



<http://dx.doi.org/10.5800/GT-2016-7-4-0219>

## TECTONOPHYSICAL SIGNS OF THE FORMATION OF STRONG EARTHQUAKE FOCI IN SEISMIC ZONES OF CENTRAL ASIA

S. I. Sherman

*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS, Irkutsk, Russia*

**Abstract:** Vibrations of the Earth crust and variations in the physical fields of the Earth atmosphere and ionosphere are continuously monitored by a variety of techniques and specialized facilities across the world. Nevertheless, most catastrophic earthquakes even in this century have occurred in “incidental” or “unexpected” places in “unpredicted” time. Earthquake predictions have errors as the current knowledge of focal mechanisms of strong ( $M \geq 8$ ) earthquakes is still insufficient. It is believed today that the most common source of earthquakes is movement of rock blocks along a fault/megafracture. Such movements take place in a stepwise pattern with high or reduced friction, depending on the presence of fluids, hitches on the fault planes and other factors. Modern seismic forecasting is based on the concept of precursors.

The author considers geological and geophysical settings in areas of dynamic influence of faults, wherein  $8 > M > 7.5$  earthquakes took place. Based on earthquake recurrence curves constructed for such areas, four tectonic criteria for formation of strong earthquake sources are identified: structural (large seismically active faults), kinematic (large amplitudes of the fault wing's displacements), rheological (physical properties of the fault infill material, such as low viscosity of the intra-fault medium) and dynamic (high rates of the fault wing's displacements) criteria. These criteria should be in the focus of quantitative studies in order to provide a solid scientific basis for long-term forecasting of strong earthquakes. Curves constructed for the criteria can show changes in the physics of earthquake foci in case of strong seismic events.

With account of the tectonophysical features of faults associated with strong seismic events, the following conclusions are drawn. (1) In the continental lithosphere, catastrophic earthquakes ( $M \geq 8$ ) occur in areas of dynamic influence of the major faults in the lithosphere in case of relatively high amplitudes of displacements of boundary blocks (i.e. fault wings). (2) In the relatively stable stress field, high amplitude displacements take place in case of reduced viscosity/quasi-viscosity of the medium comprising the internal structure of faults. (3) Reduced viscosity of the intra-fault medium is related to the physical conditions of transition of rocks in fault zones (mainly along the fault planes) in the state of quasi-plastic or plastic flow (unilateral pressure in excess of hydrostatic pressure, and relatively decreasing strength properties of the intra-fault medium with increasing length of the fault wings). (4) Reduced viscosity of the fault zone leads to an increase in the displacement rate of the fault wings in the constant stress field. The latter factor is the main one, transforming seismically active faults with  $M \leq 7.5$  seismic events into faults of similar characteristics, but with earthquakes of higher energy,  $M \geq 8$ . Focal mechanisms of such earthquakes are associated with conditions for a potential increase of the displacement amplitude regardless of the presence of fluids, hitches on the fault planes and other poorly predictable factors. In-depth studies of the internal structure of faults with  $M \geq 8$  earthquakes, their foci, conditions of the temporal regime of the seismic process before and after strong seismic events can discover a key to understanding the origin of earthquake sources, the criteria of energy release, and the occurrence of earthquakes with maximum energy. Further steps to develop the geological and geophysical (including tectonic) criteria for prediction of strong earthquakes should be focused on more detailed research of seismic zones wherein strong earthquakes were recorded.

**Key words:** viscosity; earthquake; plasticity; quasi-plasticity; magnitude; earthquake source; forecast; fault; recurrence; rheology; displacement; seismicity; tectonophysics; Central Asia

**Recommended by** K.Zh. Seminsky

**For citation:** Sherman S.I. 2016. Tectonophysical signs of the formation of strong earthquake foci in seismic zones of Central Asia. *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (4), 495–512. doi:10.5800/GT-2016-7-4-0219.

**Для цитирования:** Шерман С.И. Тектонофизические признаки формирования очагов сильных землетрясений в сейсмических зонах Центральной Азии // *Геодинамика и тектонофизика*. 2016. Т. 7. № 4. С. 495–512. doi:10.5800/GT-2016-7-4-0219.

## ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ФОРМИРОВАНИЯ ОЧАГОВ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В СЕЙСМИЧЕСКИХ ЗОНАХ ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

С. И. Шерман

*Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия*

**Аннотация:** Сейсмические службы всего мира доступными сегодня методами и приборами круглосуточно следят за колебаниями земной коры и вариациями физических полей Земли, атмосферы и ионосферы. Тем не менее большинство катастрофических землетрясений даже в текущее столетие происходит в «неожиданных» местах и во «внезапное» время. Ошибки прогноза возникают из-за недостаточно полных современных представлений о механизмах очагов сильных ( $M \geq 8$ ) землетрясений. В настоящее время очаг сильного землетрясения осмысливается как результат смещения контактирующих блоков вдоль разрыва (мегатрещины). Смещение происходит скачкообразно, сопровождаясь высокими или пониженными значениями силы трения в зависимости от наличия флюидов, зацепов на плоскостях разрывов или других причин. Сейсмические события прогнозируются по предвестниковым признакам.

Рассматриваются геолого-геофизические ситуации в границах областей динамического влияния разломов с землетрясениями  $8 > M > 7.5$ . По графикам повторяемости, построенным для областей динамического влияния разломов, выделено четыре тектонофизических критерия формирования очагов сильных землетрясений: структурный (крупные сейсмоактивные разломы), кинематический (большие амплитуды смещения крыльев), реологический (физические свойства среды внутреннего наполнения разломов – пониженная вязкость внутриразломной среды) и динамический (повышенная скорость смещений). Они образуют ядро основных вопросов, изучение которых на количественной основе заложит научную базу долгосрочного прогноза сильных землетрясений. Графики обуславливают изменения физики очага при реализации сильных событий.

Установлены тектонофизические признаки разломов с локализацией сильных событий, позволяющие сделать следующие выводы. 1. Сильные катастрофические землетрясения с  $M \geq 8$  в континентальной литосфере происходят в областях динамического влияния крупных разломов литосферы при относительно высоких амплитудах смещения пограничных блоков (крыльев разломов). 2. Смещения с высокими амплитудами при относительно стабильном поле напряжений происходят благодаря снижению вязкости (квазивязкости) среды, формирующей внутреннюю структуру разломов. 3. Снижение вязкости среды во внутренней структуре разломов связано с физическими условиями перехода горных пород в зонах разломов, преимущественно по плоскостям смещений, в состоянии квазипластического или пластического течения (превышение одностороннего давления над всесторонним, относительное снижение прочностных свойств внутриразломной среды при увеличении их длины). 4. Снижение вязкости разломной зоны ведет к увеличению скорости смещений крыльев разломов при постоянном поле напряжений. Последний фактор – принципиально основной, трансформирующий сейсмоактивные разломы с  $M \leq 7.5$  в аналогичные по характеристике, но энергетически более сильные с землетрясениями  $M \geq 8$ . В механизмах их очагов существуют условия весьма вероятной повышенной амплитуды смещения вне зависимости от наличия флюидов, зацепов на плоскостях мегатрещин или других малопредсказуемых факторов. Углубленное изучение внутренней структуры разломов с землетрясениями  $M \geq 8$ , их очагов, условий временного режима сейсмического процесса до сильных событий и после даст ключ к пониманию условий зарождения, критериев разрядки и возникновения землетрясений с максимальной энергией. Дальнейшие шаги в разработке геолого-геофизических, в том числе тектонофизических, критериев прогноза сильных землетрясений должны быть направлены на более детальное изучение сейсмических зон с зафиксированными сильными землетрясениями.

**Ключевые слова:** вязкость; землетрясение; пластичность; квазипластичность; магнитуда; очаг землетрясения; прогноз; разлом; рекуррентное время; реология; смещение; сейсмичность; тектонофизика; Центральная Азия

### 1. ВВЕДЕНИЕ

Сейсмический процесс – одно из наиболее сложных проявлений современной геодинамики в верхней части литосферы отдельных регионов Земли. Сейсмические службы многих стран мира всемирно доступны сегодня приборами и методами внимательно следят за колебаниями земной коры и вариациями ее физических полей, а также слоев

атмосферы и ионосферы. Тем не менее большинство катастрофических землетрясений даже в текущее столетие происходит в «неожиданных» местах и «внезапное» время.

Один из авторитетнейших современных сейсмологов Г.А. Соболев в предисловии к монографии С.И. Шермана [Sherman, 2014] отметил: «Одним из главных достижений мировой сейсмологии последних двадцати лет было создание парадигмы,

утверждающей, что сейсмический процесс является одной из разновидностей динамики нелинейных диссипативных систем, проявляющих противоположные тенденции стремления к порядку и хаосу». И несколько далее там же: «Из теории катастроф и многочисленных исследований свойств нелинейных диссипативных систем следует неоднозначность прогноза перехода среды из одного качественного состояния в другое. Но законы развития катастрофы в неоднородной многофазной среде пока не установлены». Продолжается активный научный поиск главных критериев, определяющих пространственно-временную локализацию сильных землетрясений. Он опирается на накопленный сейсмологический материал и современные геодинамические представления.

## 2. ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ: ИЗУЧЕНИЕ СПЕЦИФИКИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Действительно, накопленный значительный по объему сейсмологический материал позволил выделить сейсмические пояса и зоны планеты, провести детальное сейсмическое районирование многих социально значимых сейсмоопасных территорий, разработать превентивные меры защиты от катастрофических землетрясений [Ulomov, Shumilina, 1999; Atlas..., 2013; Kuzmin, 2004; National Earthquake..., 2016; Sherman et al., 2005a, 2005b; и мн. др.]. Предложены теоретические модели сейсмического процесса и очагов землетрясений, проведены сложные экспериментальные исследования, на основе которых выделены и апробированы предвестниковые признаки землетрясений. Преобладающее большинство хорошо изученных закономерностей эволюции сейсмического режима, приуроченности очагов сильных землетрясений к разломам, генерации очагов с подвижками по разломам, миграции мест возникновения новых очагов, и др. верны сегодня и могут рассматриваться как утверждения, устанавливающие свойства, уже изученные и принимаемые практически без доказательств. Надежны сложившиеся представления о разломно-блоковой структуре литосферы и ее подвижности как геолого-структурной основы сейсмических зон и геофизической среды сейсмических процессов.

Однако катастрофическое землетрясение Тохоку в Японии (март 2011 г.) в очередной раз выявило некоторые недостатки современной системы прогноза сейсмических событий. Практически, чаще всего постфактум, нам удается не только проанализировать произошедшее сильное сейсмическое событие, но и найти причины и даже факторы его реализации в соответствующей сейсмической

зоне в конкретное время. Происходит накопление новых материалов, но значимых результатов продвижения к познанию законов реализации сильных сейсмических событий нет.

Автор считает, что дальнейшие шаги в разработке геолого-геофизических критериев прогноза землетрясений, особенно сильных, должны быть направлены на более детальное изучение сейсмических зон под углом зрения закономерностей эволюции сейсмического процесса в относительно короткие интервалы времени, соизмеряемые в макросимальном исчислении первыми столетиями. К хорошо изученным и разработанным многочисленным физическим моделям очагов землетрясений, описывающим происходящие сейсмические события в функционирующих сейсмических поясах и зонах, необходимо дополнение в виде моделей сейсмических зон. Именно в процессе их эволюции проявляются индивидуальные особенности сейсмического режима, приводящие к неслучайным промахам в прогнозе событий. В специфике временного эволюционного развития сейсмических зон (моделей) можно выделить критерии появления в них катастрофических событий. Эти вопросы в постановочной форме сфокусированы ниже.

## 3. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПОЯСА, СЕЙСМИЧЕСКИЕ ЗОНЫ

Очень кратко рассмотрим понятия, общепринятые и широко используемые при характеристиках сейсмического процесса. Они ранжируют сейсмический процесс в объеме охватываемого пространства, позволяют наметить пространственно-временную границу локализации сильных землетрясений в континентальной литосфере.

Сейсмический пояс (СП) – целостная по геодинамическому режиму развития структурная область сближенного в пространстве расположения сейсмических зон. Ею, как правило, являются границы плит или крупных внутриплитных блоков. В целом по этому критерию СП характеризуется постоянным преобладающим в реальном времени типом напряженного состояния литосферы. В локальных местах СП напряженное состояние может характеризоваться векторами других сочетаний, отличающихся от преобладающего типа напряженного состояния в СП [Sherman, Zlogodukhova, 2011].

Сейсмическая зона (СЗ) – территория в СП, ограниченная контуром, внутри которого за заданный интервал времени (как правило, пятьдесят лет) количество сейсмических событий с  $M > 3$  ( $K > 9$ ) выше первого десятка (или не ниже определенной статистически значимой величины). Внешний контур СЗ должен проводиться по изолинии, соответствующей плотности землетрясений с  $M \geq 3$  не ме-

нее трех событий на единицу заданной площади. Выбор границы проведения контура необходимо оговаривать в каждом конкретном случае, и в дальнейшем следует формализовать систематизацию СЗ по конкретным смежным регионам. Они должны корреспондировать с одной или несколькими определенными тектоническими структурами, контролирующими локализацию землетрясений, характеризоваться зональностью внутреннего строения по распределению плотности очагов землетрясений [Sherman et al., 2014]. Таким образом, СЗ в заданных интервалах времени представляет собой самостоятельную геолого-геофизическую структурную единицу с характерными для нее закономерностями развития. СЗ Земли отражают места наиболее активных разломных зон, в пределах которых происходят наибольшие подвижки – более высокие скорости взаимодействия литосферных или меньших по размерам плит и блоков, следствием которых является большая интенсивность сейсмической активности и сила землетрясений. Принятые формализованные определения сейсмических поясов и зон позволили оконтурить их границы по единым критериям и охарактеризовать главные тектонофизические параметры, в соответствии с которыми составлена карта сейсмических поясов и зон Земли [Sherman, Zlogodukhova, 2013].

Четкие критерии и выполненные исследования дали основание обобщить структурно-сейсмологические признаки СЗ, классифицировать и рассматривать их как самостоятельные сложнопостроенные структурные области литосферы. В них сейсмические события контролируются линейно вытянутыми зонами современной деструкции литосферы, ансамблями разноранговых разломов, многие из которых одно- или многократно в реальном времени (месяцы, годы, десятилетия) селективно вовлекались в кратковременный процесс активизации. Эти активные в различные интервалы реального времени разрывы и образуют структурную основу континентальных сейсмических зон. Она должна быть положена в базовую структурно-геолого-геофизическую, тектонофизическую, модель континентальных сейсмических зон (рис. 1). Тектонофизическая модель континентальной сейсмической зоны остается постоянной, в определенной степени пространственно-стабильной составной частью сейсмических поясов литосферы Земли (рис. 2).

#### 4. СЕЙСМИЧЕСКИЕ СОБЫТИЯ И ИХ ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

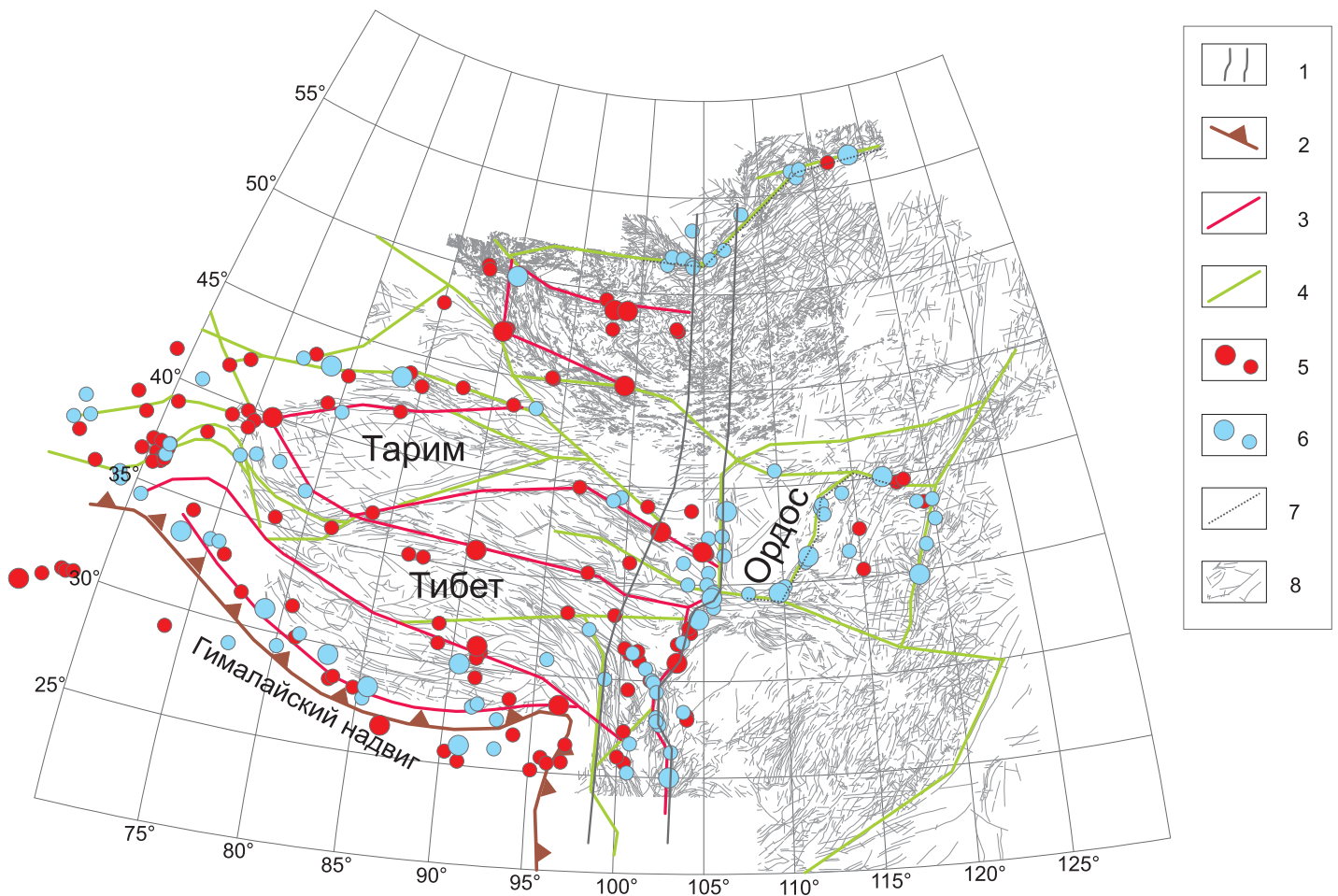
Сейсмическое событие (СС) – основной и ведущий компонент сейсмической зоны, фиксируемый

реальными структурно-кинематическими и энергетическими характеристиками, кратковременными по динамическим воздействиям и их длительности. Очаги СС – остаточные структуры в областях динамического влияния разломов – с физической точки зрения представляют собой эллипсоидные области повышенной раздробленности горных пород – реликты произошедших землетрясений. Размеры и эллипсоидность области очага зависят от энергии (магнитуды) землетрясения и крепости горных пород. При этом устанавливается определенная закономерность в пространственной локализации очагов: чем больше магнитуда, тем ближе к осевой линии (плоскости смещения) разломной зоны располагается очаг. Для конкретных сейсмических зон устанавливается обратная математическая зависимость максимальной магнитуды землетрясения  $M_{\max(i)}$  от расстояния до осевой плоскости  $R$ , на которой фиксируются очаги с максимальной магнитудой  $M_{\max}$  за весь временной период известных исторических сведений по обсуждаемой зоне [Sherman et al., 2014]:

$$M_{\max(i)} = M_{\max} - \lg R. \quad (1)$$

В общем виде в континентальных сейсмических зонах хорошо картируется зональность эпицентральных полей землетрясений, показанная на принципиальной тектонофизической модели сейсмической зоны (рис. 2).

По данным Ю.В. Ризниченко [Riznichenko, 1985], отношение длины очага  $L$  к его ширине  $W$  зависит от энергии произошедшего события: чем выше магнитуда (или класс) события, тем больше радиус очага землетрясения и тем резче выражена его эллипсоидная форма – большая разность между максимальной и минимальной осями эллипса. Связь между магнитудой и классом события в общем случае описывается уравнением  $K=4+1.8M$ , где  $K=\lg E$ , Дж. Примерные соотношения  $L/W$  определяются линейной формой связи:  $L/W=1+0.1K$  при  $K \geq 0$  [Riznichenko, 1985]. Поскольку в общем случае механизм очага – это образование трещины со смещением или только смещение по существующей трещине, постольку направленность максимальной оси эллипса очага определяется ее простированием. Естественно, что при сильных землетрясениях очаг может быть представлен группой разрывов, по которым происходят смещения масс горных пород. Таким образом, СЗ – это территория, характеризующаяся эпизодическими сейсмическими событиями разной силы и различной глубиной формирования очагов, в течение определенного времени зафиксированных в ее границах. Эти событийные процессы совершаются в разных местах СЗ во времени и пространстве, иногда терри-



**Рис. 1.** Карта активных разломов Центральной Азии, контролирующей сильные современные и исторические землетрясения с  $M \geq 8$  и  $8 > M \geq 7$  [Gorbunova, Sherman, 2016, с упрощениями].

1 – глобальная трансрегиональная пограничная структура; 2 – Гималайский надвиг; 3 – активные разломы, в области динамического влияния которых входят сейсмические события с  $M \geq 8$ , произошедшие после 1900 г.; 4 – активные разломы, в области динамического влияния которых входят сейсмические события с  $8 > M \geq 7$ , произошедшие после 1900 г.; 5 – эпицентры землетрясений с  $M \geq 8$  и  $8 > M \geq 7$  соответственно, произошедшие в последнее столетие (1900–2014 гг.); 6 – эпицентры землетрясений с  $M \geq 8$  и  $8 > M \geq 7$  соответственно, произошедшие в предшествующее столетие (1800–1900 гг.); 7 – оси зон растяжения и растяжения со сдвигом земной коры (рифтовые системы Байкальская и Фэн-Вэй); 8 – локальные разломы.

**Fig. 1.** Active fault map of Central Asia. The faults control strong contemporary and historical earthquakes,  $M \geq 8$  and  $8 > M \geq 7$  [Gorbunova, Sherman, 2016, simplified].

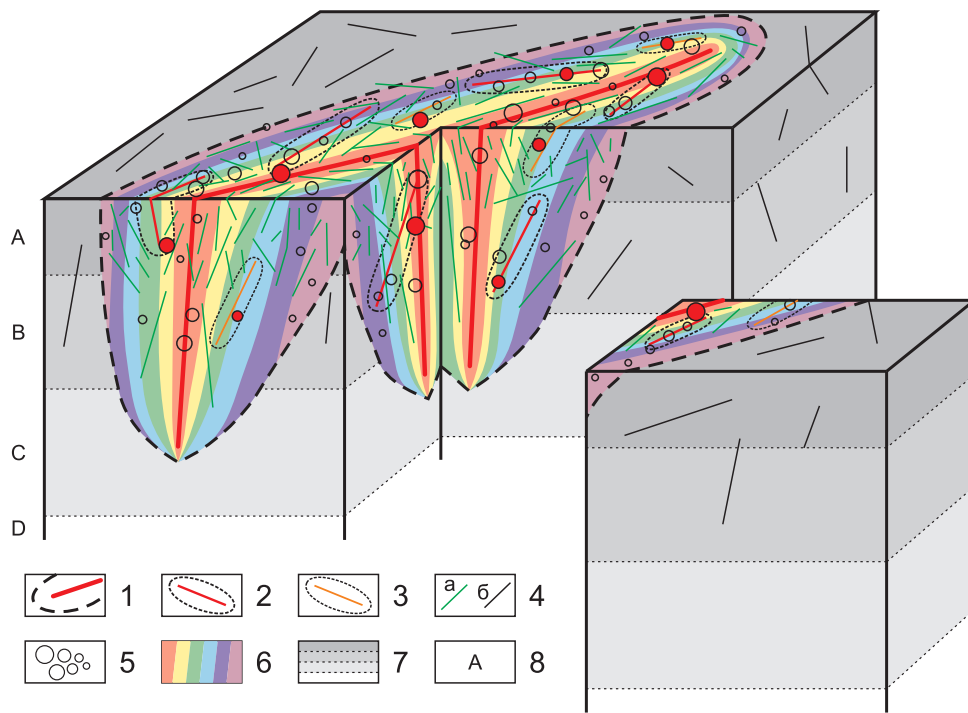
1 – global transregional boundary structure; 2 – Himalayan thrust; 3 – active faults, in which areas of dynamic influence,  $M \geq 8$  seismic events occurred after 1900; 4 – active faults, in which areas of dynamic influence,  $8 > M \geq 7$  seismic events occurred after 1900; 5 – epicenters of  $M \geq 8$  and  $8 > M \geq 7$  earthquakes, respectively, in the last century (1900–2014); 6 – epicenters of  $M \geq 8$  and  $8 > M \geq 7$  earthquakes, respectively, in the previous century (1800–1900); 7 – axes of extension zones and stretching zones with normal faulting in the crust (Baikal and Feng Wei rift systems); 8 – local faults.

ториально близко повторяясь. Со временем их количество накапливается и выстраивается в устойчивую закономерность – закон Гутенберга–Рихтера:

$$\lg N = a - bM, \quad (2)$$

где  $N$  – количество событий с магнитудами  $M$ ,  $a$  – логарифм количества  $N$  при расчетном  $M=0$ ,  $b$  показывает закономерность уменьшения количества

событий при увеличении магнитуды. Регрессионное уравнение (2) четко выдерживается для сейсмических зон мира в форме прямой наклонной линии, левый и правый концы которой испытывают загибы. В левой части загибы отражают недостаток данных по слабым событиям, в правой – изменение физических условий деформаций в очаге землетрясения [Sherman, 2014; Sherman et al., 2015]. Это основной вывод, формальная интерпретация не завершено фактически периода



**Рис. 2.** Тектонофизическая модель сейсмической зоны [Sherman, 2014, с упрощениями].

1 – основная дизъюнктивная структура и область ее динамического влияния (красная линия – узкая полоса квазивязкости и пластического течения); 2 – сейсмоактивные в текущий (заданный) период времени разломы и область их динамического влияния; 3 – пассивные в заданный (текущий) период времени разломы, но эпизодически активные в течение развития сейсмической зоны (за принятый интервал времени анализа сейсмического режима); 4 – пассивные разломы в сейсмической зоне (а) и вне ее (б), в которых не зафиксированы очаги землетрясений; 5 – очаги землетрясений (радиус окружностей пропорционален магнитудам), окрашены очаги, зафиксированные в заданный период времени; 6 – зональная структура эпицентрального поля землетрясений (в условном знаке цвета слева направо соответствуют снижению потенциально вероятных максимальных магнитуд землетрясений); 7 – границы вертикальной зональности по степени относительной деструкции литосферы: цветовая зональность отражает снижение деструкции (уменьшение интенсивности трещиноватости и размеров «кусковатости» пород) и изменения реологических свойств слоя; 8 – зоны (слои) с изменяющимися реологическими свойствами литосферы: А – зона интенсивной деструкции и развития мелкой трещиноватости, В – зона относительно пониженной деструкции за счет формирования крупных разломов, С – зона весьма низкой деструкции и перехода пород в квазипластическое состояние, D – астеносфера.

**Fig. 2.** Tectonophysical model of seismic zone [Sherman, 2014, simplified].

1 – main disjunctive structure and the area of its dynamic influence (red line – narrow band of quasi-viscosity and plastic flow); 2 – faults that are seismically active in the current (specified) time, and areas of their dynamic influence; 3 – faults that are passive in the reference (current) period of time, but occasionally active during the development of the seismic zone (within the time interval accepted for analysis of the seismic regime); 4 – passive faults in the seismic zone (a) and outside it (b), wherein no earthquake sources were recorded; 5 – earthquake sources (circle radiuses are proportional to magnitudes) (sources recorded in the reference time period are coloured); 6 – zonal structure of the field of earthquakes epicentres (in the legend, colour codes from left to right correspond to reducing potentially probable maximum earthquake magnitudes); 7 – boundaries of vertical zonation by the degree of relative destruction of the lithosphere: colour codes of the zones show a decrease of destruction (decreasing intensity of fracturing and reducing rock 'lump' sizes) and changes in the rheological properties of the layers; 8 – zone(s) with changing rheological properties of the lithosphere: A – zone of intensive destruction and development of small fractures, B – zone of relatively low destruction due to formation of large faults, C – zone of very low destruction and transition of rocks into quasi-plastic state, D – asthenosphere.

наблюдений из-за продолжающегося сейсмического процесса.

Общий наклон линии регрессии, нелинейность увеличения или убывания количества событий с повышением или уменьшением их энергии воспроизводит и более общий физический закон изменения количества природных объектов в зависимости от уменьшения или увеличения их размеров. Однако излом линии регрессии в правой части функцио-

нальной зависимости (2) очевиден, что, безусловно, отражает качественные изменения физических процессов в очагах. Они – результат реализации сильного землетрясения, существенно изменившего закономерности протекающего процесса.

Пространственно-временная хаотичность оккупации площади сейсмическими очагами затрудняет оконтуривание границ конкретных сейсмических зон, а единичное количество наиболее силь-

ных землетрясений – оценку периодов их локализации. Закон Гутенберга–Рихтера, выполняемый в средней части регрессии  $\lg N(M)$  для всех сейсмических зон, свидетельствует о функционирующих физических закономерностях деструкции определенных объемов литосферы в постоянном установившемся поле напряжений. Так, для землетрясений с  $M \geq 3$  установлена их более тесная пространственная локализация в областях динамического влияния разломов [Sherman et al., 1983], а для сейсмических событий в интервале  $4 \leq M \leq 7$  дополнительно замечена чаще всего фиксируемая временная последовательность локализации событий вдоль одного из направлений простирания сейсмоактивного разрыва [Sherman, 2009, 2014; Sherman, Gorbunova, 2010]. Она позволила разработать статистический вероятностный прогноз возникновения землетрясений в областях динамического влияния разломов. Сейсмические события с  $M \geq 7.5$ –8.0 в структурном плане также локализуются в областях динамического влияния разломов, их очаги тяготеют к плоскостям сместителей разломов или непосредственно фиксируются в них, но малое количество событий не позволяет воспользоваться предложенной методикой в границах временного прогноза [Sherman, 2014].

Можно констатировать, что в сейсмоактивных разломах сейсмических зон континентальной литосферы сейсмические события в интервале магнитуд  $4 \leq M \leq 7$  локализуются закономерно в координатах «пространство–время». Сейсмические события с  $M \geq 7.5$ , особенно весьма сильные (с  $M \geq 8$ ), в правом конце графиков повторяемости образуют хвосты, выражающиеся в существенно большем или меньшем отклонении угла наклона линии регрессии  $\lg N(M_{>7})$  от наклона линии регрессии  $\lg N(M)$  более слабых событий [Gorbunova, Sherman, 2016]. Прогноз сильных событий в сейсмических зонах континентальной литосферы может опираться на выяснение закономерностей изгибов линии регрессии в графиках повторяемости после абсциссы  $M \geq 7.5$ . Резкое изменение наклона правой части линий регрессии происходит не столько из-за незавершенности продолжающегося сейсмического процесса, сколько из-за качественного изменения физического состояния среды в зонах сместителей (внутреннего наполнения зон) разломов.

##### 5. ГЛАВНЫЕ РЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ, СПОСОБСТВУЮЩИЕ ФОРМИРОВАНИЮ ОЧАГОВ КАТАСТРОФИЧЕСКИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЗОНАХ КРУПНЫХ РАЗЛОМОВ

К сильным землетрясениям относят события с магнитудой  $M \geq 7.5$ . Как правило, их очаги локали-

зуются в областях динамического влияния крупных (глубинных) разломов литосферы. Энергию сильного землетрясения – магнитуду  $M$ , или класс  $K$  (энергетический класс землетрясения), – определяет сейсмический момент  $M_0$  конкретного сейсмоактивного разлома, между ними существуют следующие зависимости [Riznichenko, 1985]:

$$M_0 = \mu S D, \quad (3)$$

где  $\mu$  – модуль упругости на сдвиг, прочность межблоковой среды, вдоль осевой плоскости которой с площадью  $S$  происходит смещение с амплитудой  $D_{cm}$ . Связь сейсмического момента с магнитудой конкретного землетрясения описывается уравнением:

$$\lg M_0 \pm 0.6 = 1.6M + 15.4^1. \quad (4)$$

Поскольку сильные землетрясения происходят в областях динамического влияния крупных разломов, существующих во временных границах, превышающих голоцен, их межблоковые границы (плоскости разрывов) можно считать постоянными по площадным размерам  $S$ , а кратковременные смещения  $D$  – переменной величиной. Ее абсолютное значение предопределяет энергетический потенциал происходящего землетрясения. Хорошо известные общие уравнения (3) и (4) позволяют не только оценивать магнитуды реализуемой сейсмической энергии, но и предполагать энергетические возможности ожидаемого сейсмического эффекта при различных подвижках в конкретных геологических условиях.

Сильные землетрясения – не случайное явление в областях динамического влияния протяженных сейсмоактивных разломов. Они повторяются в них с различным, чаще превышающим десятки лет, периодом времени. Региональное же поле напряжений остается постоянным, его существенные временные вариации соизмеримы с большими временными периодами движений литосферных плит, обеспечивающих стабильное высокое напряжение в зонах коллизии, спрединга или трансформных разломах. В относительно стабильные временные периоды регионального поля напряжений зона разлома не остается устойчивой. В ней продолжают фиксироваться десятки различных землетрясений, магнитуда которых не превышает 7.0 ( $M \leq 7.0$ ). Повторяющиеся подвижки затрудняют релаксацию среды межблочного разлома, а в суммарном исчислении даже ослабляют ее во времени, уменьшая

<sup>1</sup> В настоящее время используемая в уравнении фактическая магнитуда  $M$  идентична  $M_w$ , пересчитываемой из других типов магнитуд.

прочность  $\mu$ . Смещения и слабые землетрясения в областях динамического влияния крупных разломов в полях практически стабильных региональных напряжений фиксируются постоянно в реальном (годы) времени, представляя кратковременные активизации, которые обусловлены несколькими причинами.

Кратковременные малоамплитудные смещения  $D$  вдоль плоскостей крупных сейсмоактивных разломов могут быть связаны с ослаблением прочности межблоковой среды во времени. Более крупные по амплитуде смещения могут быть связаны со снижением прочности из-за внедрения флюидов в межблочное пространство [Kissin, 2006; Gufeld et al., 2011]. Наконец, очень крупные амплитуды смещений могут быть вызваны накоплением энергии из-за «зацепов» в межблоковых зонах [Dobrovolsky, 1991] и ее последующей разрядкой, в том числе при триггерных воздействиях [Sobolev, 2011; Sherman, 2013, 2014]. Названы основные причины, их список может быть расширен за счет других явлений [Zavyalov, 2006; Gatinsky et al., 2011; Wesnousky et al., 1984; Gufeld et al., 2011], часть которых сегодня, возможно, пока не установлена из-за неоднозначности перехода среды из одного качественного состояния в другое [Sobolev, 2011].

Отдельно должно быть обращено внимание на относительное ослабление прочности протяженной межблоковой зоны разлома с увеличением ее длины [Kocharyan, Spivak, 2003; Kocharyan et al., 2011]. В данных работах показано, что величина нормальной жесткости межблоковой границы нелинейно снижается по мере увеличения ее длины. Это означает, что протяженные разломы оказываются относительно более чувствительными к вариациям напряженного состояния по сравнению с рядом расположенными более короткими разрывами. Предложено уравнение [Kocharyan et al., 2011], связывающее жесткость  $K^*$  (МПа/м) межблоковой разломной зоны с ее длиной  $L$  (км):

$$K^*=837L^{-0.41}. \quad (5)$$

Снижение прочностных свойств среды литосферы при постоянном региональном напряжении приводит к увеличению скорости деформации, особенно вдоль разрывов. Увеличение скорости, в свою очередь, объясняет и относительно более высокую интенсивность сейсмических событий в областях динамического влияния протяженных разломов в связи с их повышенной «чувствительностью» к короткопериодной активизации, генерируемой деформационными волнами [Sherman, 2009a, 2009b].

Приведенные закономерности ослабления прочности внутриразломной среды при удлинении раз-

рывов и/или увеличении скорости деформации в ней в постоянном длительно существующем поле напряжений приводят к увеличению амплитуды  $D$  межблокового смещения и, в конечном итоге, амплитуды смещения блоков в очаге, увеличению сейсмического момента (см. ур. 3, 4) и энергии землетрясения [Chinnery, 1969]:

$$M=1.32\lg D_{(cm)}+4.27. \quad (6)$$

Ю.В. Ризниченко [Riznichenko, 1985, p. 30] на основе дополнительных фактических материалов уточнил соотношение (6) и предложил следующие уравнения  $\lg D(fM)$ :

$$\lg D_{cm}\pm 0.4=0.76M-3.2 \quad (7)$$

или, в случае использования соотношения  $K=4+1.8M$ ,

$$\lg D_{cm}\pm 0.4=0.42K-4.9. \quad (8)$$

Приведенные значения свидетельствуют о тесной корреляционной связи величины амплитуды смещения  $D$  по сейсмоактивным разломам с магнитудами землетрясений  $M$ . Во всех случаях амплитуда  $D$  наиболее вариабельна при стабильной площади сместителя, а ее высокое значение означает бóльшую магнитуду – катастрофическое землетрясение.

Как правило, амплитуду смещения мы фиксируем после землетрясения. Можно ли ее предвидеть и использовать как один из параметров долгосрочного прогноза катастрофических землетрясений? Исследуем физическую зависимость амплитуды смещения  $D$  от состояния среды при постоянном поле напряжений.

Выше было показано, что со временем по разным причинам снижается относительная прочность сил сцепления в зонах разломов. Максимальное снижение прочности происходит в сейсмически активных зонах разломов из-за постоянных вариаций слабых напряжений, вероятной периодической флюидной фильтрации, удлинения концов разломов вследствие высокой концентрации на них напряжений и других причин. Эпизодические триггерные воздействия увеличивают частоту подвижек по разломам и повышают дробление пород до стадии катаклазитов (мелкообломочная тектоническая брекчия) или милонитов (агрегатов тонкоперетертых зерен, частично перекристаллизованных). Милонит можно представить как микроскопическую брекчию давления со структурами течения, в которой измельченный материал обтекает порфиорокласты. Заметим, что милониты очень часто образуются при фрикционном сколь-



жении между плоскостями, они могут выдавливаться в трещины вмещающей породы. Насыщенная разноранговыми по размерам трещинами, порода, раздробленная в осевой части зоны разлома или преобразованная в милонит в условиях сохраняющегося регионального напряженного состояния, снижает, в целом, свою прочность, приобретает повышенную подвижность, переходит в квазивязкое состояние и обретает реологические свойства [Sherman, 2014]. В результате снижаются упругие прочностные свойства среды, она трансформируется в квазивязкую или вязкую. Вязкие свойства снижают сопротивление среды и способствуют реализации значительных амплитудных подвижек  $D$  по разломам при неизменном региональном поле напряжений. Это важный физический фактор, трансформирующий опасные разломы с  $M \approx 7.0-7.5$  в весьма опасные с  $M \geq 8$ . Снижение квазивязкости среды в области динамического влияния сейсмоактивных разломов – основная причина катастрофических землетрясений в крупных сейсмоактивных разломах. Попутно заметим, что в единичных и групповых сочетаниях сильных землетрясений на большой площади и в разных сейсмических зонах проявляется один критерий – существенное смещение по сейсмоактивному протяженному разлому, превышающее соотношения  $D_f(L)$  и  $D_f(M)$ . В качестве примера рассмотрим локализацию сильных землетрясений в последнее столетие в Центральной Азии.

## 6. ГРАФИКИ ПОВТОРЯЕМОСТИ И КРИТЕРИИ ЛОКАЛИЗАЦИИ СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ( $M \geq 8$ ) В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

Локализация землетрясений с  $M \geq 8$  за последние два столетия в Центральной Азии показывает их приуроченность к областям динамического влияния крупных глубинных разломов только западной части Центральной Азии. Наличие четкой субмеридиональной структурной границы, проходящей примерно по  $105^\circ$  в.д. и разделяющей континентальную Азию на западную и восточную части, предопределяет локализацию сильных событий в западной части (см. рис. 1). Их энергетическим источником является давление Индостанской плиты с юга [Tarponier, Molnar, 1979; Sherman et al., 2015; и мн. др.].

Разломы, непосредственно контролирующие события с  $M \geq 8$  и  $7.5 \leq M < 8$ , мало отличаются друг от друга. Для всех характерны высокие амплитуды сдвиговых движений, часто не пропорциональные длине разломов. Заметно деление разломов с сильными ( $M \geq 8$ ) землетрясениями на две неравные в количественном отношении «группы»: (1) единич-

ные разломы (на анализируемой территории их два – Гоби-Алтайский и Северо-Муйский) и (2) комплекс разломов Тибета и северной границы Гималаев (см. рис. 1). Единичные разломы с зафиксированными сильными землетрясениями отражают результаты больших подвижек из-за накопления энергии за счет «зацепов» и последующего разрушения последних благодаря преодолению предельной прочности материалов. Эта схема хорошо разработана И.П. Добровольским [Dobrovolsky, 1991], согласуется с известными механизмами очагов землетрясений [Kostrov, 1975; Sobolev, 1993; Sobolev, Ponomarev, 2003; Sobolev et al., 1991; Sadovsky et al., 1987; Sadovsky, Pisarenko, 1991; Sherman, 2014; и мн. др.]. Она выражает специфику внутреннего строения разломной зоны и триггерного воздействия на нее.

Сложнее ситуация, когда очаги сильных землетрясений формируются на определенной площади, контролируются крупными разломами, в каждом из которых к настоящему времени (последние столетия) зафиксировано по одному сильному землетрясению, а в суммарном исчислении интервалы между событиями в границах большой площади Центральной Азии соответствуют рекуррентному времени примерно в 25 лет [Sherman et al., 2015]. Не устанавливается периодическая последовательность сильных событий в отдельно взятом разломе (возможно из-за недостаточной продолжительности даже столетнего периода наблюдений), но она фиксируется и накапливается в группе крупных разломов, связанных ограниченной в структурном плане территорией [Sherman, 2015a, 2015b]. Специфика сильных событий может быть объяснена (1) накоплением напряжений из-за действия индентора – Индостанской плиты на юге, (2) окружающими более стабильными геодинамическими зонами, позволяющими накапливать энергию, и (3) высокими гипсометрическими отметками Тибета и горного окружения, повышающими литостатическое давление горных пород и способствующими их переходу в квазипластическое и пластическое течение [Sherman et al., 2015]. Оно существенно снижает сопротивление и прочность среды на сдвиг. Следовательно, и в единичных, и в групповых сочетаниях сильных землетрясений на определенной площади главную роль играют смещения по разломам, превышающие расчетные из известных соотношений «амплитуда смещения – длина разрыва» [Sherman, 1977; Wells, Coppersmith, 1994; Lunina, 2001].

С целью приближения к решению проблемы долгосрочного прогноза сильных землетрясений сделаем попытку проанализировать комбинированное взаимодействие уже бесспорных сейсмологических закономерностей: (1) закона повторяемости землетрясений Гутенберга–Рихтера [Gutenberg,

Richter, 1944], с учетом последующих рекомендаций [Pacheco et al., 1992; Vostrikov, 1994; Gorbunova, Sherman, 2016], (2) установленных экспериментальных данных об условиях перехода пород в пластическое состояние [Mogi, 1966] и (3) известных тектонофизических построений [Sherman, 1977, 2014].

Для анализа условий формирования очагов сильных землетрясений в зонах разломов нами использован один из наиболее хорошо разработанных статистических приемов оценки регулярности сейсмических событий в пространстве и времени – построение графиков повторяемости. В стандартную статистическую выборку данных внесено одно принципиальное изменение: сейсмические события, их координаты и время аккумулируются по площадям, ограниченными областями с конкретными сейсмоактивными разломами, контролирующими сейсмические события с  $M \geq 8$ . Результаты исследований показаны на графиках повторяемости землетрясений (рис. 3) и на карте сейсмоактивных разломов, выделенных на их базе (рис. 4) [Gorbunova, Sherman, 2016].

Каждый график повторяемости землетрясений, произошедших в области влияния конкретного разрыва, был оценен с точки зрения наличия и формы хвоста распределения – угла наклона правой части линии регрессии [Pisarenko, Rodkin, 2004; Rodkin et al., 2014]. По этому признаку выделено четыре разновидности типов совокупностей значений  $LgN(M)$  [Gorbunova, Sherman, 2016]. Первый тип (см. рис. 3, А) характеризуется уменьшением угла наклона линии регрессии относительно основной совокупности значений  $LgN(M)$  при переходе в область весьма сильных магнитуд  $M \geq 8$ . Разломы с уменьшением угла наклона хвоста по отношению к наклону линии регрессии общей совокупности являются сейсмически чрезвычайно опасными – катастрофическими. Нет оснований считать, что угол наклона может увеличиться, указывая на тенденцию уменьшения магнитуд землетрясений. В эту группу входят разломы Южного Тянь-Шаня – Гималайский разлом, разлом Куньлунь и субмеридиональные разломы (Веньчуань, MinShan-Longmen) (рис. 4).

Графики второго типа характеризуются двойным преломлением линии регрессии (см. рис. 3, Б). Уменьшение угла наклона линии регрессии происходит на уровне магнитуд  $M=5.7 \pm 0.3$  и  $M=7.3 \pm 0.5$ . Подобное «двойное» изменение с условным возвратом в классическую линию регрессии графиков повторяемости свидетельствует о некоторой устанавливающейся стабилизации сейсмического процесса с малой вероятностью повторения событий с  $M \geq 8$ . Разломы, характеризующиеся графиками повторяемости второго типа, можно отнести к сейсмически весьма опасным ( $7 \geq M \leq 8$ ). Вторая группа

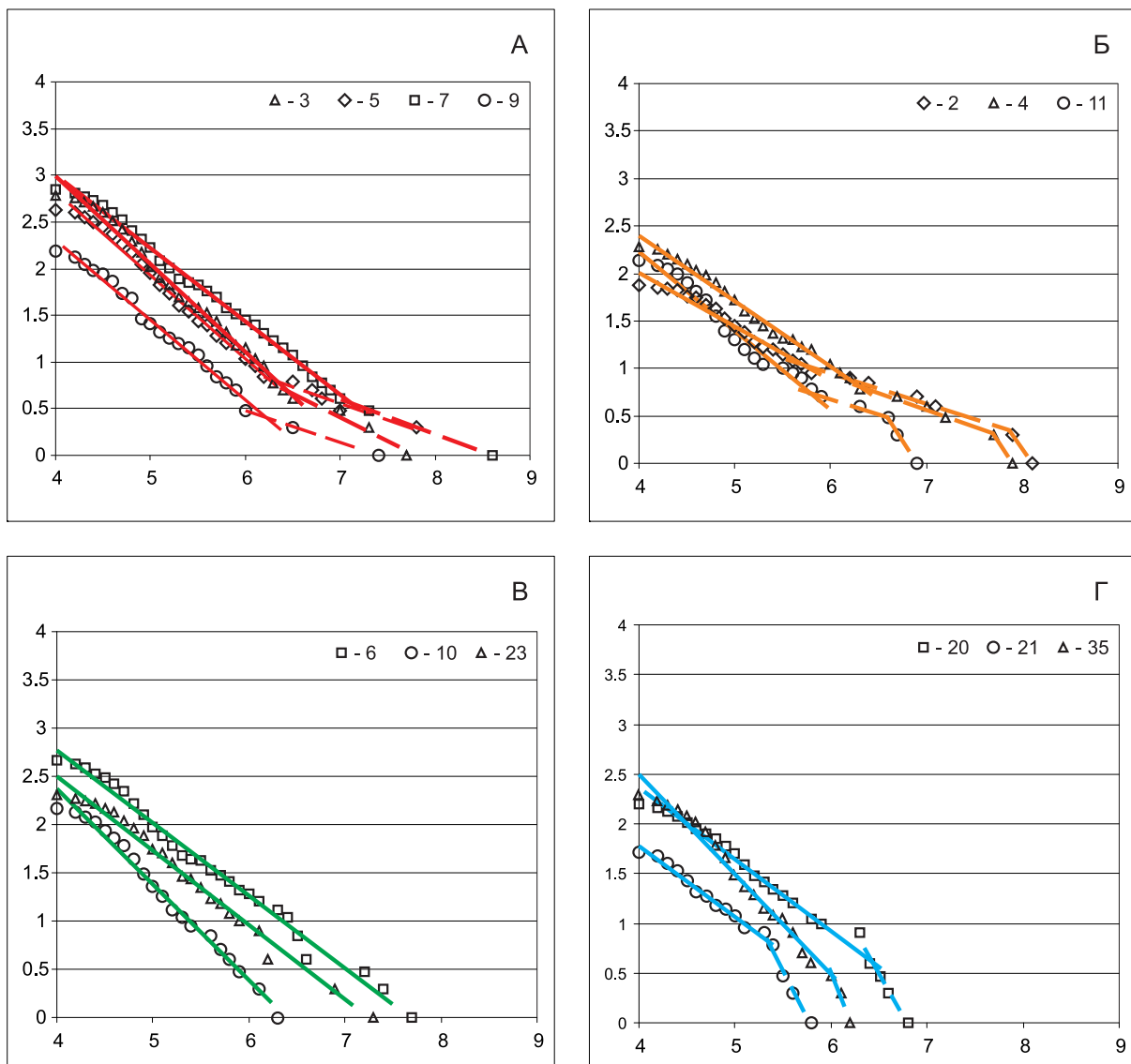
представлена разломами, протягивающимися вдоль северной границы Тибетского плато, вдоль Северного Тянь-Шаня, а также выходящими за пределы групповых Гоби-Алтайским разломом и юго-западным сегментом Байкальской сейсмической зоны (рис. 4). Исключение представляет Гоби-Алтайское землетрясение с  $M=8.1$ . Высокая магнитуда отражает большую амплитуду сдвиговых движений, зафиксированных при детальном изучении этого катастрофического события [Florensov, Solonenko, 1963].

На графиках повторяемости землетрясений, образующих третий тип, угол наклона линии регрессии сохраняется на любом магнитудном уровне (см. рис. 3, В). В областях динамического влияния разломов с третьим типом графиков повторяемости зафиксированы события в интервалах  $6.0 > M \leq 7.7$ . Они характеризуют сейсмически опасные разломы. Среди них локальную совокупность образуют Каракорумский и оперяющие его субширотные разломы (рис. 4). Исключение, возможно, составляет центральный сегмент Байкальской сейсмической зоны, характеризующийся серией дизъюнктивов, сейсмическая активность которых в целом ниже, чем у других разломов данной группы.

В разломах с характерными графиками четвертого типа изменение линии регрессии наблюдается на уровне магнитуд  $M=6.1 \pm 0.6$ , хвост распределения изгибается книзу (см. рис. 3, Г). В областях их динамического влияния фиксируются землетрясения с магнитудами, не превышающими  $M=7.0$ . Изгиб графиков повторяемости и более низкие фактические значения магнитуд позволяют сделать вывод о том, что дизъюнктивы с графиками четвертого типа не представляют серьезной опасности и их можно отнести к сейсмически малоопасным разломам. Это разломы Таджикского и Туранского блоков, восточной части Центральной Азии и единичные разломы на юго-восточной границе Тибетского плато (рис. 4). Различные формы хвостов графиков повторяемости землетрясений нуждаются в «физическом» объяснении.

## 7. О ФИЗИЧЕСКИХ ПРИЧИНАХ ВАРИАЦИЙ ПРАВЫХ КОНЦОВ ГРАФИКОВ ПОВТОРЯЕМОСТИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИ СИЛЬНЫХ СОБЫТИЯХ

Получаемые на графиках повторяемости сложные правые окончания (см. рис. 3) и предпринятые многочисленные приемы их математического описания в работах других авторов [Kuznetsova, 1974; Pisarenko, Rodkin, 2004; Rodkin, 2016; Rodkin et al., 2014; Purcaru, 1975; Han et al., 2015; Chen et al., 1998; Stirling et al., 1996; и др.] дают основание предпола-



**Рис. 3.** Типы графиков повторяемости землетрясений, построенные по зафиксированным событиям в областях активного динамического влияния разломов Центральной Азии.

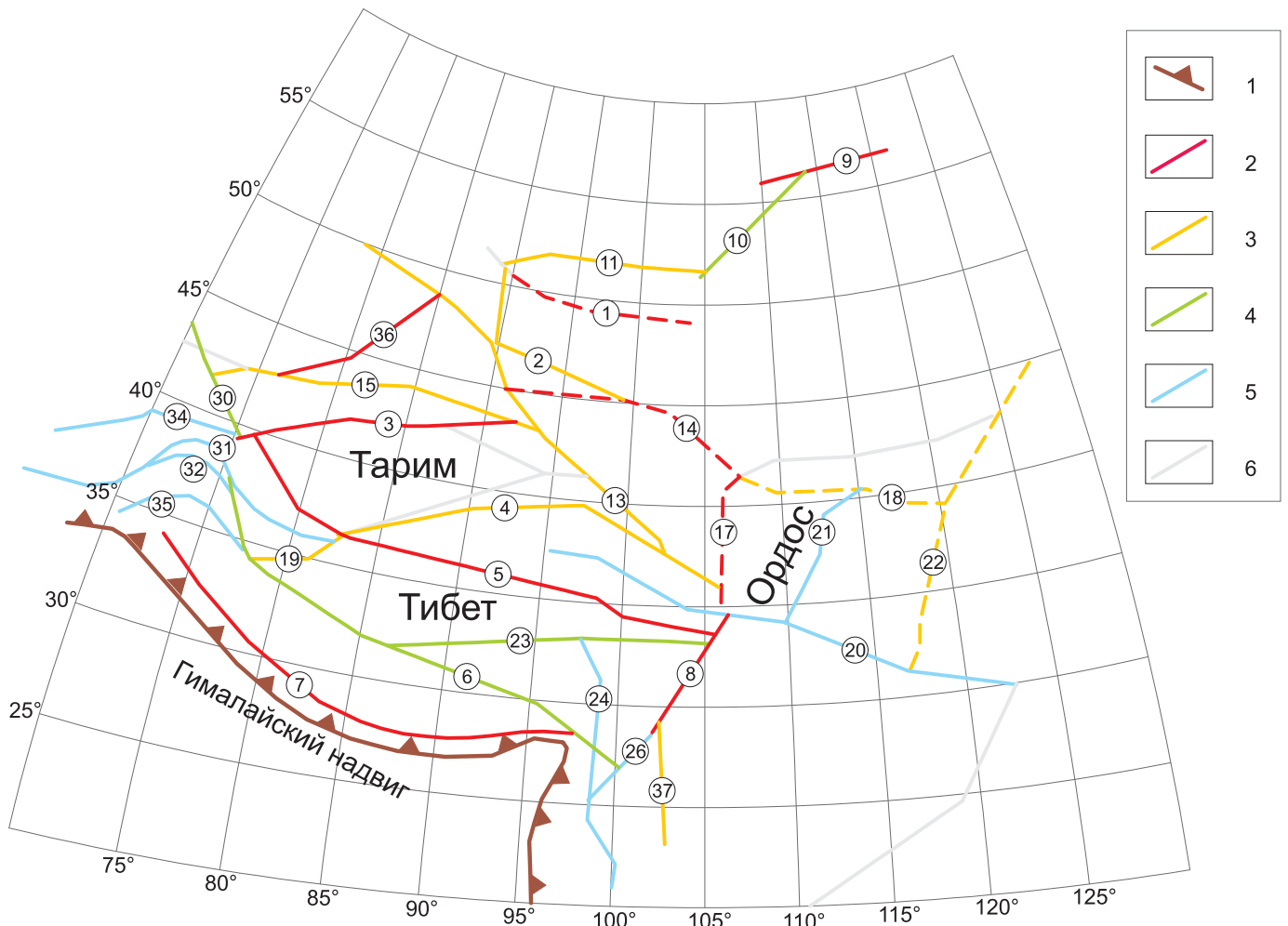
На всех графиках: оси ординат – логарифм кумулятивного комплекса количества землетрясений  $\lg N(M)$ ; оси абсцисс – магнитуда. Сейсмически опасные разломы: А – чрезвычайно опасные (катастрофические); Б – весьма опасные; В – опасные; Г – малоопасные. Номера на графиках соответствуют номерам разломов в авторском каталоге (табл. 1 в статье [Gorbunova, Sherman, 2016]).

**Fig. 3.** Types of earthquake recurrence curves constructed from data on recorded seismic events in the areas of active dynamic influence of faults in Central Asia.

For all the curves, logarithm of the cumulative complex of the number of earthquakes,  $\lg N(M)$  is shown on the Y-axis, and magnitudes are shown on the X-axis. Seismic hazard faults: А – extreme hazard (catastrophic); Б – high hazard; В – hazard; Г – low hazard. Numbers on the curves refer to the fault numbers in the author's catalog (Table 1 in [Gorbunova, Sherman, 2016]).

гать, что наблюдаемый процесс не случаен и имеет определенные физические причины. Они заключаются в том, что при реализации событий с  $M \geq 8$  механизмы очагов землетрясений изменяются и принятое в большинстве моделей [Kostrov, 1975; Rogozhin et al., 2011; Sherman et al., 2012; Sherman, 2014; и мн. др.] смещение в очаге при реализации напряжений по плоскости трещины в форме тре-

ния скольжения (с различными снижающими его компонентами) по физической сути кардинально изменяется. В зоне сместителя материал трансформируется в квазивязкую, пластическую среду, ослабляющую сопротивление сдвигу, способствующую образованию высокой амплитуды смещения при сохраняющемся, практически стабильном региональном поле напряжений.



**Рис. 4.** Карта сейсмоопасных разломов Центральной Азии, ранжированных по вероятным максимально возможным магнитудам землетрясений на основе типов графиков повторяемости.

1 – Гималайский надвиг; 2–5 – разломы с возможными максимальными магнитудами: 2 –  $M \geq 8$ , 3 –  $7 \geq M < 8$ , 4 –  $6.0 \geq M \leq 7.7$ , 5 –  $5.5 \geq M < 7.0$  (пунктиром показаны разломы с математически слабообеспеченной надежностью); 6 – разломы, исключенные из анализа в связи с недостаточным количеством данных. Номера у разломах соответствуют авторскому каталогу (см. табл. 1 в статье [Gorbunova, Sherman, 2016]).

**Fig. 4.** Map of Central Asia showing seismically hazardous faults ranked by probable maximum potential earthquake magnitudes on the basis of the types of the recurrence curves.

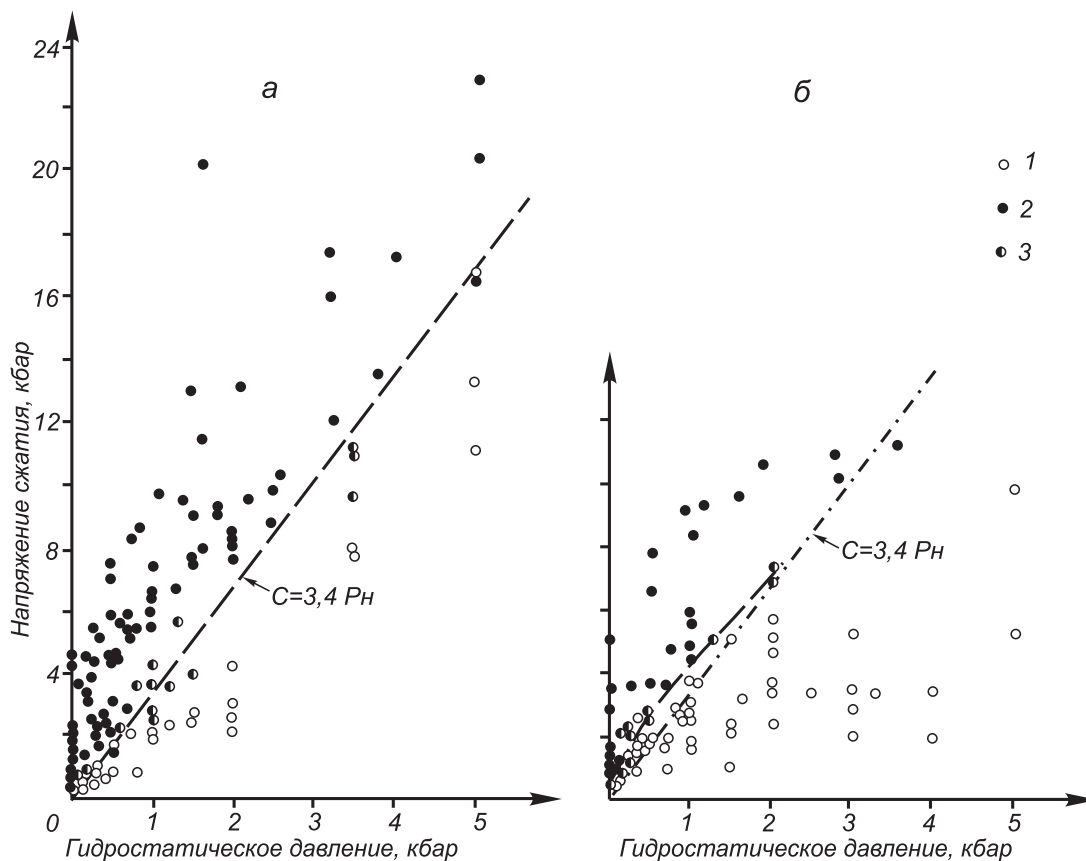
1 – Himalayan thrust; 2–5 – faults with potential maximum magnitudes: 2 –  $M \geq 8$ , 3 –  $7 \geq M < 8$ , 4 –  $6.0 \geq M \leq 7.7$ , 5 –  $5.5 \geq M < 7.0$  (the dashed line shows faults which data is of poor mathematical reliability); 6 – faults excluded from the analysis as the data on such faults is insufficient. The fault numbers correspond to those in the author's catalog (Table 1 in [Gorbunova, Sherman, 2016]).

Ослабление вязкого трения в зонах разломов, разграничивающих смещающиеся блоки, вполне реально. Оно подтверждается работами М.А. Чинеры [1959] (ур. 6); Ю.В. Ризниченко [Riznichenko, 1965a, 1965b] (см. ур. 7, 8), описывающими параметры связи эффективной вязкости пород с энергией максимально возможного землетрясения.

Прямо или косвенно об изменении угла наклона графиков повторяемости, отражающих физические изменения в механизме очагов землетрясений, одним из первых писал К.В. Пшенников [Pshennikov, 1965], а позже на этом акцентировали внимание

многие другие исследователи [Vostrikov, 1994; Sherman, 2014; Sherman et al., 2015]. Специальные исследования хвостов в графиках повторяемости выполнили В.С. Писаренко и М.В. Родкин [Pisarenko, Rodkin, 2004; Rodkin et al., 2014]. Изложенное не противоречит новым исследованиям условий изменения вязкости горных пород в связи с масштабными характеристиками геологических объектов [Qi et al., 2016].

Следовательно, графики повторяемости, построенные для областей динамического влияния разломов с сильными землетрясениями, позволяют



**Рис. 5.** Переход силикатных (а) и карбонатных (б) пород от хрупкого разрушения в состояние пластического течения в зависимости от сложного напряженного состояния [Mogi, 1966].

1 – пластическое течение; 2 – хрупкое разрушение; 3 – переходное состояние (квазихрупкое разрушение) [Mogi, 1966].

**Fig. 5.** Transition of silicate (a) and the carbonate (б) rocks from brittle destruction to the state of plastic flow depending on the complex state of stresses [Mogi, 1966].

1 – plastic flow; 2 – brittle destruction; 3 – transition state (quasi-brittle destruction) [Mogi, 1966].

нам глубже изучить ситуацию в очаге события – наличие и условия скольжения, амплитуда которого не пропорциональна прочности среды на контактах блоков и действующим региональным напряжениям. И прочность среды, и региональные напряжения нами рассматриваются на качественном уровне. Приведенные материалы и предшествующие публикации других исследователей, незначительная толика которых цитирована в статье, дают основание считать весьма обоснованными представления о снижении вязкости среды в зонах разломов, что способствует увеличению амплитуд смещений при стабильных полях региональных напряжений. Этот же вывод подтверждают экспериментальные работы.

В трудоемких экспериментальных исследованиях еще в прошлом веке К. Моги [Mogi, 1966], изучая условия перехода горных пород из состояния хрупкого разрушения к пластическому течению, показал, что изменение типа разрушения происходит

при высоком всестороннем и дополнительном давлении, существенно превышающем всестороннее. Из работ К. Моги [Mogi, 1966] следовало, что переход от хрупкого разрушения к пластическому течению происходит при условии, если дополнительное напряжение сжатия  $C_\sigma$  превосходит всестороннее давление  $P_m$  примерно в 3.4 раза (рис. 5):

$$C_\sigma = 3.4 P_m. \quad (9)$$

Область границы перехода горных пород в состояние пластического течения в естественных условиях шире и существенно зависит не только от всестороннего давления, но и от прочностных свойств горной массы и ее температуры. Расчеты геодинамических условий напряженного состояния среды (превалирование сжатия или растяжения) и дополнительного давления для перехода горных пород в состояние пластического течения приведены в работе [Sherman, 1977]. Появляющиеся

ся и зарождающиеся при квазитечении «непропорциональные» напряжения сдвига дополнительные смещения по разломам, возникающие из-за разности векторных скоростей реологического течения масс, и являются, экспериментальным доказательством пониженной вязкости внутриразломной среды и ее пониженного сопротивления сдвиговым напряжениям. Отсюда высокие амплитуды смещений по плоскостям разломов в межблоковых зонах и генерация очагов землетрясений с  $M \geq 8.0$ . Таково одно из экспериментальных доказательств возможности генерации сильных землетрясений и своеобразный комплексный источник их энергетического потенциала.

Сильные землетрясения западной части Центральной Азии в последнее столетие являются прямым следствием высоких напряжений субмеридионального сжатия, квазитечения горных масс и значительных смещений по крупным межблоковым разломам.

Завершая изложение тектонофизических признаков генерации сильных землетрясений в литосфере Центральной Азии, можно утверждать следующее:

1. Сильные катастрофические землетрясения в континентальной литосфере происходят в областях динамического влияния крупных разломов литосферы при относительно высоких амплитудах смещения пограничных блоков (крыльев разломов).

2. Смещения с высокими амплитудами при относительно стабильном поле напряжений происходят благодаря снижению вязкости (квазивязкости) среды, формирующей внутреннюю структуру разломов.

3. Снижение вязкости среды во внутренней структуре разломов связано с физическими условиями перехода горных пород в зонах разломов в состояние квазипластического или пластического течения (превышение одностороннего давления над всесторонним, относительное снижение прочностных свойств внутриразломной среды при увеличении длины разломов).

4. Снижение вязкости разломной зоны ведет к увеличению скорости смещений крыльев разломов при постоянном поле напряжений. Это принципиально основной фактор, трансформирующий сейсмоактивные разломы с  $M \leq 7.5$  в аналогичные по характеристике, но энергетически более сильные с  $M \geq 8$ .

Изложенные тектонофизические критерии формирования очагов сильных землетрясений, их углубленная разработка и аргументация требуют комплексного подхода к анализу имеющихся и необходимых дополнительных материалов для синтеза данных и разработки долгосрочного прогноза сильных землетрясений на базе нового представ-

ления о тектонофизических условиях формирования их очагов.

## 8. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Прогноз сильных землетрясений многие десятилетия остается актуальной проблемой современной геодинамики и сейсмологии. Фактически изучены все сейсмоопасные регионы мира и выделены сейсмоактивные континентальные разломы, потенциально опасные по генерации сильных землетрясений. Целенаправленное внимание к ним и систематические сейсмологические наблюдения не позволяют уверенно прогнозировать назревающие события. В числе причин прогнозных неудач – недоработки концепции формирования и реализации сильных землетрясений. Выделенные четыре тектонофизических критерия формирования очагов сильных землетрясений – структурный (крупные сейсмоактивные разломы), кинематический (большие амплитуды смещения крыльев), реологический (физические свойства среды внутреннего наполнения разломов – пониженная вязкость внутриразломной среды) и динамический (повышенная скорость смещений) – образуют ядро основных вопросов, изучение которых на количественной основе заложит научную базу долгосрочного прогноза сильных землетрясений. Необходимо постоянно иметь в виду, что сильные землетрясения – своеобразная энергетическая вершина «айсберга» сейсмического процесса, отражающая сложное взаимодействие ряда образующих ее диссипативных систем, сочетающих познанные нами закономерности с пока непознанными, хаотическими. Во многом прав Г.А. Соболев, слова которого приведены в начале статьи, говоря о сложности установления законов развития катастроф в неоднородной многофазной среде. Сложность – качественная оценка ее состояния к настоящему времени. Вместе с тем, эта проблема решаема, прогноз сильных землетрясений – задача времени. Ее научная и практическая реализация возможна при комплексировании исследований на основе творческого сотрудничества научных организаций геолого-геофизической и математической направленности.

## 9. БЛАГОДАРНОСТИ

Автор благодарит рецензентов доктора физико-математических наук А.Д. Завьялова и доктора физико-математических наук М.В. Родкина за советы и замечания, учтенные при подготовке рукописи к публикации.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 15-55-53023 ГФЕН – Российско-Китайский совместный проект) и соответствуют отдель-

ному заданию плана НИР лаборатории тектонофизики ИЗК СО РАН.

## 10. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

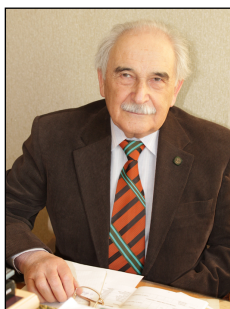
- Atlas of Seismotectonics in Central Asia*. Beijing, 2013. 129 p.
- Chen S.J., Wang Z.C., Jiu-Qing T., 1998. Nonlinear magnitude frequency relation and two types of seismicity systems. *Acta Seismologica Sinica* 11 (2), 207–218. <http://dx.doi.org/10.1007/s11589-998-0058-y>.
- Chinnery M.A., 1969. Earthquake magnitude and source parameters. *Bulletin of the Seismological Society of America* 59 (5), 1969–1982.
- Dobrovolsky I.P., 1991. The Theory of Tectonic Earthquake Preparation. Nauka, Moscow, 218 p. (in Russian) [Добровольский И.П. Теория подготовки тектонического землетрясения. М.: Наука, 1991. 218 с.].
- Florensov N.A., Solonenko V.P. (Eds.), 1963. The Gobi-Altai earthquake. Publishing House of Academy of Sciences of USSR, Moscow, 424 p. (in Russian) [Гоби-Алтайское землетрясение / Ред. Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 424 с.].
- Gatinsky Yu.G., Vladova G.L., Prokhorova T.V., Rundkvist D.V., 2011. Geodynamics of Central Asia and prediction of catastrophic earthquakes. *Prostranstvo i Vremya (Space and Time)* (3), 124–134 (in Russian) [Гатинский Ю.Г., Владова Г.Л., Прохорова Т.В., Рундквист Д.В. Геодинамика Центральной Азии и прогноз катастрофических землетрясений // Пространство и время. 2011. № 3. С. 124–134].
- Gorbunova E.A., Sherman S.I., 2016. The probability of strong ( $M \geq 7.5$ ) earthquakes in fault zones of Central Asia (tectonophysical analysis). *Geodynamics & Tectonophysics* 7 (2), 303–314 (in Russian) [Горбунова Е.А., Шерман С.И. Вероятность сильных ( $M \geq 7.5$ ) землетрясений в зонах разломов Центральной Азии (тектонофизический анализ) // Геодинамика и тектонофизика. 2016. Т. 7. № 2. С. 303–314]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2016-7-2-0208>.
- Gufeld I.L., Matveeva M.I., Novoselov O.N., 2011. Why we cannot predict strong earthquakes in the Earth's crust. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (4), 378–415 (in Russian) [Гуфельд И.Л., Матвеева М.И., Новоселов О.Н. Почему мы не можем осуществить прогноз сильных коровых землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 4. С. 378–415]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-4-0051>.
- Gutenberg B., Richter C.F., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 34 (4), 185–188.
- Han Q., Wang L., Xu J., Carpinteri A., Lacidogna G., 2015. A robust method to estimate the b-value of the magnitude-frequency distribution of earthquakes. *Chaos, Solitons & Fractals* 81 (Part A), 103–110. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chaos.2015.09.004>.
- Kissin I.G., 2006. Sensitive zones of the Earth's crust as a manifestation of dynamics of the interaction of blocks. *Doklady Earth Sciences* 407 (2), 418–423. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X06030160>.
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A., 2011. Seismogenic width of a fault zone. *Doklady Earth Sciences* 437 (1), 412–415. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X11030147>.
- Kocharyan G.G., Spivak A.A., 2003. Dynamics of Deformation of Rock Blocks. Akademkniga, Moscow, 423 p. (in Russian) [Кочарян Г.Г., Спивак А.А. Динамика деформирования блочных массивов пород. М.: Академкнига, 2003. 423 с.].
- Kostrov B.V., 1975. Mechanics of Tectonic Earthquake Source. Nauka, Moscow, 176 p. (in Russian) [Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука, 1975. 176 с.].
- Kuzmin Yu.O., 2004. Recent Geodynamics of Fault Zones. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 40 (10), 868–882.
- Kuznetsova K.I., 1974. Features of earthquake recurrence curves and behavior of rock masses. In: Yu.V. Riznichenko (Ed.), Regional studies of seismic regime. Shtinnitsa, Kishinev, p. 100–108 (in Russian) [Кузнецова К.И. Особенности графика повторяемости землетрясений и поведение горных масс // Региональные исследования сейсмического режима / Ред. Ю.В. Ризниченко. Кишинев: Штинница, 1974. С. 100–108].
- Lunina O.V., 2001. Lithosphere stress field as a control over seismogenic fault parameters and earthquake magnitudes. *Geologiya i Geofizika (Russian Geology and Geophysics)* 42 (9), 1389–1398.
- Mogi K., 1966. Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow. *Bulletin of the Earthquake Research Institute* 44 (1), 215–232.
- National Earthquake Information Center (NEIC), 2016. Available from: <http://earthquake.usgs.gov/> (last accessed October 7, 2016).
- Pacheco J.F., Scholz C.H., Sykes L.R., 1992. Changes in frequency-size relationship from small to large earthquakes. *Nature* 355 (6355), 71–73. <http://dx.doi.org/10.1038/355071a0>.
- Pisarenko V.F., Rodkin M.V., 2004. Heavy-tailed Distributions in Disaster Analysis. Computational seismology, vol. 38. GEOS, Moscow, 240 p. (in Russian) [Писаренко В.Ф., Родкин М.В. Распределение с тяжелыми хвостами: приложения к анализу катастроф. Вычислительная сейсмология. Вып. 38. М.: ГЕОС, 2004. 242 с.].

- Pshennikov K.V., 1965. The Mechanism of Occurrence of Aftershocks and Nonelastic Properties of the Earth's Crust. Nauka, Moscow, 86 p. (in Russian) [Пшенников К.В. Механизм возникновения афтершоков и неупругие свойства земной коры. М.: Наука, 1965. 86 с.].
- Purcaru G., 1975. A new magnitude-frequency relation for earthquakes and a classification of relation types. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* 42 (1), 61–79. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1975.tb05850.x>.
- Qi C., Haoxiang C., Bai J., Qi J., Li K., 2016. Viscosity of rock mass at different structural levels. *Acta Geotechnica* (in press). <http://dx.doi.org/10.1007/s11440-016-0449-5>.
- Riznichenko Yu.V., 1965a. About seismic flow of rock masses. In: Yu.V. Riznichenko (Ed.), Dynamics of the Earth's crust. Nauka, Moscow, p. 56–63. (in Russian) [Ризниченко Ю.В. О сейсмическом течении горных масс // Динамика земной коры / Ред. Ю.В. Ризниченко. М.: Наука, 1965. С. 56–63].
- Riznichenko Yu.V., 1965b. Relationship between rock flow and seismicity. *Doklady AN SSSR* 161 (1), 97–99 (in Russian) [Ризниченко Ю.В. Связь течения горных масс с сейсмичностью // Доклады АН СССР. 1965. Т. 161. № 1. С. 97–99].
- Riznichenko Yu.V., 1985. Problems of Seismology. Selected Works. Nauka, Moscow, 408 p. (in Russian) [Ризниченко Ю.В. Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука, 1985. 408 с.].
- Rodkin M.V., 2016. Catastrophes and Civilization. The Problem of Civilization Survival Viewed by a Physicist. Intellect Publishing House, Dolgoprudnyi, 232 p. (in Russian) [Родкин М.В. Катастрофы и цивилизации. Проблема выживания цивилизаций глазами физика. Долгопрудный: Издательский дом «Интеллект», 2016. 232 с.].
- Rodkin M.V., Pisarenko V.F., Ngo Thi Lu, Rukavishnikova T.A., 2014. On potential representations of the distribution law of rare strongest earthquakes. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 893–904 (in Russian) [Родкин М.В., Писаренко В.Ф., Нго Тхи Лу, Рукавишников Т.А. О возможных реализациях закона распределения редких сильнейших землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 4. С. 893–904]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0161>.
- Rogozhin E.A., Ioganson L.I., Zavyalov A.D., Zakharov V.S., Lutikov A.I., Slavin L.B., Reisner G.I., Ovsyuchenko A.N., Yunga S.L., Novikov S.S., 2011. Potential Seismic Sources and Seismic Precursors of Earthquakes – The Basis for a Real Earthquake Prediction. Svetoch Plus, Moscow, 368 p. (in Russian) [Рогожин Е.А., Иогансон Л.И., Завьялов А.Д., Захаров В.С., Лутиков А.И., Славина Л.Б., Рейснер Г.И., Овсяченко А.Н., Юнга С.Л., Новиков С.С. Потенциальные сейсмические очаги и сейсмологические предвестники землетрясений – основа реального сейсмического прогноза. М.: Светоч Плюс, 2011. 368 с.].
- Sadovsky M.A., Bolkhovitinov L.G., Pisarenko V.F., 1987. Deformation of Geophysical Medium and Seismic Process. Nauka, Moscow, 100 p. (in Russian) [Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. Деформирование геофизической среды и сейсмический процесс. М.: Наука, 1987. 100 с.].
- Sadovsky M.A., Pisarenko V.F., 1991. Seismic Process in Block Medium. Nauka, Moscow, 96 p. (in Russian) [Садовский М.А., Писаренко В.Ф. Сейсмический процесс в блоковой среде. М.: Наука, 1991. 96 с.].
- Sherman S.I., 1977. Physical Regularities of Faulting in the Earth's Crust. Nauka, Novosibirsk, 102 p. (in Russian) [Шерман С.И. Физические закономерности развития разломов земной коры. Новосибирск: Наука, 1977. 102 с.].
- Sherman S.I., 2009a. A tectonophysical model of a seismic zone: experience of development based on the example of the Baikal rift system. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 45 (11), 938–951. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351309110020>.
- Sherman S.I., 2009b. Tectonophysical parameters of lithospheric faults, selected methods of study and cases. In: Yu.L. Rebetsky (Ed.), Modern tectonophysics. Methods and results. IPE RAS, Moscow, p. 302–317 (in Russian) [Шерман С.И. Тектонофизические параметры разломов литосферы, избранные методы изучения и примеры использования // Современная тектонофизика. Методы и результаты / Ред. Ю.Л. Ребецкий. М.: ИФЗ РАН, 2009. С. 302–317].
- Sherman S.I., 2013. Deformation waves as a trigger mechanism of seismic activity in seismic zones of the continental lithosphere. *Geodynamics & Tectonophysics* 4 (2), 83–117 (in Russian) [Шерман С.И. Деформационные волны как триггерный механизм сейсмической активности в сейсмических зонах континентальной литосферы // Геодинамика и тектонофизика. 2013. Т. 4. № 2. С. 83–117]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2013-4-2-0093>.
- Sherman S.I., 2014. Seismic Process and the Forecast of Earthquakes: Tectonophysical Conception. Academic Publishing House “Geo”, Novosibirsk, 359 p. (in Russian) [Шерман С.И. Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2014. 359 с.].
- Sherman S.I., 2015a. Genetic sources and tectonophysical regularities of divisibility of the lithosphere into blocks of various ranks at different stages of its formation: tectonophysical analysis. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (3), 387–408. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2015-6-3-0187>.
- Sherman S.I., 2015b. Localization of recent strong earthquakes in Central Asia: a rare combination of geodynamic and trigger factors. In: V.V. Adushkin, G.G. Kocharian (Eds.), Trigger effects in geosystems. GEOS, Moscow, p. 138–149 (in Russian) [Шерман С.И. Локализация современных сильных землетрясений в Центральной Азии: редкое сочетание геодинамических и триггерных факторов // Триггерные эффекты в геосистемах / Ред. В.В. Адушкин, Г.Г. Кочарян. М.: ГЕОС, 2015. С. 138–149].



- Sherman S.I., Bornyakov S.A., Buddo V.Yu., 1983. Areas of Dynamic Influence of Faults (Modelling Results). Nauka, Novosibirsk, 110 p. (in Russian) [Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. СО АН СССР, 1983. 110 с.].
- Sherman S.I., Gorbunova E.A., 2010. New data on the regularities of the earthquake manifestation in the Baikal seismic zone and their forecast. *Doklady Earth Sciences* 435 (2), 1659–1664. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X10120238>.
- Sherman S.I., Ma Jin, Dem'yanovich V.M., Yanshuang G., 2014. New data on tectonophysical regularities of the epicentral and hypocentral earthquake fields in the rift systems of Central Asia. *Doklady Earth Sciences* 456 (2), 775–779. <http://dx.doi.org/10.1134/S1028334X14060385>.
- Sherman S.I., Lysak S.V., Gorbunova E.A., 2012. A tectonophysical model of the Baikal seismic zone: testing and implications for medium-term earthquake prediction. *Russian Geology and Geophysics* 53 (4), 392–405. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rgg.2012.03.003>.
- Sherman S.I., Ma Jin, Gorbunova E.A., 2015. Recent strong earthquakes in Central Asia: regular tectonophysical features of locations in the structure and geodynamics of the lithosphere. Part 1. Main geodynamic factors predetermining locations of strong earthquakes in the structure of the lithosphere in Central Asia. *Geodynamics & Tectonophysics* 6 (4), 409–436. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0188>.
- Sherman S.I., Seminsky K.Zh., Cheremnykh A.V., 2005a. Fault-block tectonics of Central Asia: experience of tectonophysical analysis. In: K.G. Levi, S.I. Sherman (Eds.), Top problems of recent geodynamics of Central Asia. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, p. 135–165 (in Russian) [Шерман С.И., Семинский К.Ж., Черемных А.В. Разломно-блоковая тектоника Центральной Азии: опыт тектонофизического анализа // Актуальные вопросы современной геодинамики Центральной Азии / Ред. К.Г. Леви, С.И. Шерман. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2005. С. 135–165].
- Sherman S.I., Sorokin A.P., Savitskii V.A., 2005b. New methods for the classification of seismoactive lithospheric faults based on the index of seismicity. *Doklady Earth Sciences* 401A (3), 413–416.
- Sherman S.I., Zlogodukhova O.G., 2011. Seismic belts and zones of the Earth: formalization of notions, positions in the lithosphere, and structural control. *Geodynamics & Tectonophysics* 2 (1), 1–34 (in Russian) [Шерман С.И., Злогодукхова О.Г. Сейсмические пояса и зоны Земли: формализация понятий, положение в литосфере и структурный контроль // Геодинамика и тектонофизика. 2011. Т. 2. № 1. С. 1–34]. <http://dx.doi.org/10.5800/GT-2011-2-1-0031>.
- Sherman S.I., Zlogodukhova O.G., 2013. Map II-7. "Seismic belts and zones of the Earth". In: Atlas of seismotectonics in Central Asia. Beijing, p. 51.
- Sobolev G.A., 1993. Fundamentals of Earthquake Prediction. Nauka, Moscow, 313 p. (in Russian) [Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М.: Наука, 1993. 313 с.].
- Sobolev G.A., 2011. The Earthquake Predictability Concept Based on Dynamics of Seismicity in Case of Trigger Effect. IPE RAS, Moscow, 56 p. (in Russian) [Соболев Г.А. Концепция предсказуемости землетрясений на основе динамики сейсмичности при триггерном воздействии. М.: ИФЗ РАН, 2011. 56 с.].
- Sobolev G.A., Ponomarev A.V., 2003. The Physics of Earthquakes and Precursors. Nauka, Moscow, 270 p. (in Russian) [Соболев Г.А., Пономарев А.В. Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука, 2003. 270 с.].
- Sobolev G.A., Shpettsler Kh., Kol'tsov A.V., 1991. Some properties of unstable slip along uneven fracture. In: G.A. Sobolev (Ed.), Physics of rocks at high pressure. Nauka, Moscow, p. 97–108 (in Russian) [Соболев Г.А., Шпетцлер Х., Кольцов А.В. Некоторые свойства неустойчивого скольжения по неровному разрыву // Физика горных пород при высоких давлениях / Ред. Г.А. Соболев. М.: Наука, 1991. С. 97–108].
- Stirling M.W., Wesnousky S.G., Shimazaki K., 1996. Fault trace complexity, cumulative slip, and the shape of the magnitude-frequency distribution for strike-slip faults: a global survey. *Geophysical Journal International* 124 (3), 833–868. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb05641.x>.
- Tapponier P., Molnar P., 1979. Active faulting and Cenozoic tectonics of the Tien Shan, Mongolia and Baikal region. *Journal of Geophysical Research* 84 (B7), 3425–3459. <http://dx.doi.org/10.1029/JB084iB07p03425>.
- Ulomov V.I., Shumilina L.S., 1999. Set of General Seismic Zoning Maps of the Russian Federation – OSR-97. Scale 1:8000000. Explanatory Note and a List of Cities and Towns Located in Regions of Seismic Hazard. UIPE, Moscow, 57 p. (in Russian) [Уломов В.И., Шумилина Л.С. Комплект карт общего сейсмического районирования территории Российской Федерации – ОСР-97. Масштаб 1:8000000. Объяснительная записка и список городов и населенных пунктов, расположенных в сейсмоопасных районах. М.: ОИФЗ, 1999. 57 с.].
- Vostrikov G.A., 1994. Relationship between parameters of the recurrence curve, seismic flow and earthquake source. Proceedings of GIN RAS. Issue 482. GIN RAS, Moscow, 292 p. (in Russian) [Востриков Г.А. Связь параметров графика повторяемости, сейсмического течения и очага землетрясения. Труды ГИН РАН. Вып. 482. М.: ГИН РАН, 1994. 292 с.].
- Wells D.G., Coppersmith K.J., 1994. New empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture width, rupture area, and surface displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America* 84 (4), 974–1002.
- Wesnousky S.G., Scholz C.H., Shimazaki K., Matsuda T., 1984. Integration of geological and seismological data for the analysis of seismic hazard: A case study of Japan. *Bulletin of the Seismological Society of America* 74 (2), 687–708.

Zavyalov A.D., 2006. Medium-Term Forecasting of Earthquakes: Fundamentals, Methods, Implementation. Nauka, Moscow, 254 p. (in Russian) [Завьялов А.Д. Среднесрочный прогноз землетрясений: основы, методика, реализация. М.: Наука, 2006. 254 с.].



**Шерман Семен Иойнович**, академик Российской академии естественных наук,  
докт. геол.-мин. наук, профессор, г.н.с.  
Институт земной коры СО РАН  
664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия  
Тел.: (3952)428261; e-mail: [ssherman@crust.irk.ru](mailto:ssherman@crust.irk.ru)

**Sherman, Semen I.**, Academician of the Russian Academy of Natural Sciences,  
Doctor of Geology and Mineralogy, Professor, Chief Researcher  
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS  
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia  
Tel.: (3952)428261; e-mail: [ssherman@crust.irk.ru](mailto:ssherman@crust.irk.ru)