

РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
ОТДЕЛЕНИЕ НАУК О ЗЕМЛЕ  
ИНСТИТУТ ФИЗИКИ ЗЕМЛИ им. О.Ю.Шмидта

**СОВРЕМЕННАЯ ТЕКТОНОФИЗИКА.  
МЕТОДЫ И РЕЗУЛЬТАТЫ**

Материалы первой молодежной тектонофизической школы-семинара

21–24 сентября 2009 г.,  
Институт физики Земли РАН,  
г. Москва

Москва  
2009

УДК 551.2.3  
ББК 26.324

**Современная тектонофизика. Методы и результаты.** Материалы первой молодежной школы семинара. – М.: ИФЗ, 2009. – 350 с.

В сборнике публикуются материалы докладов первой молодежной школы-семинара по проблемам тектонофизики. В первом разделе сборника публикуются статьи молодых участников школы, а во втором – статьи докладов-лекций. Большая часть статей, представляющих доклады-лекции являются методическими и составляют теоретическую основу современных тектонофизических исследований. В статьях молодых участников школы отражены результаты новых региональных тектонофизических исследований.

Ответственный редактор:  
Доктор физ.-мат. наук Ю.Л. Ребецкий,

Редакторы:  
Кандидат геол.-мин. наук А.В. Маринин, кандидат техн. наук А.В. Михайлова,  
доктор геол.-мин. наук Л.А. Сим, кандидат геол.-мин. наук Ф.Л. Яковлев, Т.П. Арефьева

В оформлении обложки использована фотография Д.Н. Осокиной (2001 г.) и фотография тектонофизического отряда в период работ на Ферганском хребте (1960 г., во главе отряда М.В. Гзовский). При оформлении шмуцтитлов были использованы рисунки из работ Д.Н. Осокиной

# ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ РАЗЛОМОВ ЛИТОСФЕРЫ, ИЗБРАННЫЕ МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ И ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

*С.И. Шерман*

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

**Введение.** Широкое внедрение в повседневную практику геолого-геофизических исследований численных методов для характеристики структур и процессов вызвано требованиями века. Сегодня ни один вид деятельности человека не обходится без применения компьютерной технологии. Она требует использования цифровых выражений при описании и анализе как геометрических форм объектов, их направленности и локализации, так и процессов, с ними связанных. Отсюда исходят наши стремления к расширению возможностей цифровой характеристики геологических объектов и взаимосвязанных с ними явлений. Переход к этому процессу не всегда формально прост. В некоторых случаях необходимо уточнение или даже пересмотр определений, введение новых и/или отказ от старых понятий. Привлечение математических методов для решения многих геологических и тектонических проблем надо рассматривать как существенное дополнение к имеющемуся значительному арсеналу сложившихся и оправдавших себя методов и технологий. Именно так к подобным проблемам подходил и основоположник тектонофизических исследований М.В. Гзовский [1971]. Задача статьи – рассмотреть отдельные вопросы современного состояния и возможности использования цифровых, количественных параметров разломной тектоники в тектонофизических исследованиях.

**Значимые характеристики параметров крупных разломов и их определения.** Разломы – сложные объёмные тела. Их геологическое выражение и размеры на местности изменяются от простых трещин, отражающих разрыв сплошности горных пород от миллиметров до десятков метров, до разломов (локальных, региональных, трансрегиональных, планетарных), отображающих сложное сочетание трещин или разломов различных масштабных уровней протяженностью от сотен метров до тысяч километров. Для достаточно крупных разломов земной коры часто используется термин глубинные разломы, широко вошедший в литературу после работ академика А.В. Пейве [1990]. Однако не всегда глубина проникновения глубинных разломов корреспондирует с принятой терминологией. Рассмотренные в работе [Шерман, 1977] физические закономерности разрушения земной коры, формирования и длительности существования разломов на различных глубинных уровнях по вертикальному разрезу позволяют определять глубинные разломы, прежде всего, как генеральные линейно вытянутые зоны (разломы) на земной поверхности с высокой плотностью региональных и локальных разрывов. Генеральные разломы – это линейно выраженные, протяженные и на разные глубины проникающие области концентрации напряжений в литосфере с хорошо проявленным вертикальным зональным строением (высокая плотность трещин, катаклиз, милонитизация, структуры течения), повышенной сейсмической активностью, высокой проницаемостью для магм, гидротерм и тепловых потоков, длительно существующие в литосфере только благодаря периодической активизации движений в разграничиваемых ими блоках или структурах. В этом нейтральном термине исключен фактор глубинности, предпочтение отдано пространственной протяженности, внутренней структуре и контролируемым процессам.

Результаты сложных геологических преобразований субстрата практически навечно остаются в структуре хрупкой части литосферы. В масштабах геологического времени крупные разломы, в конце концов, приобретают структурно-вещественное выражение и из дизъюнктивных границ раздела превращаются в трехмерные геологические тела. Автор поддерживает эту мысль четко изложенную в работе академика Ю.А. Косыгина [1969], опубликованную более сорока лет тому назад: «Разломы можно рассматривать не только как зоны дислокационного метаморфизма, но и как зоны геохимических изменений, зоны рудных концентраций, зоны размещения магматических тел. Описание разлома-тела всегда зависит от задач исследования и поэтому не может быть исчерпывающим» [Косыгин, 1969, с. 153]. Известные данные по геологическому строению и геофизическим свойствам глубинных и генеральных разломов не противоречат и, более того, находят тектонофизическое объяснение при рассмотрении этих структур как масштабных объёмных зон квазипластического течения вещества [Шерман, 1977, 2009].

Локальные разломы менее значимы в геологической истории регионов, но подчас наиболее ответственны за сложную структурную ситуацию на земной поверхности. Закономерности их структурной организации и развития достаточно четко поддаются количественному анализу и нередко

прогнозированию. Во всех случаях для оценки параметров и выяснения математической связи разломов различных масштабных уровней с другими структурами и процессами необходимо ввести дополнительную формализацию количественного определения понятия разлом и его параметров.

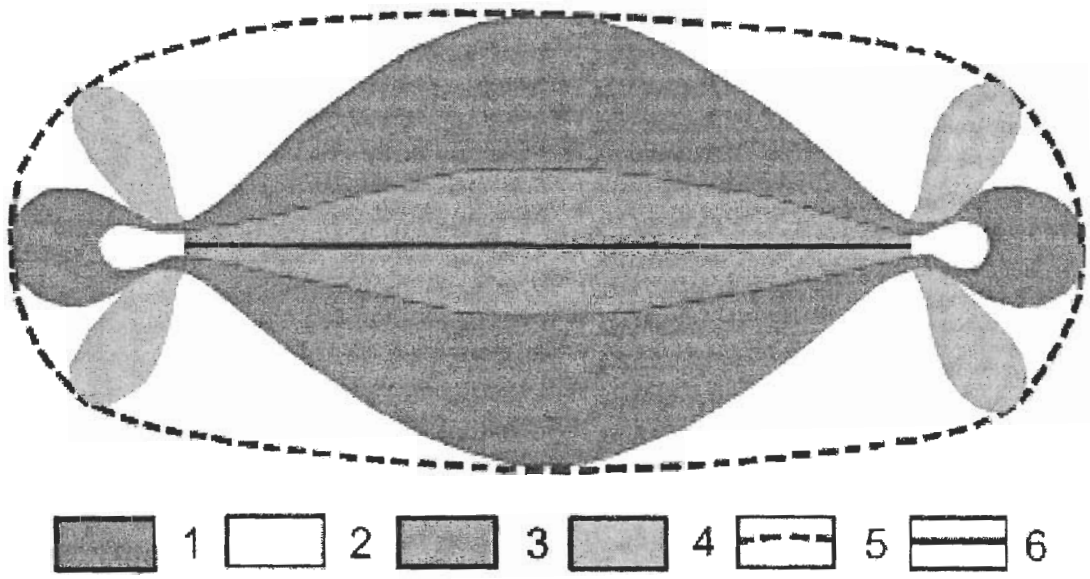
**Параметры разломов** – численное выражение их направлений, длин, глубин проникновения, амплитуд смещений, зон влияния, густоты расположения отдельных трещин или складок, формирующих внутреннюю структуру зон разрывов. При общности параметров по направлению разломы можно объединять в системы. Группы разрывов можно сравнивать и рассматривать как единую систему только при общности их параметров. При этом в системах разломов одного направления могут быть разрывы разных длин. Количественные параметры разломов тесно связаны с динамикой развития разрывов и между собой.

**Модели разломов.** В зависимости от целей и детализации исследований разломы можно последовательно представлять как двух- и трёхмерные тела в пространстве, которые, в свою очередь, необходимо рассматривать в координатах времени. С этой целью используется параметр – область динамического влияния разломов, под которой понимается часть окружающего разлом во всех трёх измерениях пространства, на котором проявляются остаточные, необратимые (пластические или разрывные) и упругие следы деформаций, вызванные формированием разлома и подвижками по нему [Шерман, Борняков, Буддо, 1983]. В плане это эллипсоидная площадь, на которой изменяется общее поле напряжений (рис. 1, А, Б). Ее ширина определяется рядом параметров, но главным образом толщиной слоя, вовлеченного в деформирование, и длиной разрывов. При детальном картировании по латерали область динамического влияния подразделяется на зоны. От центральной осевой линии разлома как правило симметрично по обе ее стороны выделяются зоны: 1 – интенсивного деформирования и дробления пород, 2 – повышенной трещиноватости, вызванной движениями по сместителю, и 3 – незначительных вариаций напряженного состояния, величины модификации которого не находят отражения в вещественном и структурном преобразовании вещества в околоразломном пространстве [Шерман, 2004]. На рис. 1, Б показаны вариации интенсивности зон дробления, выделенные С. Шольцем [Scholz, 2002] по комплексу экспериментальных и геологических данных. По вертикали – третье измерение разлома-тела – изменение реологических свойств среды позволяет выделить пять зон: 1 и 2 – хрупкого и квазихрупкого разрушения, 3, 4 и 5 – квазипластического, пластического и вязкого течений (рис. 2). Границы между зонами неотчетливые с постепенными переходами от одной к другой. Глубины границ зависят от геодинамических режимов, напряженного состояния литосферы и генетически связанных с ними морфологогенетических типов разломов. Такая модель крупных разломов литосферы дает приемлемое объяснение локализации в границах областей их динамического влияния ряда геолого-геофизических процессов и структур. Она формируется в процессе развития разлома, консервативна в пространстве и времени и может быть названа стационарной. Модель не объясняет дискретности реализации геологических формирований (для «геологического» масштаба времени), сейсмических и других современных событий (для реального времени) в локальных местах достаточно большого объема области динамического влияния разломов. Детализация стационарной модели достигается путем ее «совмещения» с нестационарной, в базу которой положен фактор времени. Временная, нестационарная модель разломов призвана обосновать критерии, определяющие дискретный во времени характер контролирующей деятельности крупных разрывов. Временные изменения проницаемости (магматизма, флюидопроницаемости и т.п.), сейсмичности или, другими словами, нарушения стабильности в областях динамического влияния разломов особенно важны в границах реального для социума времени – текущего столетнего периода и его последних десятилетий. Нарушения стабильности, в какой бы форме они ни проявлялись, отражают активизацию разломов. Анализ периодичности активизаций разломов в короткие временные интервалы дает возможность прогнозировать «приразломные» события, особенно сейсмичность.

Таким образом, комплексная тектонофизическая модель крупного разлома литосферы, как трехмерного геологического тела во времени, объединяющая стационарную и нестационарную составляющие, открывает новые возможности рассматривать параметры разломов в широком диапазоне не только их количественных внутренних взаимосвязей, но и во взаимоотношениях с синхронно протекающими процессами. Последовательно рассмотрим разломы как двухмерные и трехмерные геологические тела.

**Разломы как двухмерные тела и соотношения их количественных параметров.** На средне и мелкомасштабных геологических и тектонических картах разломы отображаются в виде линий – проекций двухмерных тел, характеризующихся длиной и глубиной проникновения. Глубина отражает второе измерение плоскости и в зарубежной литературе, особенно в сейсмологической, рассматривается

А



Б

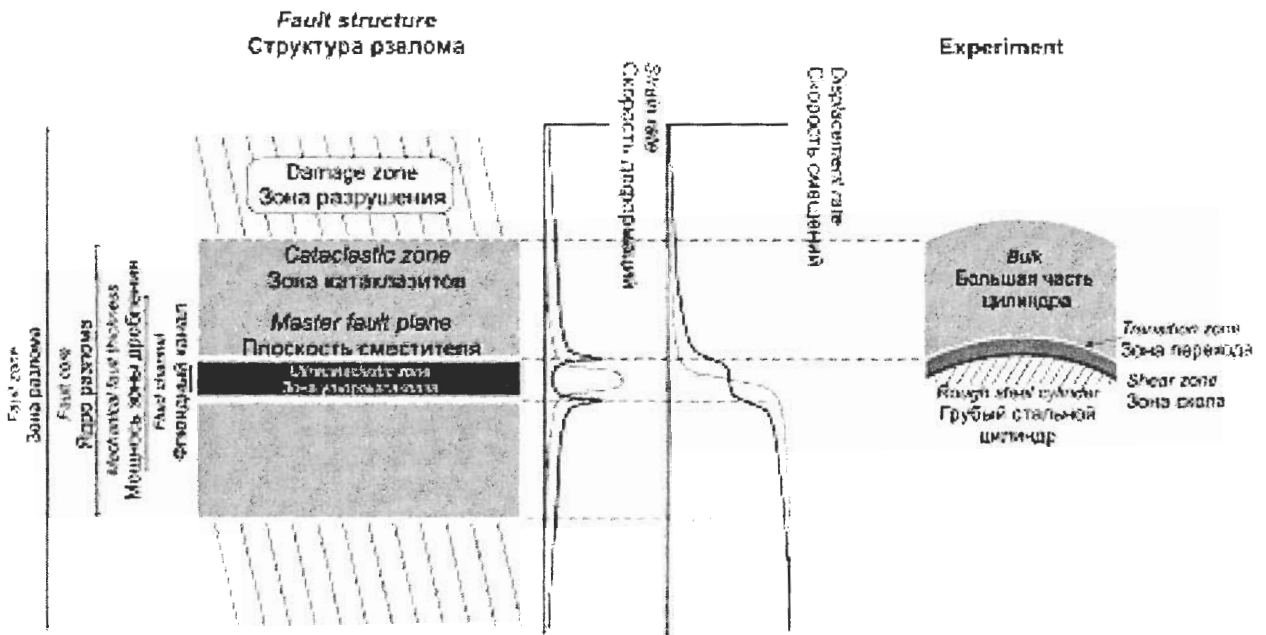


Рис. 1. А. Ориентировка напряжений вокруг разлома.

1 – слабое увеличение напряжений; 2 – сильное увеличение напряжений; 3 – сильное уменьшение напряжений; 4 – слабое уменьшение напряжений; 5 – граница области динамического влияния разрывов; 6 – разрыв. Белое поле – напряжения практически неизменны.

Б. Внутреннее строение зоны разлома по С.Н. Scholz [2002].

как ширина разлома. Третьим определяющим параметром является направление. В совокупности они позволяют выделять системы разломов – группы разрывов со сходными, близкими по численному значению параметрами. И только внутри системы можно анализировать соотношения между параметрами разломов. Такой подход позволил изучить закономерности соотношений между длиной, направлением, глубиной разрывов и некоторыми другими параметрами.

Направление разломов – один из наиболее хорошо известных и изученных параметров во многих регионах мира. Каждая крупная геодинамическая провинция характеризуется типичными для неё двумя, тремя, реже несколькими преобладающими направлениями. Принято считать, что простирающиеся системы разломов предопределены типом напряженного состояния литосферы и процессами ее

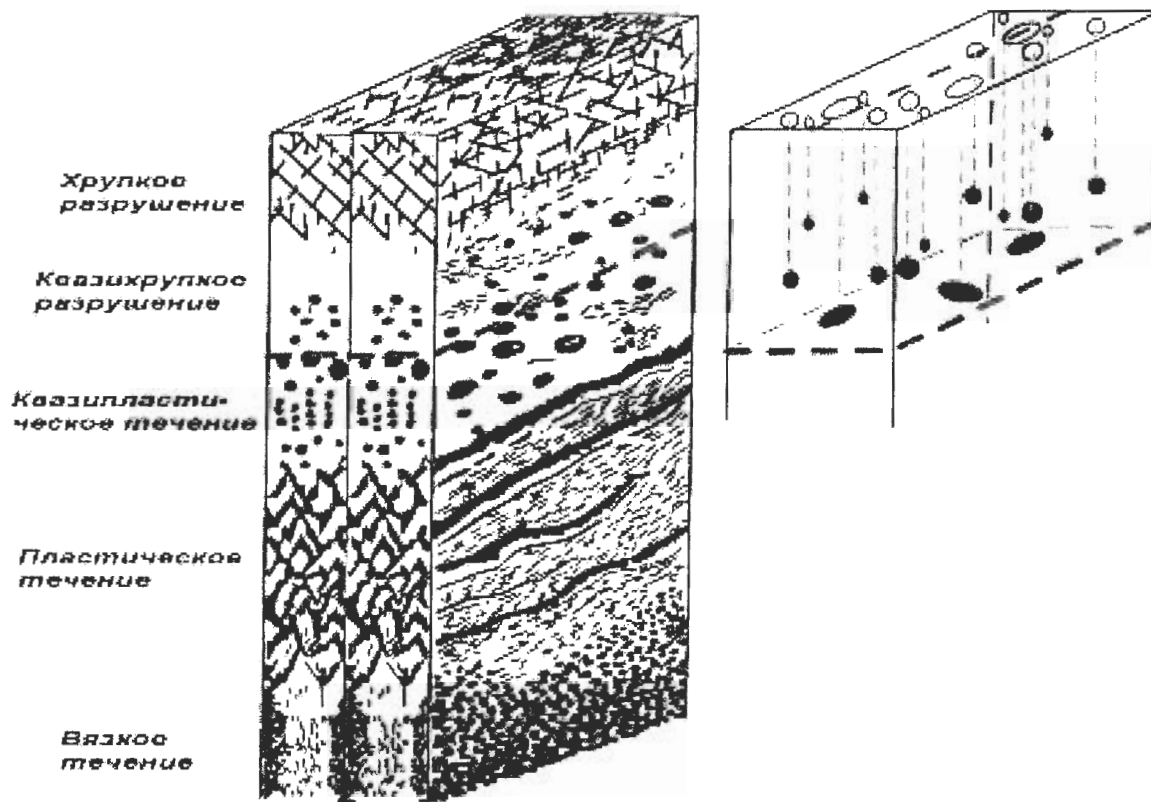


Рис. 2. Принципиальная схема стационарной (слева) и нестационарной (справа) модели разлома. В стационарной модели показано изменение реологических свойств с глубиной и формирующиеся геологические формы; в нестационарной – очаги одновременных землетрясений различных магнитуд.

многократной активизации. При этом основное направление закладывается ориентировкой векторов регионального поля напряжений, а активизации, как правило, изменяют два других параметра разломов. Существуют серьезные доказательства влияния ротационного режима планеты на заложение сетки дизъюнктивных структур. Чисто количественные подсчеты распространения разломов разных направлений показывают изменение соотношений между ними в различных частях даже единой структурной зоны. Обычно это бывает в случаях, когда простирание структурной зоны изменяется [Шерман, 1977]. Простирание разрывов во многом определяется спецификой их заложения.

Последовательность зарождения систем разломов полностью подчиняется законам механики разрушения твердых тел, на базе которой разработана физическая теория формирования разрывов в горных породах [Гзовский, 1975]. В условиях небольшого всестороннего давления дополнительное сжатие пород приводит к формированию двух пересекающихся систем разрывов, угол между которыми зависит от величины всестороннего давления. Системы формируются не синхронно. Обычно одна опережает другую. Первоначально формируются две системы разломов, обуславливающие зарождение разломно-блоковой структуры литосферы (рис. 3). В последующем принципиальная схема развития автомодельно повторяется и в пределе направлена на полное раздробление материала. Небезынтересно и важно отметить, что при постоянном длительном действии стабильного поля напряжений продолжается рост разрывов во времени. Разломы более раннего заложения имеют при прочих равных условиях относительно большую среднюю длину. Заложившиеся в первоначальные стадии геотектогенеза разломы с каждым новым циклом активизации удлиняются, разрастаются, «опережаются» и превращаются в мощные протяженные разломные зоны. К сожалению, отсутствие материалов по безусловной датировке возраста разломов (а не периодов их активизации по контролируемым процессам) не позволяет пока сделать точный количественный анализ этой важной закономерности. Более пятидесяти лет тому назад экспериментально кинетику роста трещин в процессе разрушения твердых тел исследовал В.Р. Регель (1956). Для небольших по форме и объему образцов установлено, что в общем случае зависимость средней длины трещины  $l$  от времени  $t$ , прошедшего с момента приложения нагрузки, имеет следующий вид:

$$\bar{l} = a + k \lg t \quad (1)$$

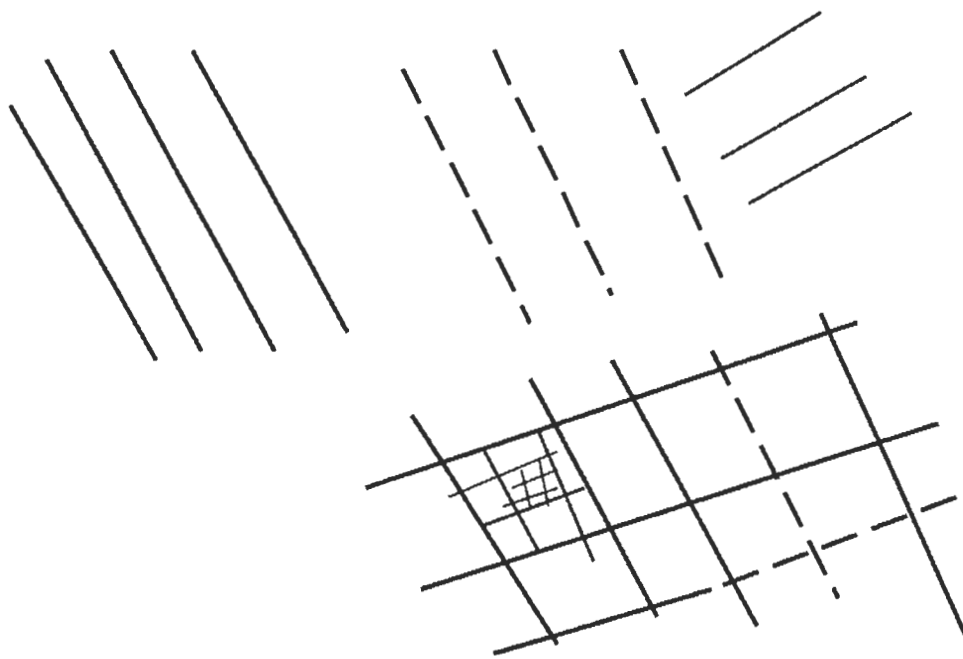


Рис. 3. Схема последовательности заложения систем разломов и формирования разно ранговой разломно-блоковой структуры литосферы.

Параметр  $k$  определяется свойствами разрушаемого материала и величиной прикладываемой для деформации нагрузки  $\sigma$  (с увеличением  $\sigma$  коэффициент  $k$  уменьшается). При прочих равных условиях средняя длина трещины нелинейно увеличивается пропорционально времени действия нагрузки. Нет оснований считать, что в макромасштабах при развитии разломов изменяется принципиальная закономерность описанного процесса. Следовательно, при сопоставлении разломов, имеющих общее направление на данной территории, более длинные из них можно считать и относительно более древними.

Сложнее рассматривается вопрос о связи направлений разломов с геологическими структурами, а в более широком плане с изменениями скорости вращения планеты. Различные расчеты на эту тему, особенно тщательно проведенные Е.Н. Люстихом (1962) и не оспоренные последующими исследователями, показали, что возникающие касательные напряжения при изменении скорости вращения Земли на первые порядки ниже предела прочности горных пород. Отсюда можно уверенно полагать, что ротационные силы Земли могут способствовать разрастанию крупных разломов в случаях, когда векторы порождаемых ими напряжений совпадают с векторами напряжений, генерированных эндогенными процессами. И поскольку установлена определенная связь между типом полей напряжений литосферы Земли и её вращением [Шерман, Лунина, 2001], постольку можно считать, что напряжения в литосфере, вызываемые эндогенными процессами, полнее реализуются тогда, когда их вектор совпадает с вектором напряжений, генерированных вариациями ротационного режима планеты. Таким образом, как минимум, ротационные силы Земли способствуют разрастанию разрывов по простиранию в течение геологического времени и согласуются с приведенным уравнением 1.

Длина разломов определяет степень их влияния на структурный контроль локализации геологических тел и даже течение некоторых процессов. Она наиболее доступна для измерений, цифровые результаты которых легко сопоставлять с другими параметрами. Главными из них являются степень раздробленности или количество разрывов соответствующих рангов длины, формирующихся на «единице» избранной площади, и глубина проникновения разломов.

Современные компьютерные технологии позволяют широко использовать геологические карты для оценки длин разломов. В задачу статьи не входит анализ методик этих работ. Важно обратить внимание на известные данные и их связь с другими параметрами.

Статистическая обработка большого количества различных исходных данных по разным регионам мира показала наличие тесной корреляционной связи между длинами разломов и их количеством, распространенностью. С вероятностью безошибочных прогнозов 0.95% связь между количеством разломов  $N$  и их длиной  $L$  описывается уравнением:

$$L = a/N^b, \quad (2)$$

где  $a$  – коэффициент пропорциональности, зависящий от максимальных длин разломов, участвующих в выборке,  $b$  – коэффициент, отражающий физические свойства пород и условия деформирования, равный  $\sim 0.4$ . В общем плане он отражает реологию среды (рис. 4).

Важным параметром является расстояние между разломами равной длины в системе. В целом устанавливается закономерность оптимальных расстояний  $M$  между разломами соизмеримой длины  $L$ , описываемая уравнением

$$M = kL \quad (3)$$

где  $k$  и  $c$  коэффициенты пропорциональности, изменяющиеся в пределах 0.3-0.4 и 0.8-0.95 соответственно. В тектонически слабоактивных регионах коэффициент  $k$  будет увеличиваться, а  $c$  – уменьшаться. Оцениваемые по уравнению 3 соотношения можно использовать при прогнозе оптимальной густоты различных систем трещин (рис. 5, А, Б).

Вопрос о глубине проникновения разломов принципиально важен для всех представителей наук о Земле. Оценка параметра сложна неопределенностью понятия конец или окончание разлома. На концах единичных трещин фиксируется концентрация напряжений, на окончаниях систем – дихотомация крупных трещин и появление структур типа конского хвоста. Если уйти от этих немаловажных деталей, генерализовать понятие «окончание разлома» и упрощенно рассматривать его нижнюю границу как окончание единичной макротрещины, то зависимость глубины проникновения разрывов от их длины определяется величиной последней. При длинах до 40 км средние глубины  $H$  (км) проникновения разломов оцениваются по уравнению:

$$\bar{H} = 1.04L - 0.7 \quad (4)$$

Фактически средняя глубина проникновения разломов соизмерима с их длиной на земной поверхности. При длинах более 40 км проникновение разломов более глубокое, а свойства среды квазипластичны или даже пластичны. Для оценки глубин разломов длиной более 40 км В.А. Саньков [1989] предложил следующее уравнение:

$$H = 2.8L^{0.7} \quad (5)$$

что говорит об относительном уменьшении глубин проникновения разломов при росте их длины. С увеличением протяженности разрывных зон до сотен и более километров разрастание их сместителей на глубину затрудняется наличием горизонтальных неоднородностей и реологией среды.

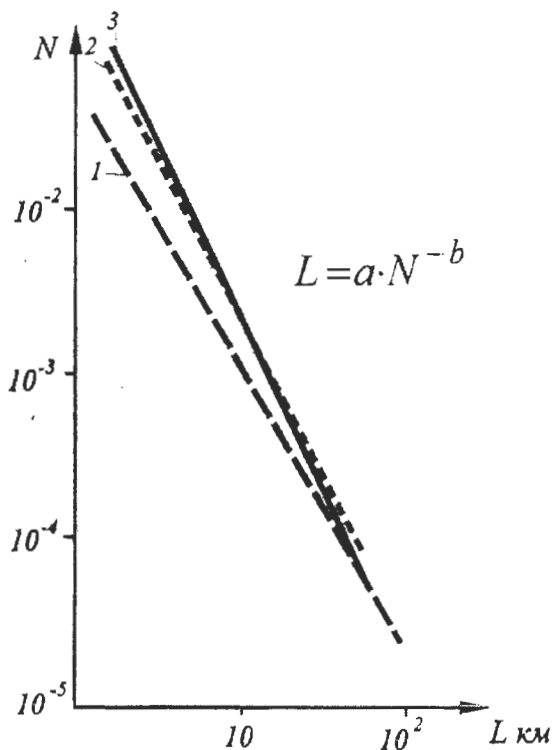
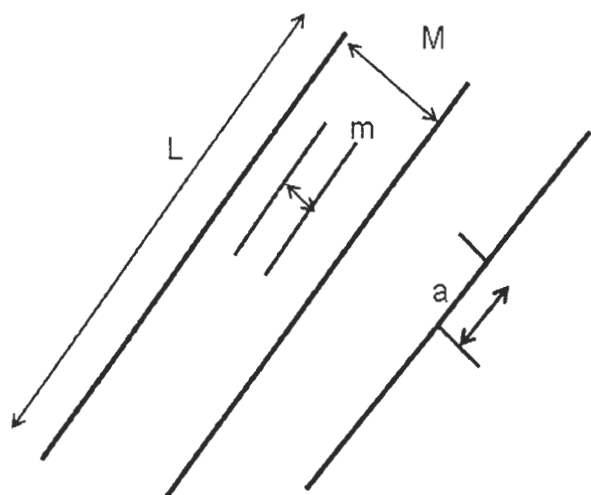


Рис. 4. Соотношения между длиной разломов  $L$  и их количеством  $N$  на  $1 \text{ км}^2$  для регионов с разными геодинамическими режимами [Шерман, 1977].

1 – Западно-Сибирская плита; 2 – Алтае-Саянская складчатая область; 3 – Байкальская рифтовая система.





N - количество

Рис. 5А. Методика оценки параметров между длиной разрывов в системе и минимальным расстоянием между ними, а также амплитуды смещений у сдвигов.

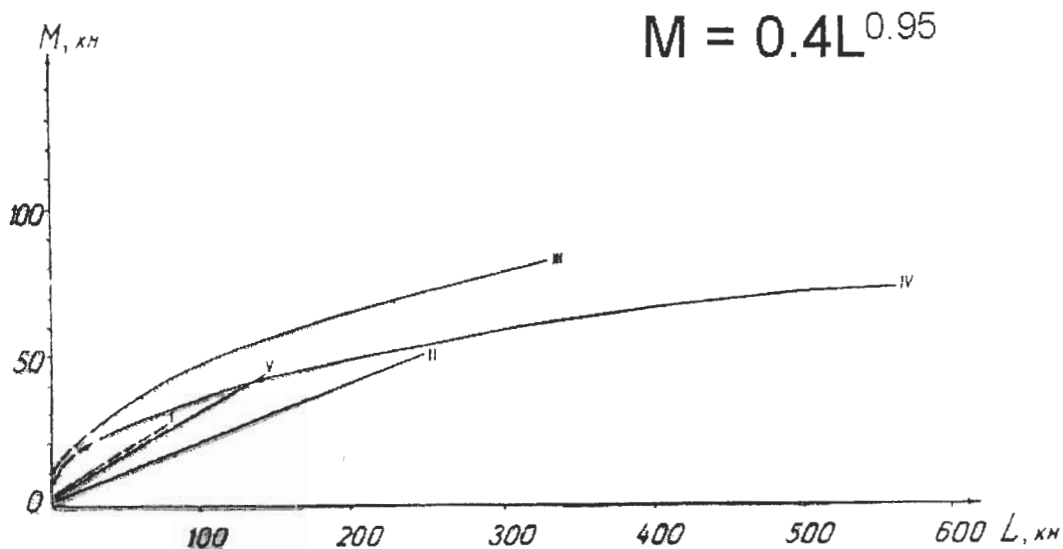


Рис. 5Б. Соотношения между длиной субпараллельных разломов L и расстоянием между ними M [Шерман, 1992].

I – Байкальская рифтовая зона; II – Восточно-Африканская рифтовая зона; III – Алтае-Саянский регион; IV – Евразийский континент; V – континентальные рифтовые зоны.

Нижняя часть коры является средой относительно однородной. При разрывообразовании физические свойства литосферы соответствует телу Максвелла [Шерман, 1977]. Протекание процессов в ней определяется эффективной вязкостью, а время релаксации для подобных сред оценивается соотношением:

$$\tau = \eta/\mu \quad (6)$$

где  $\tau$  – время релаксации, с;  $\eta$  – эффективная вязкость, П·с;  $\mu$  – модуль жесткости ( $\sim 0.3 \div 0.4 \cdot 10^{12}$  дин/см<sup>2</sup>) (см. рис. 2). Отсюда минимальное время существования дислокации после снятия нагрузки (при наиболее низких допустимых значениях вязкости  $10^{20} - 10^{21}$  П·с) около 100 – 1000 лет. Следовательно, даже не затрагивая первопричины образования разломов, можно утверждать, что при снятии напряжений с течением геологического времени глубина активного их проникновения будет уменьшаться. Из изложенного также вытекает, что ниже границы Мохо понятие «глубина проникновения разломов» относительно во времени и всегда следует уточнять о каком геологическом периоде существования глубинного разлома идет речь. Для собственно коровых разломов острота затронутого вопроса снимается.

Таким образом, безотносительно к генетическому типу глубина проникновения локального или регионального разлома пропорционально связана с его длиной на поверхности. С переходом длин разломов в другие более протяженные по длине ранги пропорция связи изменяется с тенденцией уменьшения отношения  $H/L$ .

Регулярность в развитии сетки разломов литосферы находит логическое продолжение в формировании её разломно-блоковой структуры, на что обратил внимание М.А. Садовский [1979]. Эти исследования дополнены наблюдениями в регионах с различными режимами геодинамического развития [Шерман, Семинский, Черемных, 1993]. Для оценки закономерностей блоковой делимости литосферы в соответствии с [Садовский, 1979; Садовский и др., 1987] вычислялись средние поперечные размеры блоков  $L_{бл}$ :

$$L_{бл} = \sqrt{S_{бл}/N} \quad (7)$$

где  $S_{бл}$  – площадь блока. В последующем после набора статистических данных по различным регионам и экспериментальным работам была установлена зависимость:

$$L_{бл} = f(N_{бл}), \quad (8)$$

где  $N_{бл}$  – количество изученных блоков. Уравнения 7 и 8, выраженные в единых линейных единицах измерения, упростили их математические сопоставления, как между собой, так и с другими характеристиками «кусковатости» [Садовский и др., 1987], а точнее блоковой делимости литосферы. Как известно, М.А. Садовский и другие [1987] первыми показали дискретное распределение средних размеров блоков по ряду регионов. Для многих из них оказалось характерным полимодальное распределение средних размеров блоков  $\bar{L}_{бл}$ . Принимая во внимание, что дискретное распределение средних поперечных размеров блоков в каждом регионе имеет несколько отличающиеся моды, нами проведена оценка  $\bar{L}_{бл}$  по всему объему выборки, т.е. определялось соотношение между числом элементов множества (блоков)  $N_{бл}$  и средним поперечным размером  $\bar{L}_{бл}$ . В результате анализа данных построены графики распределения блоков по размерам для структур различных рангов [Шерман, Семинский, Черемных, 1999] (рис. 6). Идентичность всех частных уравнений указывает на общую закономерность блоковой делимости литосферы в деструктивных зонах, не зависящую от геодинамического режима их развития и описываемую уравнением:

$$\bar{L}_{бл} = A / N_{бл}^c \quad (9)$$

при относительно постоянном  $c \approx 0.22 \div 0.35$  и вариациях свободного члена  $A$ , зависящего от изменения масштабов выборки.

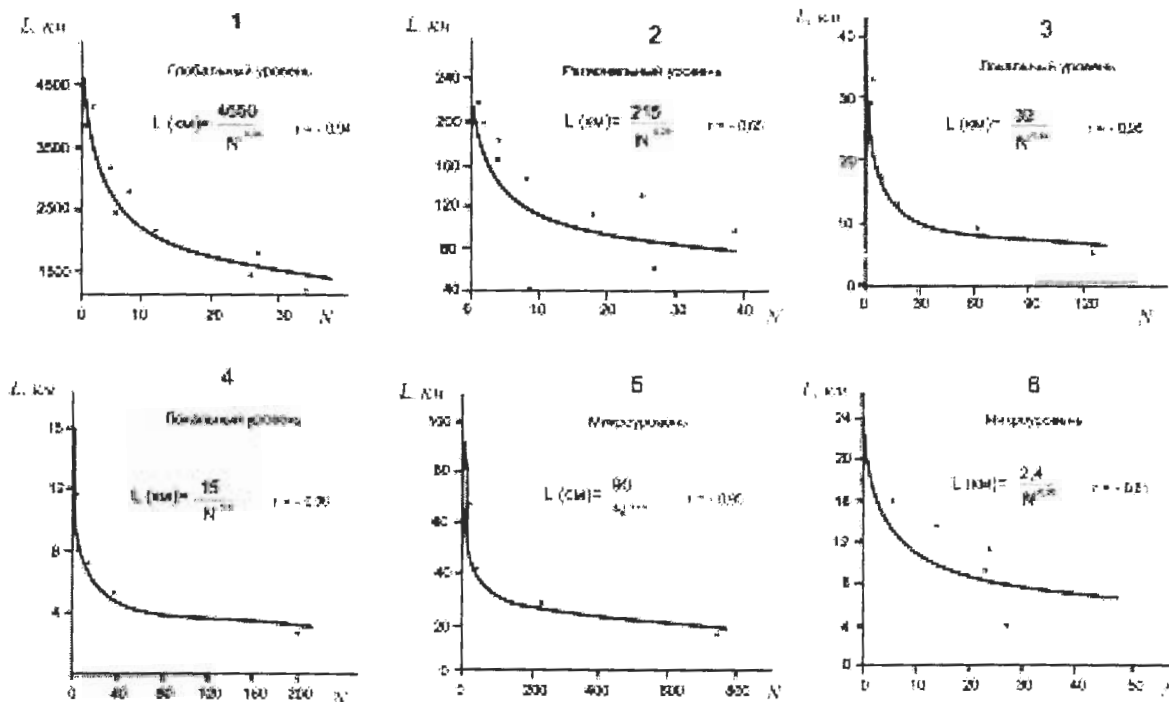


Рис. 6. Графики зависимости среднегеометрических размеров блоков  $L_{бл}$  от их количества  $N$  для структур различных рангов [Шерман, Семинский, Черемных, 1999].

Выполненные расчеты показывают, что блоковая делимость литосферы является закономерным выражением ее деструкции. Она развивается упорядочено, и система блоков образует закономерно изменяющийся иерархический ряд с некоторыми модами преимущественных размеров. Статистическое распределение всей совокупности блоков по размерам закономерно и предсказуемо. Сходство уравнений для блоковой и разломной делимости литосферы позволяет считать, что в основе ее деструкции не зависимо от конкретных форм её выражения лежат одни и те же законы. Блоковую тектонику можно рассматривать как предел разломной деструкции литосферы на соответствующих иерархических уровнях. Таким образом, деструкция литосферы при разных геодинамических режимах и полях напряжений описывается общим математическим выражением:

$$L = A / N^c, \quad (10)$$

где  $L$  – размер разрывных или блоковых структур;  $N$  – их количество;  $A$  – свободный член, зависящий от размеров структур в выборке;  $c$  – степенной показатель, изменяющийся от 0.4 до 0.22 при переходе от разломов к блокам. В более широком плане подтвердились представления М.В. Гзовского о том, «что существует общая закономерность, распространяющаяся на сложенные горными породами твердые тела величиной от лабораторного эксперимента до земного шара» [Гзовский, 1963, стр.441], что и следует из уравнения 10.

Объем статьи не позволяет затронуть весьма важные в практическом отношении параметры локальных и региональных разрывов: соотношения амплитуд сдвигов к их длине, длин одиночных трещин и их зияния, мощности слоя и расстояний между трещинами и некоторые другие. Эти вопросы обсуждены во многих публикациях [Шерман, Семинский, Борняков и др., 1992; и мн. др.]. Упомянутые зависимости определяются комплексом дополнительных региональных геолого-геофизических факторов и представляют область специальных исследований.

Описанные соотношения определяющих параметров разломов как двумерных тел свидетельствуют о наличии устойчивых природных закономерностей при разломообразовании в литосфере.

**Разломы как трехмерные тела и процессы в областях их динамического влияния.** Разломы как трехмерные тела обсуждаются в геологической литературе с шестидесятых годов двадцатого века [Косыгин, 1969; и др.]. Введение понятия «области динамического влияния разломов» расширило возможности исследования взаимосвязей современных геодинамических процессов, происходящих под влиянием разломной тектоники. В плане это эллипсоидная площадь, на которой изменяется общее поле напряжений (см. рис. 1). Ширина области активного динамического влияния (ОАДВ) разломов  $M$  оценивается по эмпирическому уравнению, полученному на базе физического моделирования [Шерман, Борняков, Буддо, 1983]:

$$M \approx H + 0.01 \lg \eta + 0.03 \lg V - C, \quad (11)$$

в котором:  $H$  – толщина деформируемого слоя;  $\eta$  – вязкость;  $V$  – скорость деформирования;  $C$  – свободный член уравнения,  $\sim 0.2 \div 1.0$ .

Введение понятия ОАДВ разломов расширило возможности оперирования в случаях, когда точность определения положения «точечных» объектов на местности оценивается с ошибкой в несколько километров (например, эпицентров землетрясений); или в случаях, когда известный точечный объект или некоторая площадь (например, строительный объект или площадка и т.п.) располагаются в границах ОАДВ разлома. Ниже приводятся два примера: один – использование понятия ОАДВ разлома для связи сейсмического процесса с разломной тектоникой, другой – по последовательности распространения эпицентров землетрясений в ОАДВ разломов оценивается новый параметр: скорость фронта активизации разрыва и движения по его простирацию деформационной волны.

Для оценки более глубокой, чем пространственная, связи очагов землетрясений с разломной тектоникой вернемся к уравнению 10, которое отражает закономерности разломообразования в литосфере, и сопоставим его с уравнением Гутенберга-Рихтера, описывающим сейсмический процесс:

$$\lg N = a - \gamma \lg E \quad (12)$$

или

$$N = a' / E^\gamma \quad (12a)$$

где  $N$  – число землетрясений;  $E$  – энергия землетрясений;  $\gamma$  – угловой коэффициент графика повторяемости, незначительно изменяющийся в разных сейсмически активных регионах мира. Заметим, что впервые на генетическую связь разломообразования и сейсмичности обратил внимание М.В. Гзовский [1963].

Известно, что угловой коэффициент графика повторяемости землетрясений достаточно хорошо отражает сейсмическую характеристику любого района и представляет собой относительно постоян-

ную величину. То же следует и из отношения количества разрывов и их длины. Угловой коэффициент линии  $N = f(L)$  также будет величиной относительно постоянной. Сходство графиков, у которых системы координат отражают генетически близкие величины, говорит об общности и направленности генетически взаимосвязанных процессов. Отнесенные к единице площади и времени уравнения 10 и 12 можно качественно сопоставить, приняв, что  $N$  – количество разломов и сейсмических событий, которые напрямую никак, казалось бы, не связаны друг с другом, а  $L$  – размеры разломов и в то же время величина энергии сейсмического события  $E$ . Коэффициент  $\gamma$  в уравнении 12 для большинства сейсмоактивных районов мира независимо от преобладающего типа напряженного состояния литосферы определяется величиной 0.5. Коэффициент  $c$  в уравнении 10 определяется величиной  $0.2 \div 0.4$  и не зависит от режимов геодинамического развития территорий. Близкое значение коэффициентов позволяет сравнивать определяющие параметры разломов  $L$  и сейсмического процесса  $E$ . Из подобного анализа уравнений 10 и 12 вытекает, что  $L \approx E$ . Последнее получено вне связи с конкретным сейсмическим регионом. Это означает, что процессы разломообразования и сейсмичности отражают общие закономерности деструкции литосферы и характеризуются парагенетической связью. Первичным можно считать первый или второй процесс. Иными словами, землетрясения могут происходить в результате подвижек по имеющимся разрывам в литосфере или в результате образования разрывов в относительно ненарушенной среде. Сейсмологические данные свидетельствуют о том, что для сильных землетрясений первичен разлом, подвижка по которому провоцирует сейсмическое событие, для слабых землетрясений – первичным может быть вновь образованный разрыв, с которым синхронен сейсмический эффект. Может быть и наоборот: слабые землетрясения генерируются короткими разрывами.  $L \approx E$  – очень важное соотношение, более точные и конкретные связи между физическими величинами которого еще предстоит детальнее изучить.

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 момент магнитуды  $M_w$  тесно связан с длиной разрывов  $L_{км}$  и скоростью смещений по разрывам  $S_{мм/гр}$  следующей зависимостью:

$$M_w = 5.12 + 1.16 \log L - 0.20 \log S \quad (13)$$

Она приведена на рис. 7 в сопоставлении с результатами работ других исследователей. Намеченная Дж. Андерсоном с коллегами зависимость 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. Знание конкретных значений переходных коэффициентов между параметром разломов  $L$  и энергией землетрясений  $E$  или  $M$  расширяет наши возможности прогноза сильных землетрясений [Шерман, 2002].

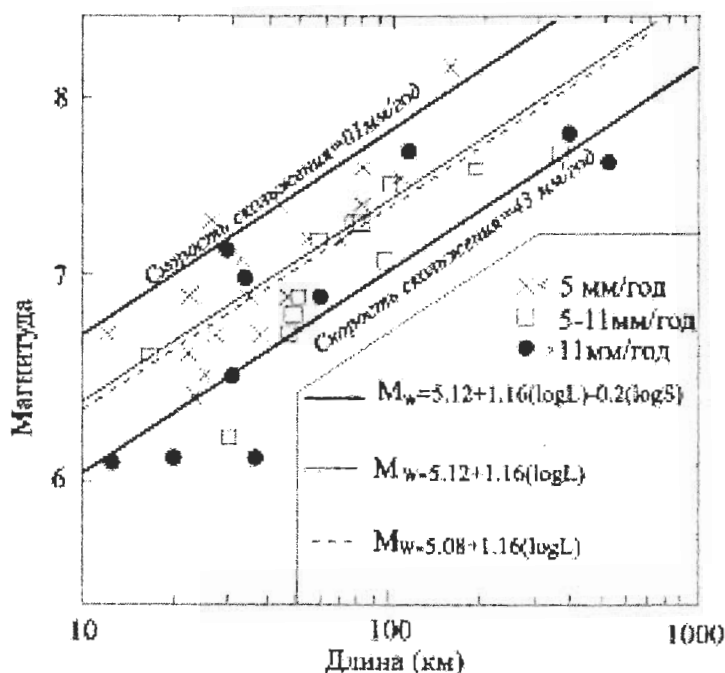


Рис. 7. Графики зависимости между магнитудой землетрясений, длиной разрывов и скоростью смещений по ним [Anderson et al., 1996].

Для прогноза сейсмических событий очень важно знание интенсивности активизаций разрывов и скоростей продвижения деформационной волны по их простирацию в реальном времени (месяцы, годы). Названные понятия – новые параметры разрывов. Они вводятся для получения дополнительных количественных характеристик разломов как объемных тел.

Для оценки интенсивности активизации разломов в реальном времени предложено использовать количественный индекс сейсмической активности (КИСА)  $\xi_n$  ( $\text{км}^{-1}$ ), 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, Сорокин, Савитский, 2005]:

$$\xi_n = \sum n(M, K, t)/L, \quad (14)$$

Ширина области динамического влияния разлома  $M$  определяется по уравнению

$$M = bL, \quad (15)$$

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 [Шерман, Борняков, Буддо, 1983]. В масштабе реального времени именно КИСА характеризует нестабильность крыльев разломов и даёт основание для анализа доли участия разнорангового разломного сообщества в сейсмическом процессе. Примеры использования КИСА приведены в [Шерман, Сорокин, Савитский, 2005; Шерман, Горбунова, 2008; Sherman, Gorbunova, 2008].

Для определения энергетического потенциала разломов предложено применять магнитудный (энергетический) индекс сейсмической активности (МИСА) разломов  $\xi_k$ , под которым понимается значение класса максимального сейсмического события  $K_{\max}$  ( $K = \lg E$ , дж), приходящегося на длину толщины линий соответствуют уравнениям, помещенным в контуры рисунка; символы соответствуют данным по скоростям подвижек.

разлома  $L$  (км) при принятой ширине области его динамического влияния  $M$  (км). МИСА оценивается по выражению:

$$\xi_k = K_{\max(t)}(M, K, t), \quad (16)$$

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].

Рассмотрение вариаций КИСА и МИСА на примерах разломной тектоники Центральной Азии свидетельствует об отсутствии 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.

Поскольку землетрясения возникают в метастабильной разломно-блоковой среде литосферы, постольку их триггерными источниками могут быть различные вариации напряженно-деформированного состояния эндогенной и экзогенной природы, сейсмические события в сопредельной территории и другие. Сейсмологи выделяют несколько возможных источников, служащих триггерными механизмами при возникновении землетрясений [Соболев, Пономарев, 2003; Завьялов, 2006; и др.]. В последние годы серьезным источником-триггером для возбуждения землетрясений считаются деформационные волны [Николаевский, Рамазанов, 1986; Быков, 2005; Sherman, Gorbunova, 2008; и мн. др.]. Система доказательств опирается на следующие свидетельства и методические построения.

Опубликованные в последние годы работы по изучению последовательности вспарывания разрывов и смещений по ним при землетрясениях выявили их определенную тенденцию в одном из направлений. Эти данные рассмотрены в работе С.И. Шермана и Е.А. Горбуновой [2008], в которой также приведен большой реферативный список литературы.

По разным группам наблюдений развитие и активизация сейсмоактивных разломов происходят преимущественно в одном из двух от эпицентра (очага) землетрясения направлений [Kasahara, 1979; Шерман, Горбунова, 2007; и др.]. Богатый фактический материал дали проведенные в последние годы обобщения по расположению максимальных амплитуд смещений по простирацию разрывов и эпицентров землетрясений. Kim Y.-S. и Choi J.-H. [2007] показали, что положение максимальных

смещений в сейсмоактивных разломах по отношению к эпицентрам основных толчков не совпадает с локализацией последних, а располагается в некотором удалении по простиранию активного разрыва. Известно, что эпицентры последующих относительно сильных землетрясений в конкретно исследуемых разрывах происходят 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, что наиболее вероятно, следующий сейсмический акт локализуется, скорее всего, в точке разлома с максимальным смещением, за ним во времени следующий и т.д. Будет намечаться тенденция в направлении расположения последующих очагов землетрясений и, следовательно, будут определяться и преимущественные направления прорастания разрывов при их активизации.

В основе рассматриваемых далее авторских построений лежит представление о том, что землетрясение любого класса фиксирует нарушение равновесия в зоне разлома, сопровождающееся увеличением интенсивности трещиноватости и, при сильных событиях, смещением крыльев. Частота сейсмических событий в зоне разлома отражает интенсивность его активизаций, а тенденция в пространственной направленности очагов вдоль оси разлома во времени воспроизводит скорость и вектор движений триггерного источника активизаций. При этом в зоне разлома происходит реализация второго [Гольдин, 2002] механизма развития крупной трещины: её продолжающееся формирование идет по предварительно уже существующей перколяционной сети более мелких трещин и скорость дискретного развития (активизации) трещины по простиранию может быть исключительно низкой, исчисляемой годами, столетиями или более продолжительным временем.

Для выяснения тенденций векторной направленности возбуждений по наиболее активным разломам были построены индивидуальные графики, на оси абсцисс которых откладывались длины разломов с соответствующими положениями эпицентров землетрясений; на оси ординат – время этих событий (рис. 8). (При построении графиков использованы материалы по разломной тектонике и

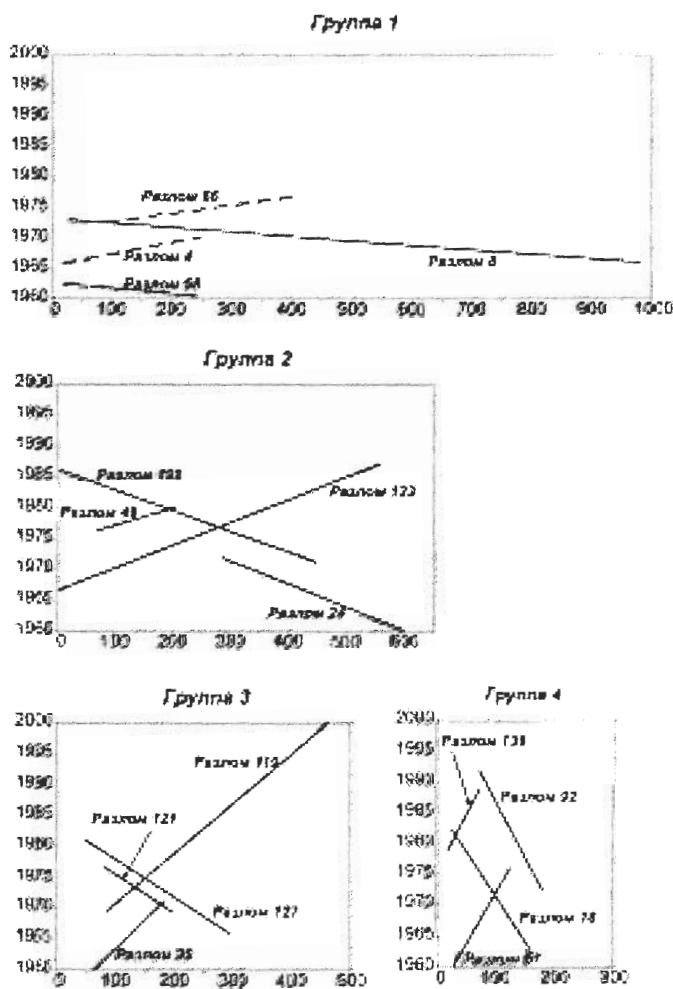


Рис. 8. Примеры графиков временных трендов сейсмических событий в четырех группах разломов с разными скоростными характеристиками активизации. Оси ординат – годы сейсмических событий; оси абсцисс – длины разломов, км.

сейсмичности Центральной Азии). По физическому смыслу каждый из графиков отражает два новых дополнительных параметра разломов: наклон его линии воспроизводит вектор пространственно-временного движения очагов землетрясений вдоль разрыва (с левого фланга разлома на правый или наоборот), а тангенс угла ее наклона к оси ординат – средние скорости пространственного распространения волны возмущения, стимулирующей возникновение очагов землетрясений.

По предложенной методике, используя каталог землетрясений Байкальского филиала Геофизической службы СО РАН за 1960-2000 гг., рассмотрена специфика пространственно-временного распространения очагов землетрясений по простиранию активных разломов Центральной Азии [Sherman, Gorbunova, 2008].

Выделено более ста разноранговых разломов с зафиксированными в областях их динамического влияния очагами землетрясений 12-16 классов. Построены индивидуальные графики «время события – пространство» и проанализированы временные тренды сейсмических событий по отдельным активным разломам. Эпицентры землетрясений конкретных разломов на графиках образуют системы параллельных прямых, как если бы вдоль соответствующих разломов распространялись с постоянной средней скоростью серии деформационных волновых возмущений, инициирующих сейсмические события – активизации разломов (см. рис. 8). Всего таких систем параллельных прямых с равными, но в разных направлениях углами наклона выделено 7 групп, каждая из которых соответствуют одинаковым средним скоростям деформационных возмущений. Внутри группы разрывы подразделяются на две подгруппы, соответствующие разным (противоположным) векторам возмущений. Группировка разломов по критерию одинаковых скоростей деформационных волн возмущений свидетельствует об идентичных параметрах их активизации (таблица).

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

Группа/общее кол-во разломов/разломы, участвующие в анализе	Средняя длина разломов, км	Тангенс угла наклона временного тренда активизации, градусы	Средняя скорость активизации разломов, км/год	Частота год <sup>-1</sup>	Характерное время активизации, годы	Длина деформационных волн, км
1	2	3	4	5	6	7
1/26/19	438±152	89.4±0.24	94±57	0.05	20.4±1.7	2000
2/23/22	321±87	87.44±0.3	22±3	0.05	22.2±2.3	450
3/23/17	299±94	85.39±0.4	12±1.25	0.05	22.4±2.6	250
4/15/14	206±62	81.28±0.9	7±0.7	0.05	21.1±2.1	130
5/5/2	199±269	78.76±1.8	5±1.8	-	-	-
6/8/5	204±44	74.43±2	4±2	-	-	-
7/5/3	131±84	66.32±5	2±4.9	-	-	-

Дополнительно, используя известные соотношения

$$\lambda = Vt$$

(17)

по характерному времени возникновения событий  $t$  и их средней скорости  $V$  в каждой из групп оценена вероятная длина деформационных волн возмущения  $\lambda$ .

Для дальнейших построений, принимая во внимание недостаточную обеспеченность некоторых разломов минимальным количеством исходных данных по сейсмичности, из дальнейшего анализа исключены последние три группы.

По вычисленным скоростным характеристикам и векторам движений деформационных волн возмущения первых четырех групп проведена новая классификация разрывов, проанализировано их пространственное положение в обсуждаемом регионе и взаимоотношения некоторых параметров (рис. 9).

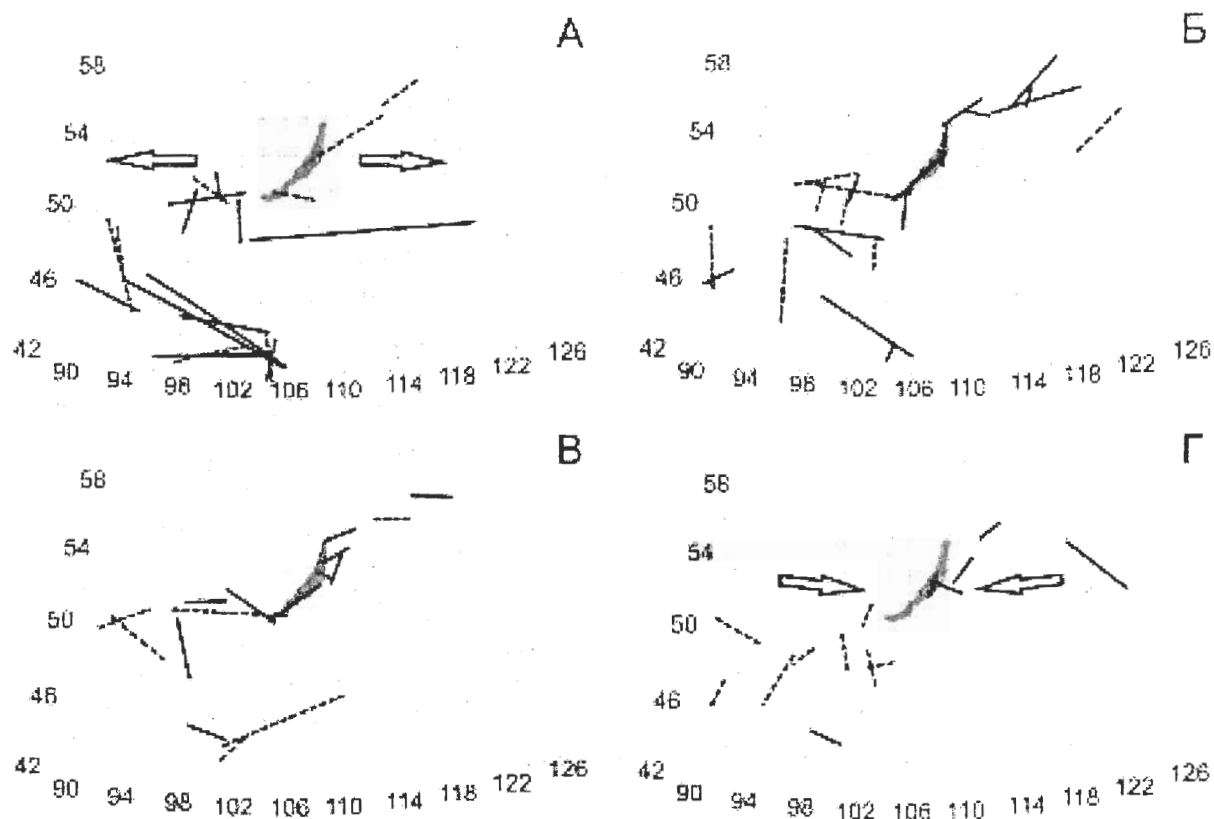


Рис. 9. Расположение активных разломов Центральной Азии с различными скоростями и векторами деформационных волн возбуждения. А – разломы 1-ой группы; Б – разломы 2-ой группы; В – разломы 3-й группы; Г – разломы 4-ой группы. Легенда: пунктирная линия – вектор активизации разломов направлен с запада на восток; сплошная линия – вектор активизации разломов направлен с востока на запад. Стрелки – примерное направление фронта деформационных волн возбуждения (активизации) разломов.

Между скоростью процессов активизации разломов  $V$  и их средней длиной  $L$  фиксируется высокая нелинейная корреляционная связь  $r = 0.9$ , а уравнение регрессии описывает ее следующими взаимоотношениями параметров:

$$V = 7E-06L^3 - 0.0053L^2 + 1.2098L - 81.725 \text{ (км/год)} \quad (18)$$

при  $R^2 = 0.9971$ , где  $R^2$  – коэффициент детерминации (рис. 10).

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

Источниками подобных волн в приведенном примере, 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 Байкальской рифтовой системы – наиболее геодинамически активной территории рассматриваемого региона Центральной Азии. Высокая вероятность возбуждения волн в связи с подвижками блоков, лежащих на вязком основании, согласуется с расчетами [Николаевский, Рамазанов, 1986; Невский, 1999; и др.]. Ранее, к близким выводам о волновом процессе, пространственно определяющем возникновение очагов землетрясений, но с иным критерием структурного контроля, пришел 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, свойственных земной коре и литосфере в целом [Гольдин, 2004].

Введение и использование новых параметров для характеристики активных разломов – КИСА, МИСА и средних скоростей деформационных волн – позволяет выявить дополнительные геодинамические свойства разломов как геологических тел, вероятные источники и механизмы их современной активизации.



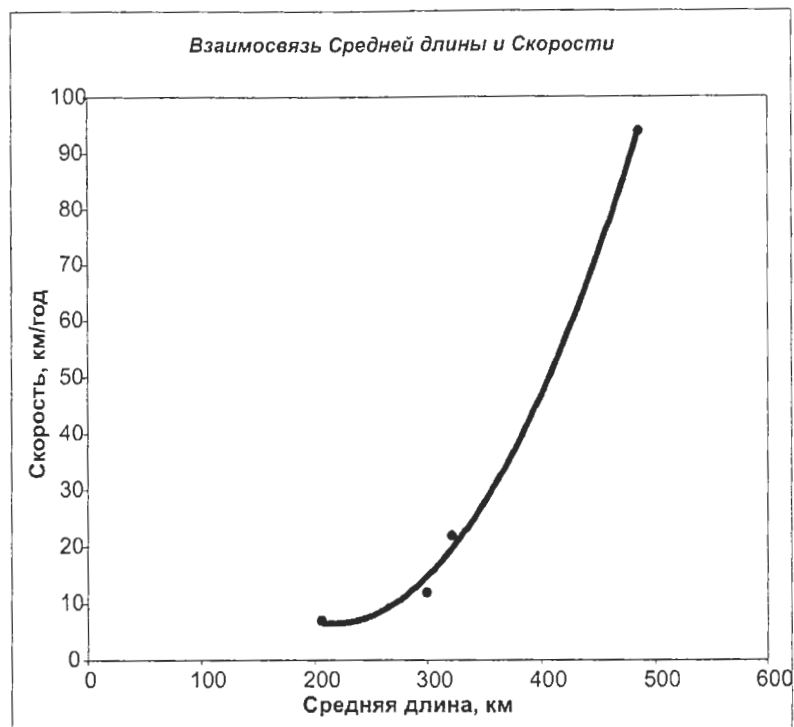


Рис. 10. Соотношения между скоростями движений деформационных волн возбуждений (активизаций) разломов и их длиной.

**Заключение.** Исследование количественных параметров геологических структур и процессов входит в число актуальных методов современных исследований в тектонофизике. Цифровые значения параметров расширяют знания об объектах и процессах, обогащают наши возможности использовать компьютерные технологии для анализа многотысячных данных по различным характеристикам разломов и контролируемых ими процессов.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 07-05-00251, 09-05-12023-офи\_м), комплексного интеграционного проекта СО РАН № 61, программы Президиума РАН 16.8, программ ОНЗ РАН 6 и 7.

## ЛИТЕРАТУРА

- Быков В.Г. Деформационные волны Земли: концепция, наблюдения и модели // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 11. С. 1176-1190.
- Гзовский М.В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Часть 3 и 4. М.: Изд. АН СССР. 1963. 544 с.
- Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра. 1971. 240 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.
- Гольдин С.В. Деструкция литосферы и физическая мезомеханика // Физическая мезомеханика. 2002. Т. 5, № 5. С. 5-22.
- Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. Ин-т физики Земли, М.: Наука. 2006. 254 с.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра. 1969. 616 с.
- 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.
- Пейве А.В. Избранные труды. Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука. 1990. 352 с.
- Регель В.Р. К вопросу о кинетике роста трещин в процессе разрушения твердых тел // «Журнал технической физики». М.: 1956. Т. 26, вып. 2. С. 359-369.
- Садовский М.А. Автомодельность геодинамических процессов // Вестн. АН СССР. 1986. № 8. С. 3-11.

- Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука. 1987. 100 с.
- Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука. 1991. 96 с.
- Саньков В.А. Глубины проникновения разломов. Новосибирск: Наука. Сибирское отд. 1989. 136 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
- Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. С. 43-53.
- Шерман С.И. Стационарная и нестационарная модели формирования крупных разломов литосферы и их использование для пространственно-временного анализа сейсмического процесса // Эволюция тектонических процессов в истории Земли. Т. 2. Новосибирск: Изд. СО РАН, филиал «ГЕО». 2004 С. 299-302.
- Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука. Сибирское отд. 1977. 102 с.
- 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. А.В. Пейве – основоположник учения о глубинных разломах // Геотектоника. 2009. № 2. С. 20-36.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов. Новосибирск: Наука СО. 1983. 94 с.
- 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. ИЗК СО РАН. 2007. С. 195-203.
- Шерман С.И., Лунина О.В. Новая карта напряженного состояния верхней части литосферы Земли // ДАН. 2001. Т. 378, № 5. С. 672-674.
- 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., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сдвига. Новосибирск: Наука. Сибирское отд. 1991. 262 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны растяжения. Новосибирск: Наука. Сибирское отд. 1992. 227 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Борняков С.А. и др. Разломообразование в литосфере. Зоны сжатия. Новосибирск: Наука. Сибирское отд. 1994. 262 с.
- Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Деструктивные зоны и разломно-блоковые структуры Центральной Азии – Тихоокеанская геология. 1999. Т. 18, № 2. С. 41-53.
- 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., Черемных А.В., Адамович А.Н. Разломно-блоковая делимость литосферы: закономерности структурной организации и тектонической активности // Геодинамика и эволюция Земли. Новосибирск: Изд. СО РАН НИЦ ОИГГМ. 1996. С. 74-77.
- 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.
- Scholz C.H. The Mechanics of Earthquakes and faulting. 2<sup>nd</sup> ed. Cambridge Univ. Press. New York: 2002.
- 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-Altai Earthquake. Ulaanbaatar, Mongolia. 2007. P. 81-86).
- Sherman S.I., Gorbunova E.A. Variation and origin of fault activity of the Baikal rift system and adjacent territories in real time // Earth science frontiers, 2008. V. 15, № 3. P. 337-347.