

УДК 551.24+550.34

## ВАРИАЦИИ И ГЕНЕЗИС СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ В РЕАЛЬНОМ ВРЕМЕНИ

© 2011 г. С. И. Шерман, Е. А. Горбунова

*Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128,  
e-mail: ssherman@crust.irk.ru*

Поступила в редакцию 25.02.2009 г.

На базе геоинформационной системы Digital Faults, разработанной авторами, предложен алгоритм оценки количественного индекса сейсмической активности разломов. По разработанной методике изучены пространственно-временные закономерности современной активизации разломов Центральной Азии. Установлено, что активность разломов меняется с частотой в несколько лет и не может быть объяснена изменениями региональных полей напряжений. Изучена тенденция локализации сейсмических событий в областях динамического влияния активных разломов. Проведена группировка активных разрывов по критериям организации сейсмического процесса в областях их динамического влияния. Показано, что активизация разломов и ее относительно высокая частота в масштабах реального времени вызываются медленными деформационными волнами возбуждения, генераторами которых могут быть межплитные и межблоковые подвижки хрупкой литосферы. По скорости прохождения деформационных волн возбуждения активные разломы могут классифицироваться на группы, различающиеся по геолого-геофизическим параметрам. Они позволяют оценивать направление фронтов деформационных волн возбуждения и выделять области преимущественной активизации разломов в интервалах реального (с геологической точки зрения мгновенного) времени. Приводится карта активных разломов Центральной Азии, графики изменений количественного индекса их сейсмической активности и векторы направленности деформационных волн, вызывающих активизацию разломов. Разработанные методы классификации активных разломов по количественному индексу сейсмической активности, определения векторов деформационных волн активизации разломов существенно расширяют наши возможности по разработке тектонофизических моделей сейсмического процесса в сейсмоактивных зонах литосферы и открывают новые пути решения проблем, связанных со среднесрочным прогнозом землетрясений.

### ВВЕДЕНИЕ

Известные многовариантные модели сейсмических процессов преимущественно нацелены на изучение динамики формирования разрывов или зон их сближений с последующим слиянием трещин для выяснения физических условий зарождения и реализации очагов землетрясения. При этом чаще всего используются модели лавинно-неустойчивого трещинообразования, дилатантно-диффузионные или другие. Если рассматривается разломно-блоковая среда, в которой происходит сейсмический процесс, то оцениваются условия возникновения зацепов, “преодоление” которых генерирует сейсмическое событие. Общим критерием практически для любых типов моделей очагов землетрясений является формирование новой трещины или подвижка по ранее образованному разрыву, в том числе и в случаях с разломно-блоковой структурой литосферы. С точки зрения механики происходит спонтанное нарушение квазистационарного состояния разломно-блоковой среды литосферы. Оно может быть вызвано многими причинами, исследование которых связано с физикой очага землетрясений [Викулин, 2003; Гзовский, 1975; Моги, 1988; Мяс-

кин, 1978; Соболев, 1993; Kostrov, Shamita, 1988; Peltzer et al., 1999; Scholz, 1990 и др.] или с предвестниковыми признаками сейсмических событий [Виноградов, 1989; Соболев, Пономарев, 2003]. Во всех случаях нарушение квазистационарного состояния разломно-блоковой среды связано, прежде всего, с подвижками блоков и преодолением сил трения между ними [Добровольский, 1991; Кочарян, Спивак, 2003; Садовский, Писаренко, 1991; Шерман и др., 1983; и др.]. В такие кратковременные периоды происходит активизация разрывов и, если подвижки реализовываются прерывистым скольжением, то весьма вероятно генерация сейсмических событий, количество которых в заданных интервалах времени и границах пространства и определяет сейсмичность территории. Таким образом, сейсмическое событие и активизация разрыва — генетически взаимосвязанные, неразделяемые явления, в том числе и по соотношениям определяющих параметров разломообразования и сейсмичности [Шерман, 2002].

Сейсмические зоны развиваются на территориях с интенсивной тектонической активизацией раз-

ломно-блоковой среды литосферы, часть разломов которой, тем не менее, остаются пассивными. Ни одна из известных моделей сейсмического процесса не опирается на изучение закономерностей селективной активизации разломов и их периодической сейсмичности, суммарным результатом которых в пространственно-временном отношении является сейсмический процесс. Дополнительные трудности возникают из-за большой разности временных шкал, по которым сопоставляются структурно-геологические (формирование протяженных разломов в течение миллионов лет) и сейсмические (дни, месяцы, годы, первые десятилетия) процессы. Из протяженной цепочки последовательных геолого-геофизических событий, определяющих сейсмический процесс, рассмотрим три их звена: (1) селективная пространственно-временная активизация разломов, контролирующая сейсмические события в сейсмоактивной зоне; (2) пространственно-временная локализация сейсмических событий в области(ях) динамического влияния сейсмоактивного(ых) разлома(ов); (3) вероятные триггерные механизмы селективной активизации разломов в интервалах реального времени (месяцы, годы, первые десятилетия). Через неопровержимые связи сейсмических событий с конкретными пространственно-временными активизациями разрывов, а последних — с подвижками и возникновением очагов землетрясений, можно будет перейти к построениям моделей сейсмического процесса, частью которых являются хорошо разработанные механизмы и модели возникновения конкретных очагов землетрясений в зонах отдельных разрывов или их небольших групп. Решение этих вопросов связано с анализом тектонических и сейсмологических проблем, суммарное заключение по которым будет способствовать разработке тектонофизической модели сейсмического процесса.

#### ФОРМАЛИЗАЦИЯ ПОНЯТИЙ, АКТИВИЗАЦИЯ РАЗЛОМОВ В РЕАЛЬНОМ ВРЕМЕНИ И МЕТОДЫ ЕЕ ОЦЕНКИ

Проблема активизации разломов в реальном времени и на ее основе более глубокий подход к прогнозу землетрясений объединяет фундаментальную и практическую важность исследований. Для преобладающей группы геолого-геофизических процессов исследования в реальном времени затруднительны в связи с задаваемыми ограничениями временных интервалов фиксируемых состояний геологических структур. В обсуждаемых проблемах сейсмичности вопросы активизации разломов в реальном времени приобретают особую значимость, поскольку все известные сегодня модели очагов землетрясений отталкиваются от бесспорной общей позиции — очаг землетрясения суть образование разрыва и/или подвижка по уже существующему. В геологической интерпретации процесс характеризуется как активиза-

ция среды, сопровождающаяся образованием новых или смещениями по существующим разрывам. Методы оценки активизации разломов в реальном времени слабо разработаны.

Понятие “активные разломы” унаследовано от суждений о “живых разломах” и энергично начало внедряться в научную литературу в конце 70-х годов ушедшего века [Никонов, 1995, 1975; Трифонов, 1985; Slemmons, 1990 и др.]. Наиболее часто используемые геолого-геофизические и геоморфологические признаки активизации разломов отражают произошедшие события, возраст которых, чаще всего превышает тысячелетия [Трифонов, Караханян, 2004]. Подобная характеристика активности не может быть использована в прикладной, практической части современной геодинамики, поскольку структурные параметры разломов изменяются уже в процессе активизации. Для анализа взаимосвязей сейсмичности с активизацией разломов их активными разновидностями следует считать те разрывы, геолого-геофизические процессы в областях динамического влияния которых происходят в настоящее время или происходили в недавнем прошлом, не более, чем в столетний предшествовавший период. Близкой точки зрения придерживаются ряд исследователей [Кузьмин, 2004; Несмеянов, 2004]. Ю.О. Кузьмин [2004] на базе повторных геодезических съемок выделяет из группы активных опасные разломы, интенсивные движения по которым зафиксированы в краткосрочный интервал реального времени даже на платформах — типичных асейсмичных областях. Эти наблюдения не только подтверждают факт интенсивной активизации разломов в реальном времени, но и свидетельствуют о том, что относительно стабильные региональные поля напряжений не могут считаться факторами, ведущими к активизации разломов. Для использования геодезических методов исследования активизации разломов необходима достаточно интенсивная частота опроса реперов, закрепленных на разных крыльях разломов. Выполнить это условие на больших площадях и при значительном количестве разломов геодезическими методами не представляется практически возможным. Не исключено, что активизация разломов в реальном времени и на платформах, и в сейсмически активных регионах вызывается общими причинами. Необходимы другие методы исследований активных разломов, которые бы позволяли на современном уровне с использованием числовой характеристики выделять активные разломы и классифицировать их по степени относительной активности в интервалах реального времени.

Несомненным критерием активизации разломов в реальном времени является приуроченность к ним эпицентров землетрясений. Разлом в таком случае следует рассматривать как геологическое тело в трех измерениях. На земной поверхности оно проецируется как эллипсовидная область динамического вли-

яния разлома, в пределах которой проявляются остаточные и/или только упругие деформации, вызванные влиянием сместителя разлома и подвижками по нему [Шерман и др., 1983; Scholz, 2002]. Сейсмический процесс в пределах областей динамического влияния разломов протекает неравномерно в пространстве и во времени [Sherman et al., 2004]. Таким образом, зафиксированная инструментальными методами приуроченность очага землетрясения к области динамического влияния разломов определяет их активность. Довольно часто сейсмически активные разломы в отдельные годы характеризуются очень низкой или, наоборот, высокой сейсмичностью. То же относится к отдельным фрагментам протяженных активных разломов. При этом многочисленные группы закартированных при геологической съемке разноранговых разрывов долгое время остаются неактивными в границах сейсмической области. Для понимания закономерностей достаточно сложной и во многом неясной избирательной, селективной, активизации разноранговых и разновозрастных разломов предлагается их ранжирование по количественному индексу сейсмической активности, используя для этого сейсмический мониторинг (каталог землетрясений).

Под количественным индексом сейсмической активности (КИСА)  $\xi_n$  (км<sup>-1</sup>) разлома понимается число сейсмических событий  $n$  определенных энергетических классов  $K$  (или магнитуд  $M$ ), приходящихся на единицу длины разлома  $L$  (км) при принятой ширине области его динамического влияния  $W$  (км) за заданный промежуток времени  $t$  (годы). КИСА оценивается по выражению:  $\xi_n = n/L$ , где  $n$  – величина, зависящая от  $K$ ,  $W$  и  $t$ . В преобразованном для расчетов виде КИСА может быть представлен в следующей форме [36]:

$$\xi_n = L^{-1} \sum_{K=8}^{K=16} n(W, K, t), \quad (1)$$

где  $n$  – количество сейсмических событий энергетических классов  $K$  ( $E$ , дж =  $10^K$ ) от 8 до 16 за время  $t$ , зарегистрированных на разломах длины  $L$  при ширине области их динамического влияния  $W$  (км), которая оценивается по уравнению:

$$W = bL, \quad (2)$$

где  $L$  – длина разломов, км;  $b$  – коэффициент пропорциональности, зависящий от  $L$  и, по эмпирическим данным, изменяющийся от 0.02 до 0.1 соответственно для трансрегиональных и локальных разломов. При этом принято во внимание известное положение о том, что при увеличении длины разрывов относительная ширина областей их динамического влияния непропорционально отстает от роста длины [Шерман и др., 1983].

КИСА характеризует сравнительную активность конкретных разломов в сейсмической зоне и дает основание для анализа доли участия разнорангово-

го разломного сообщества в процессе активизации территории. В цифровом выражении КИСА однозначно позволяет отделить активные разломы от неактивных на современном этапе развития. Тестирование вводимого индекса сейсмической активности разломов проведено на примерах Байкальской рифтовой системы (БРС) и западной Монголии.

### БАЙКАЛЬСКАЯ РИФТОВАЯ СИСТЕМА И ЕЕ ОКРУЖЕНИЕ КАК ТЕКТОНОТИП ТЕСТИРОВАНИЯ СОВРЕМЕННОЙ АКТИВИЗАЦИИ РАЗЛОМОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

На примере детально изученной БРС рассмотрим закономерности селективной активизации разломов в масштабах реального времени, а также локальную организацию сейсмического процесса в пределах ограниченных областей динамического влияния каждого из активизированных разрывов.

БРС является одной из наиболее сейсмически активных и в то же время социально значимых территорий РФ. Она достаточно хорошо изучена в геолого-структурном плане, тщательно закартирована ее разломно-блоковая тектоника и определена позиция в структуре Евро-Азиатской плиты (рис. 1). Сейсмичность БРС обусловлена структурной позицией на спрединговой границе Забайкальской (Амурской) и Сибирской литосферных плит и системами крупных преимущественно сдвиговых разломов в западной части Монголии, движения по которым определены напряженным состоянием сдвигового типа. Долгоживущий шов между Забайкальской и Сибирской литосферными плитами обуславливает современный общий S-образный структурный план БРС, характеризующийся относительно закономерной сеткой разломов [Шерман, Леви, 1978; Sherman, 1902]. Разломы БРС и сопредельной территории формировались в течение всей истории ее геологического развития – от раннего палеозоя до кайнозоя включительно. Большая их часть представлена активными в кайнозойе структурами. Однако эпицентральное поле землетрясений БРС и сопредельной территории не всегда согласуется с известной разломной структурой региона. Более того, не все разломы, активные по геолого-структурным и геоморфологическим признакам, являются сейсмоактивными в настоящее время.

На примере двух крупных территорий – хорошо изученной БРС, характеризующейся растяжением земной коры, и менее изученной Монголии, характеризующейся сочетанием растяжения и растяжения со сдвиговой деформацией земной коры, – проанализируем возможности применения КИСА для выделения активных в реальном времени разломов и их ранжирования [Карта ..., 2007].

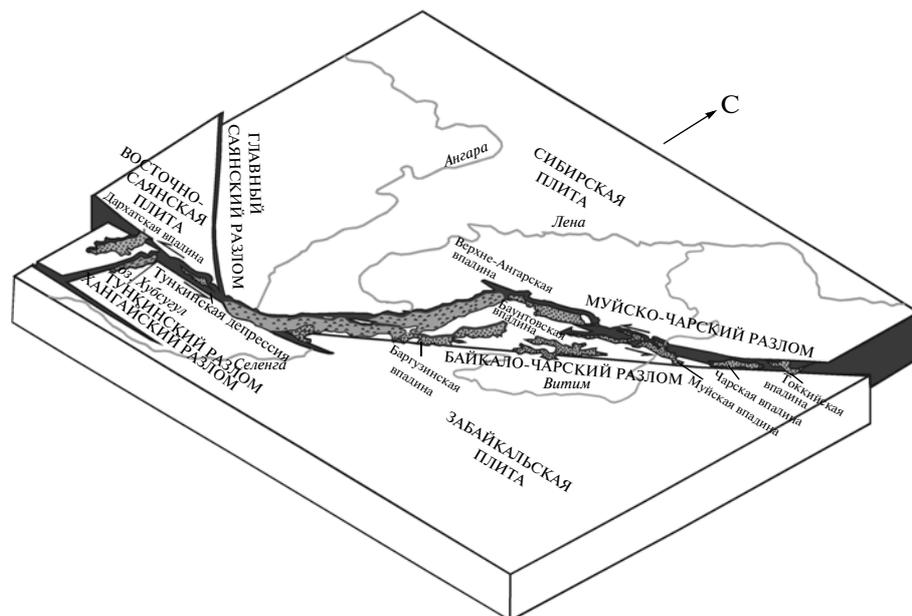


Рис. 1. Байкальская рифтовая система в структуре Центральной Азии [35].

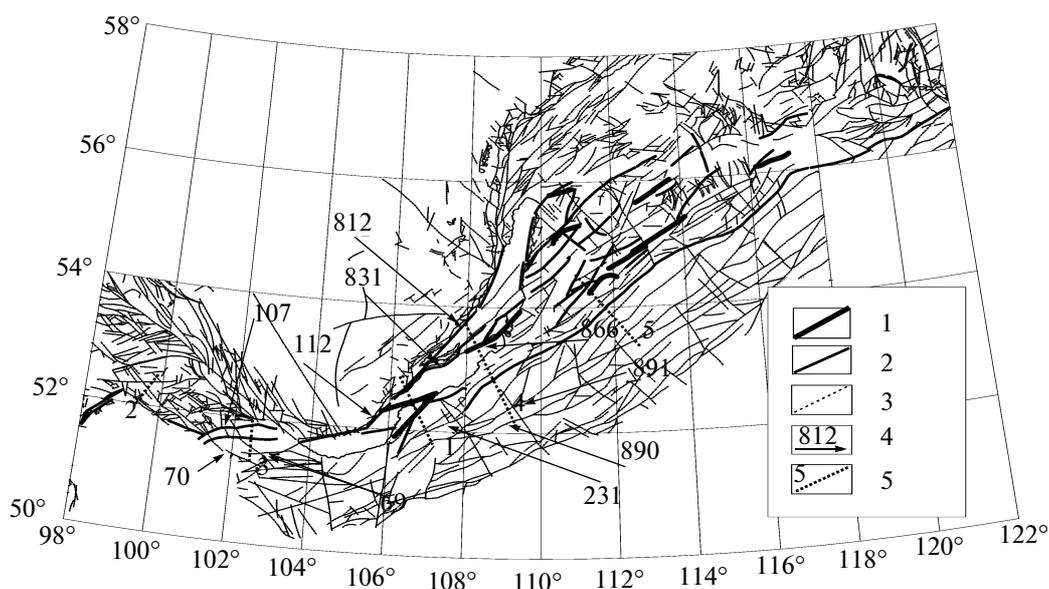


Рис. 2. Карта группирования активных разломов Байкальской рифтовой системы по количественному индексу сейсмической активности за сорокалетний период наблюдений.

Разломы: 1 – весьма активные ( $\xi_n > 1.0$ ); 2 – активные ( $\xi_n = 1.0-0.1$ ); 3 – неактивные ( $\xi_n < 0.1$ ); 4 – номера разломов по составленной авторами цифровой базе данных разломов Центральной Азии; 5 – сечения и их номера.

## СЕЛЕКТИВНАЯ АКТИВНОСТЬ РАЗЛОМОВ В РЕАЛЬНОМ ВРЕМЕНИ

Исходными материалами явились составленные нами цифровые базы данных по разломной тектонике упомянутых регионов и каталоги зем-

летрясений<sup>1</sup> за 1961–2000 гг. В расчетах использованы события с энергетическими классами зем-

<sup>1</sup> Каталог землетрясений Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН и данные National Earthquake Information Center (NEIC).

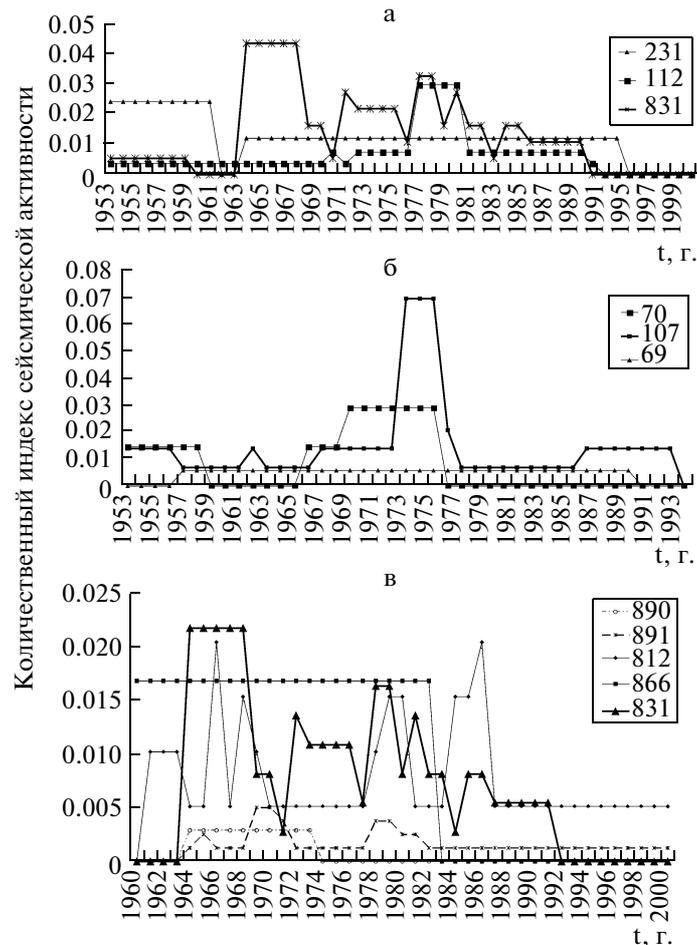
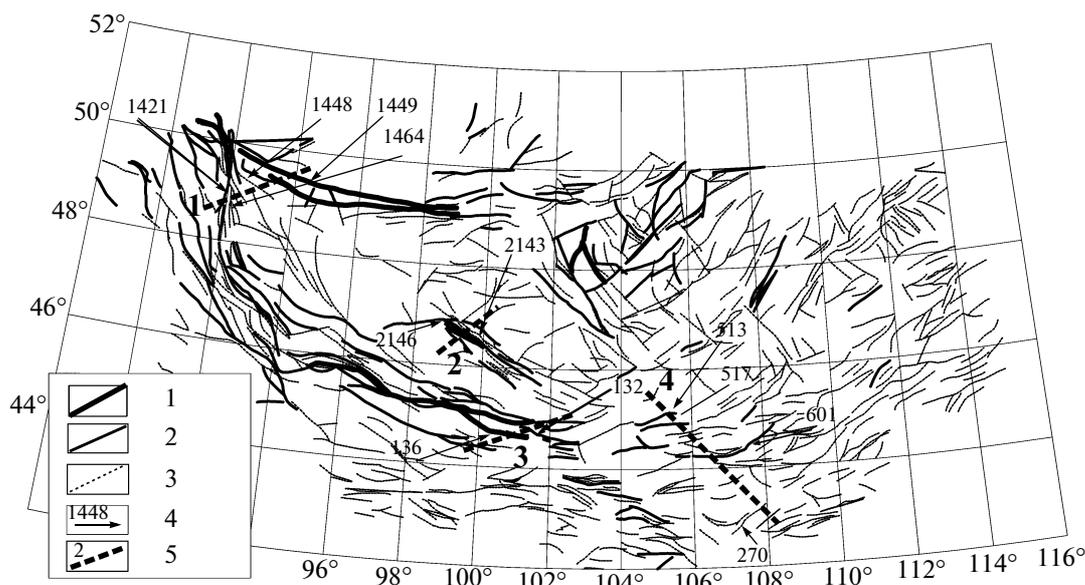


Рис. 3. Годовые вариации количественного индекса сейсмической активности разломов Байкальской рифтовой системы по сечениям: а – сечение 1; б – сечение 3; в – сечение 4.

трясений  $K \geq 8$ . Разработанная геоинформационная система [Шерман, Горбунова, 2008; Шерман и др., 2005] позволила произвести вычислительную работу с базами многотысячных данных по эпицентральным полям землетрясений и разломной тектонике. Области динамического влияния для всех участвующих в выборке разломов оценены как функция их длины по уравнению (2). Вариации значений КИСА дали основание распределить разломы по группам. На карте (рис. 2) дана схема сейсмической активности разломов БРС на базе 40-летних инструментальных регистраций очагов землетрясений. Для центральной части территории характерно раздвиговое поле напряжений, для флангов – раздвиго-сдвиговое. Выделено 3 группы разломов: весьма активные ( $\xi_n > 1.0$ ), активные ( $\xi_n = 1.0 \pm 0.1$ ), неактивные ( $\xi_n < 0.1$ ). На карте проведены пять сечений, на каждом из которых выбраны по 3–4 разлома, для которых, в свою очередь, оценены практически ежегодные изменения их активности. На рис. 3 приведены фактические данные по трем из пяти сечений. На всех графиках фиксируется годичная квазипериодичность активиза-

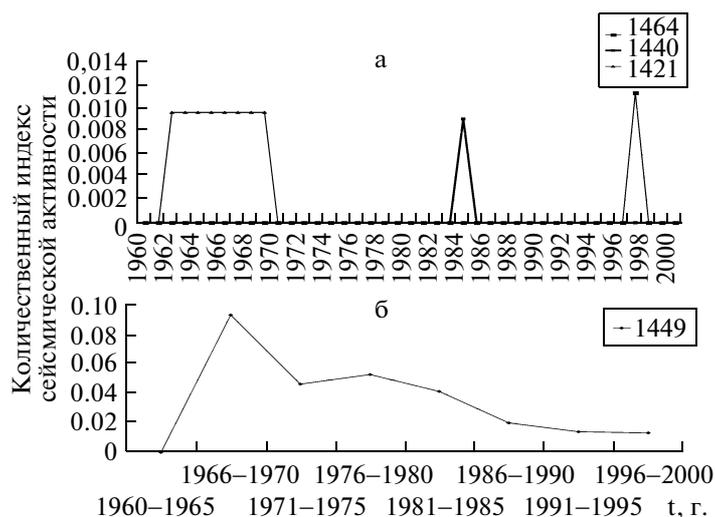
ции. Она не всегда синхронна даже для одного сечения. Более того, из сравнения графиков, показанных на верхнем и нижнем рисунках (см. рис. 3) видно, что даже рядом расположенные разломы могут характеризоваться существенно отличающимися по абсолютному значению КИСА. В целом, приведенные на рис. 3 графики изменений КИСА хорошо иллюстрируют годичные или несколько более длительные во времени вариации активности разломов, которые ни геологическими, ни геоморфологическими методами установить невозможно. Графики отражают квазипериодическую природу временной активизации разломов разных иерархических уровней.

Рассмотрим современную активизацию разломов в иной геодинамической обстановке на примере территории со сдвиговым полем напряжений – Монголии. Оцифровка и последующая визуализация разломов выполнена на основе карт [Карта ..., 1979; Geological ..., 1999]. На карте (рис. 4) выделены разломы: весьма активные, количественный индекс сейсмичности которых превышает два стандартных



**Рис. 4.** Карта активных разломов территории Монголии за сорокалетний период наблюдений.

Разломы: 1 – весьма активные ( $\xi_n > 0.27$ ); 2 – активные ( $0.04 \leq \xi_n \leq 0.27$ ); 3 – неактивные ( $\xi_n < 0.04$ ); 4 – номера разломов по базе данных; 5 – сечения и их номера.

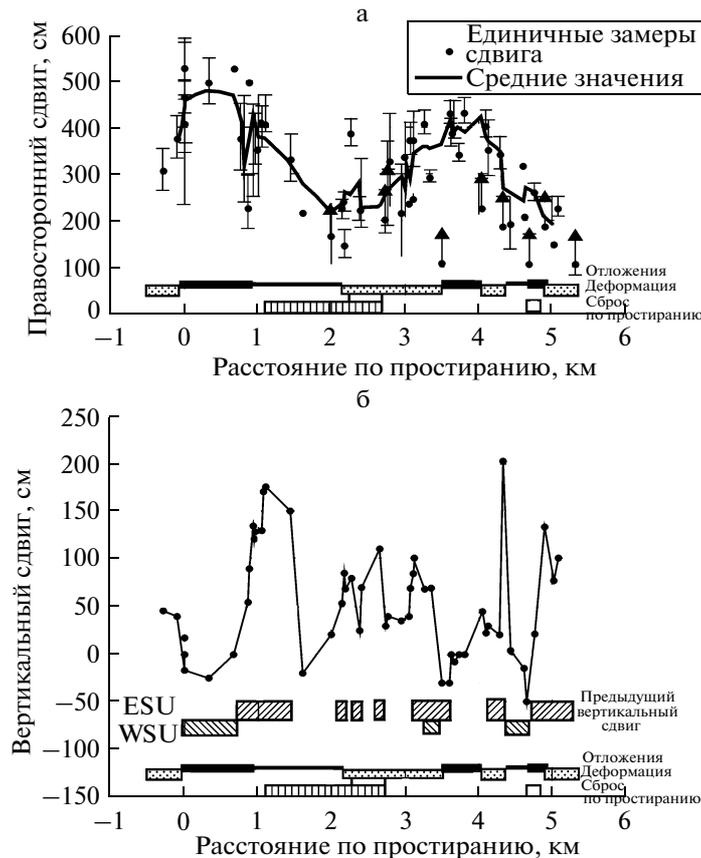


**Рис. 5.** Годовые и пятилетние вариации количественного индекса сейсмической активности разломов территории Монголии по сечению 1.

отклонения ( $\xi_n > 0.27$ ); активные, количественный индекс сейсмичности которых не превышает двух стандартных отклонений ( $0.04 \leq \xi_n \leq 0.27$ ); и неактивные, количественный индекс сейсмичности которых ниже фоновых значений ( $\xi_n < 0.04$ ). На рис. 5 показано сечение 1 по группе разломов в западной части Монголии. У выбранных для иллюстрации разломов фиксируется различная активность по КИСА за многолетний период наблюдений с различными интервалами опроса данных. К сожалению, не исключено, что некоторые последние результаты отражают в числе других геолого-геофизи-

ческих причин и неравно-мерную и не всегда достаточно детальную по сравнению с БРС изученность территории Монголии по сейсмичности и разломной тектонике.

Можно констатировать, что использование КИСА показало изменение тектонической активности разломов в интервалах реального времени и позволило выделить группы активных разломов, интенсивность активизаций которых изменяется в интервалах реального времени и практически не зависит от функционирующих геодинамических режимов регионов. Установлено, что разломы активи-



**Рис. 6.** Вариации горизонтальных (а) и вертикальных (б) амплитуд смещений по простиранию сейсмоактивного разлома Emerson в долине Джонсон (Калифорния) [48]: жирная линия – средние значения; точки – единичные замеры; под кривыми графиков – изменение состава горных пород по простиранию разлома и обобщенные кинематические параметры.

зируются с изменяющейся интенсивностью и чаще, чем фиксируются изменения в тектоническом режиме и региональном поле напряжений. Очаги землетрясений, как своеобразные природные датчики, регистрируют нарушения динамического равновесия в плоскостях сместителей разломов, свидетельствуя о каждом новом акте их активизации. Для ее объяснения необходимо проанализировать пространственно-временную последовательность возникновения сейсмических очагов в областях динамического влияния конкретных разломов и попытаться выяснить общую причину высокой частоты активизаций и ее триггерные механизмы.

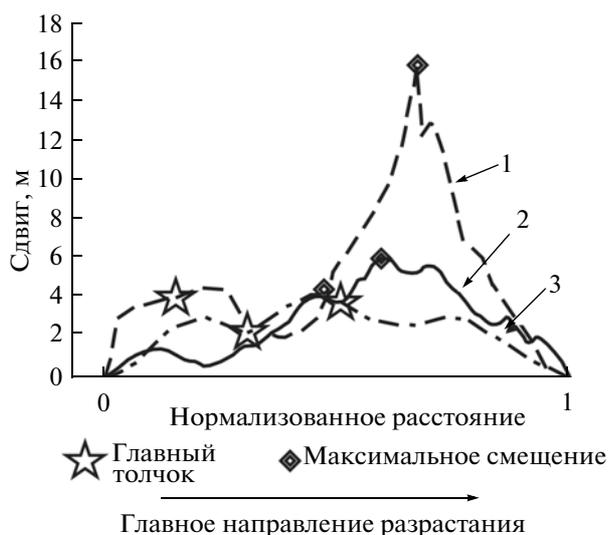
#### О ТЕНДЕНЦИИ АКТИВИЗАЦИИ ОТДЕЛЬНЫХ РАЗРЫВОВ В РЕАЛЬНОМ ВРЕМЕНИ

Опубликованные в последние годы работы выявили определенную тенденцию во вспарывании разрывов при землетрясениях в одном из направлений [Никонов, 1975, 1995]. Рассмотрим некоторые детали локализации смещений в разрывах во времени при постоянном и импульсивном нагружении. Эти на-

блюдения подтверждаются и экспериментальными данными.

В экспериментальной работе В.А. Санькова и К.Ж. Семинского [1988] было убедительно показано неравномерное смещение по простиранию в разрывах, формирующихся в сдвиговом поле напряжений. Эти, трудно воспринимаемые среди геологов в прошлом столетии знания, в настоящее время подтверждены наблюдениями в эпицентральных зонах землетрясений. По этому вопросу весьма аргументированные данные получены при крупномасштабных исследованиях вариаций смещений земной поверхности вдоль сейсмоактивного разлома Emerson в его различных частях (рис. 6). Они сопоставлены с еще более детальными наблюдениями по разлому Garlock (Южная Калифорния) [McGill, Rubin, 1999]. Закономерности между амплитудами горизонтальных и вертикальных смещений и длиной разрывов по простиранию намечаются только по огибающей кривой [McGill, Rubin, 1999].

Таким образом, в каждом конкретном случае, выявленные связи между длинами разломов, амплитудами смещений вдоль них и магнитудами зем-



**Рис. 7.** Расположение главных очагов землетрясений и максимальных амплитуд горизонтальных смещений по простиранию активных разломов [45].

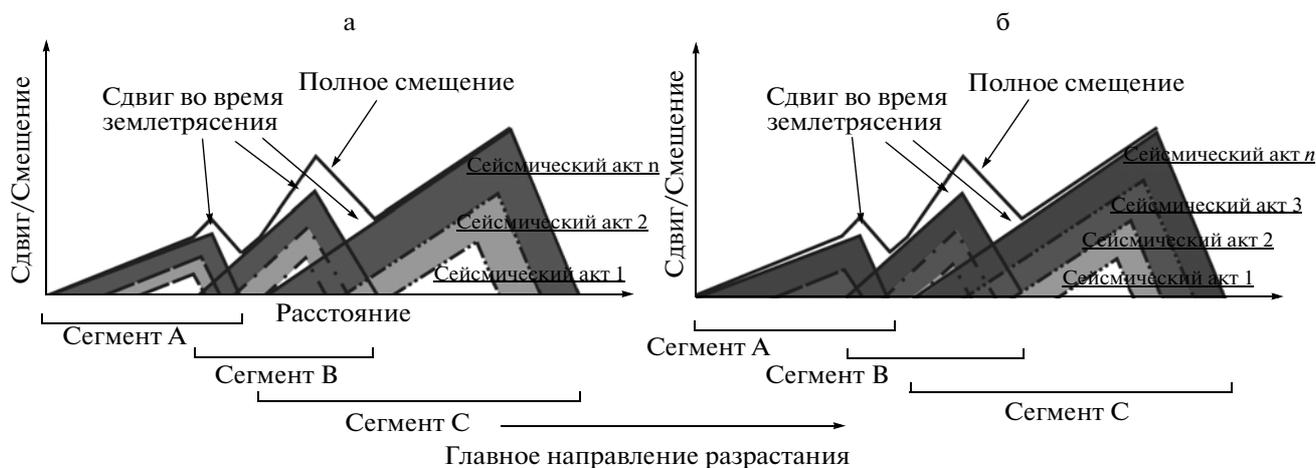
1–3 – графики величины сдвиговых нарушений при землетрясениях: 1 – Kunlun, горная система Кунлунь, Китай (2001,  $M_w$  7.8 [47]); 2 – Manyi, Тибет (1997,  $M_w$  7.6 [49]); 3 – Düzce, Турция (1999,  $M_w$  7.2 [42]).

летрясений во многом могут зависеть от расположения точек фактических наблюдений в природной обстановке и замеров соответствующих параметров вдоль простирания активных разломов.

По разным группам наблюдений развитие и активизация сейсмоактивных разломов происходят преимущественно в одном из двух от эпицентра (очага) землетрясения направлений [Злобин, Бобков, 2003; Шерман, Горбунова, 2008, 2007; Kasahara, 1979 и др.]. Проведенные в последние годы обобщения по расположению максимальных ам-

плитуд смещений по простиранию разрывов и эпицентров землетрясений дали интересный фактический материал. Так, Y.-S. Kim и J.-H. Choi [45] показали, что максимальные смещения в сейсмоактивных разломах не совпадают с положением эпицентров основных толчков, а возникают в некотором удалении по простиранию активного разлома (рис. 7). Известно, что эпицентры последующих относительно сильных землетрясений в конкретно исследуемых разрывах возникают в местах максимальных смещений, связанных с предшествующими событиями. При этом и сила нового события в определенной мере пропорциональна и длине разрыва, и амплитуде смещения [Anderson et al., 1996]. Отсюда наиболее вероятно, что следующий сейсмический акт локализуется скорее всего в точке разлома с максимальным смещением, за ним во времени следующий и т.д. (рис. 8). При постоянстве процесса будет намечаться тенденция в направлении расположения последующих очагов землетрясений и, следовательно, будут определяться и преимущественные направления прорастания разрывов при их активизации.

Для выяснения тенденций векторной направленности возбуждений по наиболее активным разломам рассматриваемого нами региона Центральной Азии были построены индивидуальные графики, на оси абсцисс которых откладывалась длина разлома с соответствующими положениями эпицентров землетрясений; на оси ординат – даты этих событий (рис. 9). Цель графиков – показать временные последовательности расположения событий в зонах конкретных разломов. По физическому смыслу каждый из графиков отражает два новых дополнительных параметра разлома: наклон линии регрессии воспроизводит вектор пространственно-временного “движения” очагов землетрясе-

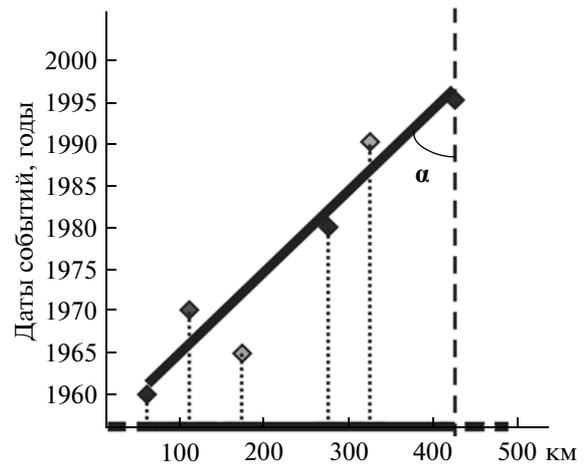


**Рис. 8.** Две модели разрастания активных разломов и накопление амплитуд смещений во времени.

Слева – одновозрастные сегменты разлома и их синхронная активизация; справа – разновозрастные сегменты разлома и их синхронная активизация. Стрелкой показано направление разрастания разлома [45].

ний вдоль разрыва (с одного фланга разлома на другой или наоборот), а тангенс угла ее наклона к оси ординат – среднюю скорость изменения мест локализации очагов, типичную для рассматриваемого разрыва. Эта вычисленная скорость фактически определена по интервалу времени между зафиксированным в нашей выборке из каталога землетрясений первым и последним событиями, лежащими по простиранию разлома в направлении общей тенденции миграции большинства эпицентров. Из оценки скорости автоматически исключены единичные события, локализация которых в зоне разлома не согласовывалась с тенденцией направленности миграции большинства наблюдений. Априори они были отнесены к событиям, происхождение которых связано с другими причинами. Если считать, что скорость связана с внешним воздействием, логично предположить, что она отражает пространственное распространение волны возмущения (деформационной волны), стимулирующей последовательное возникновение очагов землетрясений и активизации рассматриваемого конкретного разлома. По предложенной методике рассмотрена специфика пространственно-временной локализации очагов землетрясений по простиранию наиболее активных разломов Центральной Азии за анализируемые по каталогам с 1960 по 2000 годы.

Выделено более ста разноранговых разломов с зафиксированными в областях их динамического влияния очагами землетрясений энергетических классов  $K = 12-16$ . Построены индивидуальные графики “время фиксации событий – их локализация по оси разлома” и проанализированы векторы скоростных трендов событий по отдельным активным разломам. Группировка разломов по критерию равных скоростей (одинаковых углов наклона графиков) деформационных волн возмущений свидетельствует об идентичных параметрах их активизации (табл. 1). Всего выделено семь групп параллельных прямых с равными, но противоположными



**Рис. 9.** Пример расчетов тенденций локализации эпицентров землетрясений вдоль зоны динамического влияния разлома.

Ось X – длина разлома (км), начало координат соответствует западному концу разлома, сплошная линия – активная часть разлома в фиксируемый отрезок времени (1960–2000 гг.) и места последовательной локализации событий; ось Y – даты событий, годы.  $\alpha$  – угол наклона линии регрессии к оси ординат, тангенс которого соответствует средней скорости миграции очагов землетрясений.

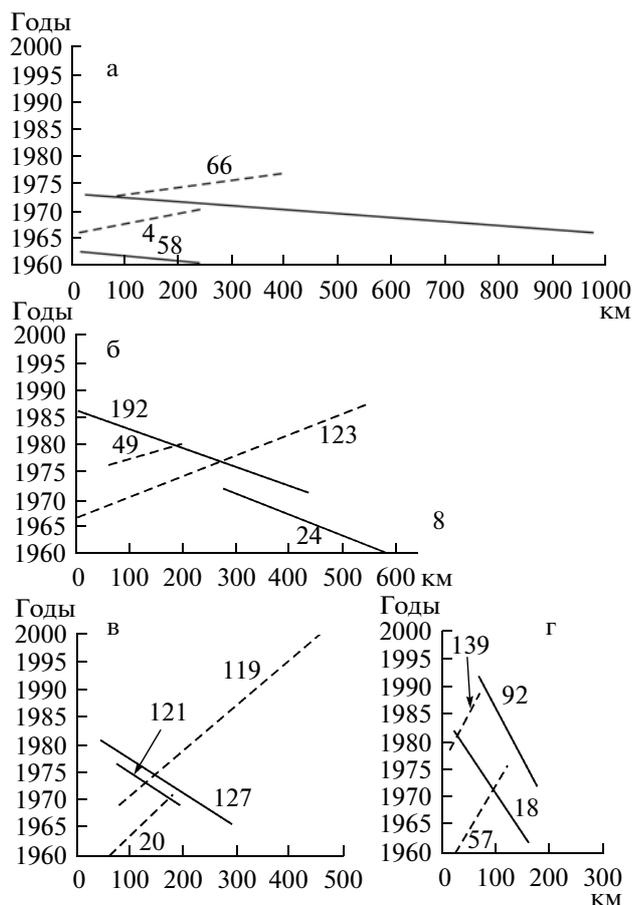
углами наклона, каждая из которых соответствуют одинаковым средним скоростям деформационных волн. Внутри группы разрывы подразделяются на две подгруппы, соответствующие противоположным векторам возмущений (рис. 10).

Для дальнейших построений были исключены три последние, обозначенные в табл. 1, группы разломов как не обеспеченные минимальным количеством исходных данных по локализации очагов землетрясений и, следовательно, не дающие оснований для выяснения тенденций пространственной направленности векторов деформационных волн.

**Таблица 1.** Параметры современной активизации разломов Центральной Азии

Группа/общее кол-во разломов/разломы, участвующие в анализе	Средняя длина разломов, км	Угол наклона тренда локализации, градусы	Средняя скорость, км/год
1	2	3	4
1/26/19	$438 \pm 152$	$89.4 \pm 0.24$	$94 \pm 57$
2/23/22	$321 \pm 87$	$87.44 \pm 0.3$	$22 \pm 3$
3/23/17	$299 \pm 94$	$85.39 \pm 0.4$	$12 \pm 1.25$
4/15/14	$206 \pm 62$	$81.28 \pm 0.9$	$7 \pm 0.7$
5/5/2	$199 \pm 269$	$78.76 \pm 1.8$	$5 \pm 1.8$
6/8/5	$204 \pm 44$	$74.43 \pm 2$	$4 \pm 2$
7/5/3	$131 \pm 84$	$66.32 \pm 5$	$2 \pm 4.9$

Примечание. Большая вариация средней длины разломов вызвана малым количеством используемых данных.



**Рис. 10.** Примеры графиков временных трендов сейсмических событий в четырех группах разломов с разными векторами скоростей активизации.

а, б, в, г – графики временных трендов первой, второй, третьей и четвертой группы разломов соответственно. Оси ординат – даты сейсмических событий, годы; оси абсцисс – локализация сейсмических событий вдоль простираний разломов, км. Номера разломов, указанные на графиках цифрами, соответствуют составленной авторами цифровой базе данных по Байкальской рифтовой системе.

Общая картина расположения на местности активных разрывов в соответствии с принятой классификацией по вычисленным векторам скоростей деформационных волн показана на рис. 11. Пространственное положение разрывов в соответствии с принятыми критериями существенно облегчает геодинамический анализ.

### О ТЕНДЕНЦИЯХ АКТИВИЗАЦИИ РАЗРЫВОВ В ПРОСТРАНСТВЕ И РЕАЛЬНОМ ВРЕМЕНИ НА ТЕРРИТОРИИ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

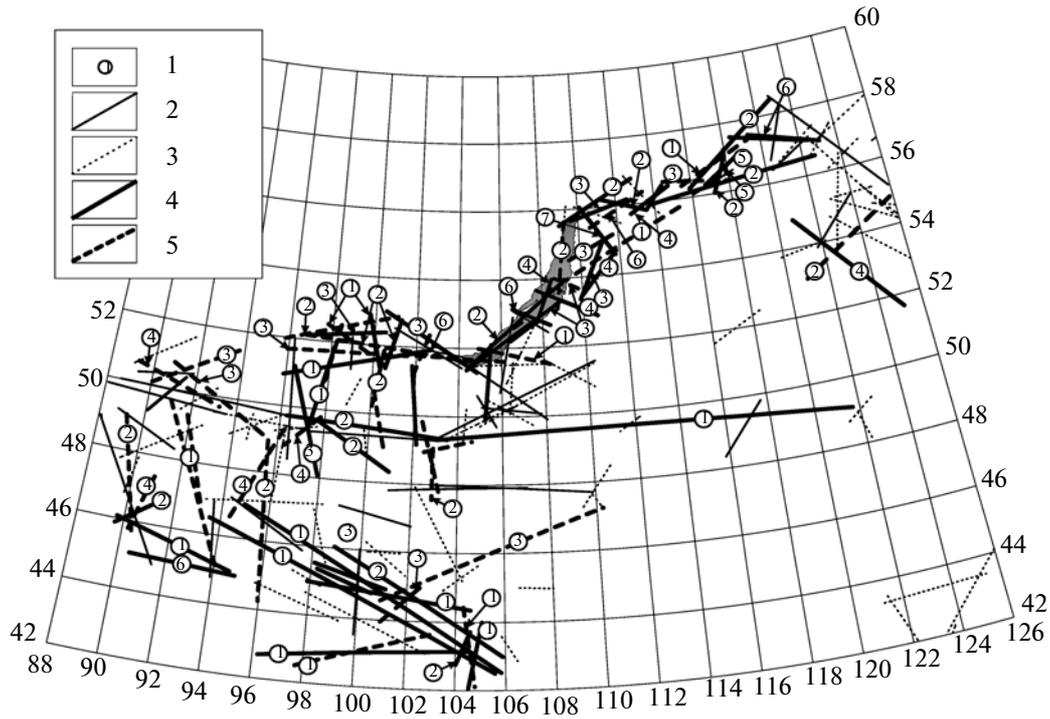
По вычисленным скоростным характеристикам и тенденциям векторов движений деформационных волн возмущения первых четырех групп разры-

вов проведена новая классификация разрывов, проанализировано их пространственное положение в обсуждаемом регионе и взаимоотношения некоторых параметров (рис. 12).

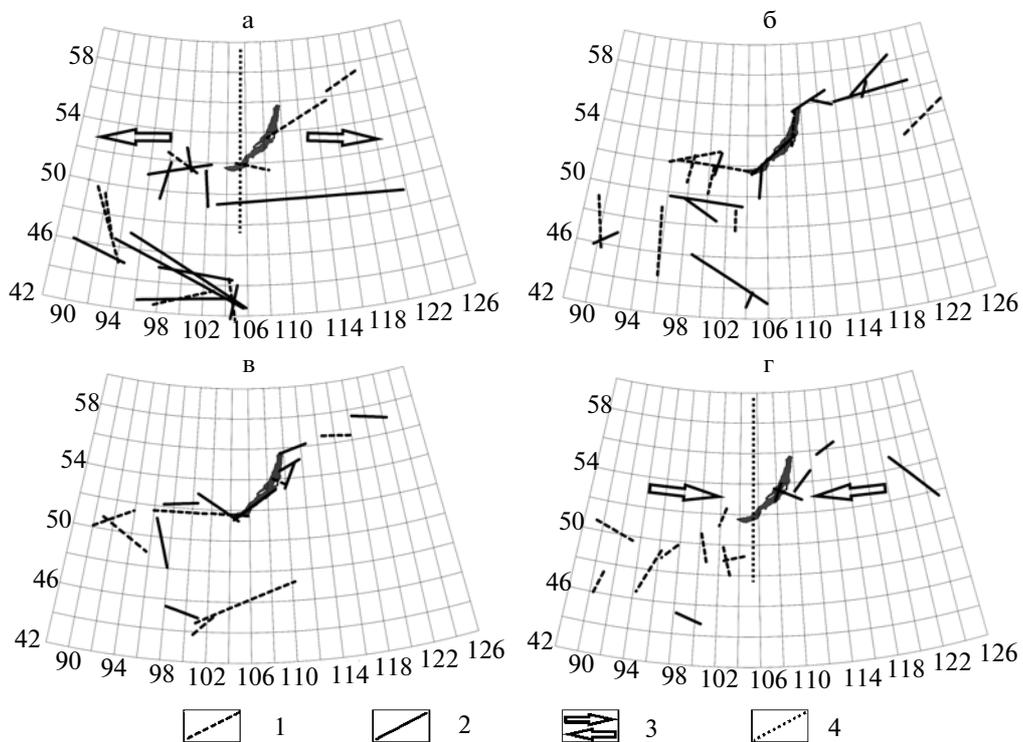
В первой из групп превалирует вектор активизации с запада на восток в восточной части площади и с востока на запад – в западной; в четвертой – все наоборот. Особо выделяются южные части территории, находящиеся в других геодинамических обстановках. По описываемым признакам превалирования векторов вторую и третью группы можно рассматривать как переходные между первой и четвертой. Совершенно бесспорно для всех четырех групп намечается граница изменений векторов активизаций: она субмеридиональна и проходит примерно по  $105^\circ$  в.д., отделяя центральную часть БРС и ее северо-восточный фланг от юго-западного фланга. Иная ситуация складывается на юге площади – территории Монголии. Здесь в первой группе превалируют векторы возмущений с востока на запад, которые к границе с Алтайской сейсмической зоной сменяются на противоположные. Для четвертой группы разрывов однозначно превалируют векторы запад-восток. Складывающаяся ситуация согласуется с разными типами напряженного состояния литосферы этих регионов [Леви и др. 2009] и не противоречит возможности районирования территории по превалирующим векторам деформационных волн (см. рис. 12).

Закономерные согласованности в пространственной направленности активизации разломов в рассматриваемых группах разрывов свидетельствуют о том, что генераторами описываемого процесса могут быть медленные деформационные волны разных длин, чувствительность к которым различна у выделенных, характеризующихся разной длиной, направлениями и морфогенетическими типами, групп разломов.

Источниками подобных волн, возможно, являются продолжающиеся процессы активного рифтогенеза, приводящие к эпизодическим подвижкам всей межблоковой границы между Сибирской и Амурской (Забайкальской) плитами, а также более локальные смещения между блоками других рангов на флангах и в центральной части БРС – наиболее геодинамически активной территории рассматриваемого региона. При этом, для ее центральной части характерно преобладание сбросовых разломов. Для флангов БРС характерно сбрососдвиговое поле напряжений. Оно является переходным к сдвиговому полю напряжений в северо-западной и центральной части Монголии. Высокая вероятность возбуждения волн в связи с подвижками блоков, лежащих на вязком основании, согласуется с расчетами [Невский, 1999; Николаевский, Рамазанов, 1986 и др.]. Ранее, к близким выводам о волновом процессе, пространственно определяющем возникновение очагов землетрясений, но с иным критерием структурного контроля, пришел



**Рис. 11.** Активные разломы Центральной Азии и их группировка по параметрам современной активизации. 1 – номера групп разломов в соответствии с табл. 1 в тексте; 2 – разломы с неопределенными параметрами активизации; 3 – неактивные разломы; 4, 5 – разломы с преобладающими векторами движения волн возмущения: 4 – с востока на запад; 5 – с запада на восток.



**Рис. 12.** Расположение активных разломов Центральной Азии с различными векторами деформационных волн возбуждения.

а – разломы 1-ой группы; б – разломы 2-ой группы; в – разломы 3-й группы; г – разломы 4-ой группы.

1 – вектор активизации разломов направлен с запада на восток; 2 – вектор активизации разломов направлен с востока на запад; 3 – примерное направление фронта деформационных волн возбуждения (активизации) разломов; 4 – возможное районирование территории по преобладающим типам векторов деформационных волн.

**Таблица 2.** Расчетные параметры очагов коровых землетрясений (по Ю.В. Ризниченко [22])

Энергетическая величина землетрясений		Расчетные подвижки в очагах, см	Радиус очага, км	Длина очага, км
М	К			
2.2	8	0.028	0.18	0.49
2.8	9	0.073	0.31	0.87
3.3	10	0.19	0.54	1.5
3.9	11	0.51	0.92	2.7
4.4	12	1.3	1.6	5.7
5.0	13	3.6	2.7	8.3
5.6	14	9.2	4.6	14.0
6.1	15	24.0	7.9	25.0
6.7	16	64.0	14.0	44.0
7.2	17	170.0	23.0	75.0
7.8	18	440.0	40	130.0
8.4	19	1200.0	69.0	230.0

В.И. Уломов [1993]. К настоящему времени факт существования деформационных волн в зонах разломов не вызывает сомнений [Быков, 2005]. Их можно рассматривать как один из классов механических движений, собственных земной коре и литосфере в целом [Гольдин, 2004]. Детальный анализ природы деформационных волн еще предстоит провести. Тем не менее, относительно высокая частота селективной активизации разрывов в реальное время в сейсмоактивных зонах — одно из неопровержимых требований необходимости исследований тектонофизических процессов и разработок комплексных моделей эволюции сейсмоактивных зон литосферы.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ: АКТИВИЗАЦИЯ РАЗРЫВОВ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗРАБОТКИ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ СЕЙСМОАКТИВНЫХ ЗОН

Интенсивная активизация разрывов в короткие интервалы времени сопровождается подвижками вдоль их крыльев [Воейкова и др., 2007]. Теоретические расчеты показывают, что, начиная с 12 класса землетрясений, расчетные подвижки в очагах, безусловно связанные со смещениями крыльев разломов, превышают один сантиметр (табл. 2).

Это существенная величина, которая во всем ансамбле вовлекаемых в активизацию разломов, особенно при  $K \gg 12$  приводит к заметному нарушению динамического равновесия разломно-блоковой среды литосферы сейсмоактивной зоны. Стабильность блоков оказывается нарушенной, что сопровождается дополнительными взаимодействиями между их границами, не возбужденными деформационными

волнами. Возникает другой уровень существенно более слабых причинно-следственных связей на границах разноранговых блоков, одним из следствий которых может быть слабая сейсмичность. Условия, при которых последовательное цепочечное развитие сейсмических событий от деформационной волны возбуждения будет распространяться на другие разломы или постепенно ослабевает и прекратит свое воздействие, могут быть только математически промоделированы. Геолого-геофизические методы изучения процесса формирования слабых землетрясений с высокой детальностью не разработаны.

Разработанные сегодня представления о формировании разломов и областей их динамического влияния [Семинский, 2003; Шерман и др., 1991, 1992, 1994; Scholz, 2002], о приуроченности очагов землетрясений к зонам разломов в этапы подвижек и активизации, тенденция продвижения очагов по одному из направлений разломов — приводят нас к выводу о назревшей необходимости создания новой концепции сейсмического процесса и разработке его тектонофизической модели. Ее схематическое описание: разломно-блоковая среда литосферы — разломы — селективная активизация — очаги в конкретных разрывах — новая активизация — новые очаги в других и частично прежде активизированных разрывах — новая активизация и т.д. Разломно-блоковая среда хрупкой литосферы в тектонически активной области находится в метастабильном состоянии и одним из наиболее вероятных ее триггерных механизмов следует считать деформационные волны.

Предложенные методы классификации активных разломов по количественному индексу сейсмической активности, методы определения векторов деформационных волн активизации разломов существенно расширяют наши возможности по разработке тектонофизических моделей сейсмического процесса в сейсмоактивных зонах литосферы и открывают новые пути решения проблем, связанных со среднесрочным прогнозом землетрясений. Работа над созданием новой тектонофизической модели сейсмического процесса может быть реализована только на основе творческих комплексных объединений различных групп исследователей в науках о Земле.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 07-05-00251, 09-05-12023офи\_м), комплексного интеграционного проекта СО РАН № 61, программы Президиума РАН 16.8, программы ОНЗ РАН 7 и Госконтракта 02.740.11.0446.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46. № 11. С. 1176–1190.
- Викулин А.В. Физика волнового сейсмического процесса. Петропавловск-Камчатский: КГПУ, 2003. 150 с.

- Викулин А.В.* Физика Земли и геодинамика. Петропавловск-Камчатский: Камчатский госуниверситет, 2009. 463 с.
- Виноградов С.Д.* Акустический метод в исследованиях по физике землетрясений. М.: Наука, 1989. 177 с.
- Воейкова О.А., Несмеянов С.А., Серебрякова Л.И.* Неотектоника и активные разрывы Сахалина. М.: Наука, 2007. 186 с.
- Гзовский М.В.* Основы тектонофизики. М.: Наука, 1975. 536 с.
- Гольдин С.В.* Дилатансия, переупаковка и землетрясения // Физика Земли. 2004. № 10. С. 37–54.
- Добровольский И.П.* Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: ИФЗ АН СССР, 1991. 219 с.
- Злобин Т.К., Бобков А.О.* Современная сейсмичность и разломная тектоника юга Сахалина. Южно-Сахалинск: Сахалинский госуниверситет, 2003. 124 с.
- Карта мезозойской и кайнозойской тектоники Монгольской народной республики. Масштаб 1 : 1500000 / Ред. Яншин А.Л. М.: Отдел геодезии и картографии СМ СССР, 1979.
- Карта современной геодинамики Азии. Составители: Леви К.Г., Шерман С.И., Саньков В.А. и др. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2007.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИЦК Академкнига, 2003. 423 с.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика разломных зон // Физика Земли. 2004. № 10. С. 95–111.
- Леви К.Г., Шерман С.И., Саньков В.А.* Современная геодинамика Азии: карта, принципы составления, геодинамический анализ // Геотектоника. 2009. № 2. С. 78–93.
- Моги К.* Предсказание землетрясений М.: Мир, 1988. 382 с.
- Мячкин В.И.* Процессы подготовки землетрясений. М.: Наука, 1978. 231 с.
- Невский М.В.* Геофизика на рубеже веков // Избр. труды ученых ОИФЗ РАН. М.: ОИФЗ РАН, 1999. С. 124–139.
- Несмеянов С.А.* Введение в инженерную геотектонику. М.: Научный мир, 2004. 216 с.
- Николаевский В.Н., Рамзанов Т.К.* Генерация и распространение волн вдоль глубинных разломов // Изв. АН СССР. Физика Земли. 1986. № 10. С. 3–13.
- Никонов А.А.* Активные разломы: определения и нерешенные проблемы // Геоэкология. 1995. № 4. С. 16–27.
- Никонов А.А.* Миграция сильных землетрясений вдоль крупнейших зон разломов Средней Азии // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225. № 2. С. 306–309.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии // Избр. труды. М.: Наука, 1985. 408 с.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф.* Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.
- Саньков В.А., Семинский К.Ж.* Анализ смещений по разрывам в зоне формирующегося трансформного разлома // Изв. вузов. Геология и разведка. 1988. № 4. С. 10–18.
- Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2003. 244 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.
- Соболев Г.А.* Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.
- Трифонов В.Г.* Особенности развития активных разломов // Геотектоника. 1985. № 2. С. 16–26.
- Трифонов В.Г., Караханян А.С.* Геодинамика и история цивилизаций. М.: Наука, 2004. 668 с.
- Уломов В.И.* Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43–53.
- Шерман С.И.* Развитие представлений М.В. Гзовского в современных тектонофизических исследованиях разломообразования и сейсмичности в литосфере // Тектонофизика сегодня (к юбилею М.В. Гзовского). М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 49–59.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука, 1983. 101 с.
- Шерман С.И., Горбунова Е.А.* Волновая природа разломов Центральной Азии на базе сейсмического мониторинга // Физическая мезомеханика. 2008. Т. 11. № 1. С. 115–122.
- Шерман С.И., Горбунова Е.А.* Количественный анализ современной активности разломов Центральной Азии и их триггерных механизмов // Проблемы современной сейсмогеологии и геодинамики Центральной и Восточной Азии. Иркутск: Изд-во ИЗК СО РАН, 2007. С. 195–203.
- Шерман С.И., Леви К.Г.* Трансформные разломы Байкальской рифтовой зоны и сейсмичность ее флангов // Тектоника и сейсмичность континентальных рифтовых зон. М.: Наука, 1978. С. 7–18.
- 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) // ДАН. 2006. Т. 408. № 3. С. 398–403.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука, 1991. 262 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука, 1992. 227 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др.* Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука, 1994. 262 с.
- Шерман С.И., Сорокин А.П., Савитский В.А.* Новые методы классификации сейсмоактивных разломов литосферы по индексу сейсмичности // ДАН. 2005. Т. 401. № 3. С. 395–398.
- 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.
- Carcir Z., Barka A.A., De Chaballier J.-B. et al.* Kinematics of the November 12, 1999 (Mw = 7.2) Duzce Earthquake Deduced from SAR Interferometry // Turkish Journal of Earth Sciences. 2003. V. 12. P. 105–118.
- Geological map of Mongolia. Scale 1 : 1 000 000 / Ed. Tomurtogoo O. Ulaanbaatar, 1999.
- Kasahara K.* Migration of crustal deformation // Tectonophysics. 1979. V. 52. P. 329–341.

- Kim Y.-S., Choi J.-H.* Fault propagation, displacement and damage zones // (Conference Commemorating the 1957 Gobi-Altay Earthquake. Ulaanbaatar, Mongolia, 2007. P. 81–86.
- Kostrov B.V., Shamita Das.* Principles of earthquake source mechanics. Cambridge: Univ. Press, 1988. 286 p.
- Lin A., Kikuchi M., Fu B.* Rupture segmentation and process of the 2001 Mw 7.8 central Kunlun, China, Earthquake // Bulletin of Seismological Society of America. 2003. V. 93. P. 2477–2492.
- McGill S.F., Rubin C.M.* Surficial slip distribution on the central Emerson fault during the June 28, 1992, Landers earthquake, California // J. Geophys. Res. 1999. V. 104. P. 4811–4833.
- Peltzer G., Crampe F., King G.* Evidence of Nonlinear Elasticity of the Crust from the Mw 7.6 Manyi (Tibet) earthquake // Science. 1999. V. 286. P. 272–276.
- Scholz C.H.* The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge: Univ. Press, 1990. 439 p.
- Scholz C.H.* The Mechanics of Earthquakes and faulting. Cambridge: Univ. Press, 2002. 302 p.
- Scholz C., Molnar P., Jonston T.* Detailed studies of frictional sliding of granite and implications for earthquake mechanism // J. Geophys. Res. 1972. V. 77. № 32. P. 6392–6406.
- Sherman S.I.* Faults and tectonic stresses of the Baikal rift zone // Tectonophysics. 1992. V. 208. № 1–3. P. 297–307.
- Sherman S.I., Dem'yanovich V.M., Lysak S.V.* Active faults, seismicity and fracturing in the lithosphere of the Baikal rift system // Tectonophysics. 2004. V. 380. № 3–4. P. 261–272.
- Slemmons A.B.* Paleoseismicity and fault segmentation // Proceed. 1st National Workshop on Paleoseismology. Rendiconti Soc. Geol. It. V. 13. Rome, 1990. P. 5–8.
- Trifonov V.G.* World map of active faults // Quaternary. Intern. Spec. Issue. 1995. № 25. P. 3–16.

## The Genesis of Seismic Activity on Faults in Central Asia in Real Time and its Variations

S. I. Sherman and E. A. Gorbunova

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, Irkutsk, 664033 Russia*

**Abstract**—We used the Digital Faults geoinformation system that we developed to propose an algorithm for quantitative estimation of seismic activity on faults. The resulting technique was used to study the spatio-temporal patterns in the present-day activity of faults in Central Asia. Fault activity was found to vary at frequencies of a few years and cannot be explained by changes in the regional stress fields.

We studied the tendency of seismic events to be localized to areas of dynamic influence due to faults. The active faults were grouped by the criteria of seismicity organization in the influence areas of these faults. It was shown that fault activity and its comparatively high frequency on real time scales are caused by strain waves, which may be generated by interplate and interblock movements in the brittle lithosphere. Judging by the speed of strain waves, the active faults are classified into groups that differ in their geological and geophysical parameters. They can be used to estimate the directions of strain wave fronts and to identify areas of dominant fault activation over intervals of real (geologically speaking) time.

We give a map showing active faults in Central Asia, plots of a quantitative index of their seismic activity, and the directivity vectors of strain waves that excite fault activity. The methods we developed for classifying active faults by the quantitative index of seismic activity and for determining the vectors of strain waves that excite fault activity are all tools that significantly expand our possibilities when developing tectonophysical models of the seismic process in earthquake-generating zones of the lithosphere and open new methods for attacking problems in intermediate-term earthquake prediction.