Bull. Seism. Soc. Amer.* – 1985. – V. 75, № 5. – P. 1327–1338.
- Sherman S.I., Gladkov A.S.* Fractals in studies of faulting and seismicity in the Baikal rift zone // *Tectonophysics.* – 1999. – V. 308. – P. 133–142.
- Slemmons D.B., Bodin P., Zang X.* Determination of earthquake size from surface faulting events // *Proc. of the International seminar on seismic zonation.* – Guangzhou, China: State Seismological Bureau, 1989. – P. 13.
- Vakov A.V.* Relationship between earthquake magnitude, source geometry and slip mechanism // *Tectonophysics.* – 1996. – V. 261. – P. 97–113.
- Wells D.G., Coppersmith K.J.* New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement // *Bull. Seism. Soc. America.* – 1994. – V. 84. – P. 974–1002.
- Zoback M.L.* First- and second-order patterns of stress in the lithosphere: the world stress map project // *J. Geophys. Res.* – 1992. – V. 97, № B8. – P. 11703–11728.