

<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0363>

THE RHEOLOGY OF THE GEOLOGICAL MEDIUM OF INTERBLOCK SEISMICALLY ACTIVE FAULTS IN THE CONTINENTAL LITHOSPHERE: A KEY TO UNDERSTANDING THE GENERATION OF THE STRONGEST EARTHQUAKES IN CENTRAL ASIA

S. I. Sherman, E. A. Gorbunova

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

Abstract: The problem of earthquake forecasting remains challenging, especially considering strong seismic events ($M \geq 8$). Strong earthquakes occur most often along the fault planes due to large-amplitude displacements of the contacting blocks. In such cases, the physical parameters of the earthquake foci generation process are estimated on the basis of the concepts describing the destruction of solids. In this paper, we present a new tectonophysical model of strong earthquake foci in the continental lithosphere. In this model, an earthquake focus is viewed as a body whose rheological properties are changing over time throughout the entire seismic period, including the moment of the seismic event initiation, its occurrence and the subsequent stress release in of the geological medium. In the period when a future earthquake source develops and grows, the physical properties of the host rocks are assumed to change substantially, and both the viscosity and the relative shear strength decreases. At the moment of time when a strong earthquake takes place, the viscosity of the rocks in its focus is at its minimum value and thus favorable for high-amplitude interblock shearing under the current regional stress and unchanged geodynamic factors. A decrease in the viscosity is facilitated by an increase in the fault length and leads to weakening of the geological medium and decreases its strength properties. When the earthquake occurs, the viscosity of the rocks in its source is assumed significantly lower than the dynamic viscosity of the lithosphere and not less than one or two orders below the viscosity of the interblock seismically active medium containing the source. It is most likely that at the moment of time when an earthquake takes place, the viscosity in its source is 10^{17} – 10^{19} Pa·s. In our approach, the parameter of viscosity is introduced into the physics of earthquake foci, and the time factor is taken into account when studying the process of earthquake preparation and occurrence, which can be an important step to gaining more knowledge for forecasting of the strongest seismic events ($M \geq 8$).

Key words: strong earthquake; physics of earthquake foci; rheology; viscosity

RESEARCH ARTICLE

Handling Editor: K.Zh. Seminsky

Received: July 13, 2017

Revised: April 9, 2018

Accepted: May 23, 2018

For citation: Sherman S.I., Gorbunova E.A., 2018. The rheology of the geological medium of interblock seismically active faults in the continental lithosphere: a key to understanding the generation of the strongest earthquakes in Central Asia. *Geodynamics & Tectonophysics* 9 (3), 571–586. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0363.

Для цитирования: Шерман С.И., Горбунова Е.А. Реология среды в межблоковых сейсмоактивных разломах континентальной литосферы – ключ к генерации сильнейших землетрясений в Центральной Азии // *Геодинамика и тектонофизика*. 2018. Т. 9. № 3. С. 571–586. doi:10.5800/GT-2018-9-3-0363.

РЕОЛОГИЯ СРЕДЫ В МЕЖБЛОКОВЫХ СЕЙСМОАКТИВНЫХ РАЗЛОМАХ КONTИНЕНТАЛЬНОЙ ЛИТОСФЕРЫ – КЛЮЧ К ГЕНЕРАЦИИ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ АЗИИ

С. И. Шерман, Е. А. Горбунова

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, Россия

Аннотация: Проблема прогноза землетрясений остается по-прежнему актуальной. Особый интерес вызывают сильные сейсмические события с магнитудой $M \geq 8$. Землетрясения такой силы рассматриваются как результат крупноамплитудных смещений контактирующих блоков вдоль плоскости разрыва. При этом физические параметры генерации очагов землетрясений оцениваются на основе представлений о разрушении твердых тел. В статье предлагается новая тектонофизическая модель очагов сильных землетрясений в континентальной литосфере. В предлагаемой модели очаг землетрясения рассматривается как тело, реологические свойства которого меняются с течением времени с момента его зарождения до реализации и последующей релаксации среды. Предполагается, что в процессе развития и роста очага будущего сейсмического события существенно меняются физические свойства вмещающих горных пород – уменьшается вязкость и относительная сдвиговая прочность. При этом непосредственно в момент сильного землетрясения вязкость среды в его очаге принимает минимальные значения, благоприятные для возникновения высокоамплитудной межблоковой подвижки в условиях существующего регионального напряжения и неменяющихся геодинамических факторов. Снижению вязкости способствует увеличение длины разрыва, что приводит к ослаблению среды и уменьшению ее прочностных свойств. Предполагается, что вязкость горных пород в очаге в момент землетрясения должна быть существенно ниже динамической вязкости литосферы и не менее чем на один-два порядка ниже вязкости межблоковой сейсмоактивной среды, вмещающей очаг. Наиболее вероятно, что вязкость среды в очаге сейсмического события в момент его реализации составляет 10^{17} – 10^{19} Па·с. Такой подход, при котором в физику очага землетрясения вводится параметр вязкости, а в процесс его формирования и реализации – фактор времени, может оказаться существенным шагом, приближающим к возможности прогноза сильнейших сейсмических событий с магнитудой $M \geq 8$.

Ключевые слова: сильное землетрясение; физика очага землетрясения; реология; вязкость

1. ВВЕДЕНИЕ

Сейсмичность континентальной литосферы, локализуемая преимущественно в ее верхней части, всегда рассматривается как результат деформации твердого тела. На этом базируется преобладающее большинство физических моделей землетрясений и общее представление о сейсмическом процессе как мегадеформации определенных объемов земной коры – упругопластичной части континентальной литосферы. Разработаны различные физические модели очагов землетрясений, в основе которых лежит представление об очаге как результате разрушения твердого тела. Многогранные аспекты изучения сейсмических зон литосферы и глубокая разработка отдельных составляющих теории сейсмического процесса все еще не позволяют исследователям предложить удовлетворительную методику прогноза особенно сильных ($M \geq 8$), катастрофических землетрясений, пространственная генерация которых в зонах крупных

разломов литосферы прогнозируется в общих чертах, а оценка времени реализации событий пока остается труднорешаемой проблемой. По нашему мнению, одним из насущных базовых вопросов, осложняющих ее решение, является оценка состояния среды в очагах сильнейших событий. В преобладающем большинстве случаев эта среда рассматривается как межблоковая, в различной степени трещиноватая или катакластическая, разграничивающая смещающиеся при генерации событий блоки [Sadovsky et al., 1987; и мн. др.]. Физические параметры генерации очагов в такой среде рассчитываются по моделям разрушения твердого тела или, в конкретных случаях, крупноамплитудных межблоковых смещений в нем [Sadovsky et al., 1982, 1987]. При этом очень сложно или даже невозможно оценить параметр времени, предопределяющий развитие деформации твердого тела в виде землетрясения. Он не входит в параметры расчетов состояния упругой среды. В этом, по мнению авторов, одна из причин основных затруднений во

временном прогнозе возникновения сильных и сильнейших землетрясений в континентальной литосфере.

В статье обсуждается возможность рассмотрения физики очага сильнейшего землетрясения на базе исследования реологического поведения среды, обладающей пластичностью и квазипластичностью в координатах времени. Подобный подход дает возможность использовать параметр времени в качестве одного из важнейших факторов формирования физических свойств среды, который позволяет оценивать ее временную «прочность» при различных тектонических нагрузках, что имеет принципиальное значение для прогноза сильнейших землетрясений.

2. СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС КАК КВАЗИТЕЧЕНИЕ: СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О РЕОЛОГИИ СРЕДЫ ПРИ РАЗНЫХ МАСШТАБАХ И СПОСОБАХ НАГРУЖЕНИЯ

Сложность эффективного прогноза сильных землетрясений континентальной литосферы заключается в необходимости оценки большой группы геологических и физических факторов, обуславливающих физику очагов и магнитуду генерируемых сейсмических событий. Свойства кристаллической среды определенных объемов литосферы во многом зависят от размеров слагающих ее объектов и времени действия нагрузки. В подобных условиях физические свойства литосферы существенно различны, что отчетливо проявляется при оценке ее прочности для длительных периодов времени. Прочностные свойства и подвижность породного массива определяются масштабами анализируемых объектов. В мегаобъемах кристаллическая среда литосферы представляет собой сплошное слоистое тело, окаймляющее мантию Земли. Уменьшая его объем до макроскопических частей литосферы (метры, десятки и сотни метров) и отдельных слоев горных пород, мы фиксируем однородные или разнородные, но обязательно трещиноватые образования. При этом их физические свойства могут меняться из-за длительности действия нагрузки. В комплексе эти обстоятельства предопределяют реологию среды. Длительное действие постоянной нагрузки на кристаллические горные породы деформирует их вплоть до складчатых формирований, тем самым свидетельствуя о том, что среда ведет себя как пластическое тело.

Данное вступление потребовалось для пояснения авторских построений, касающихся структурно-геологической ситуации в сейсмических зонах континентальной литосферы и очагах сильных землетрясений. Сейсмическая зона занимает по площади тысячи квадратных километров, а глуби-

на гипоцентров сильных землетрясений в ней, как правило, не превышает 40–50 км. Образующиеся в сейсмической зоне отдельные очаги даже весьма сильных ($M \geq 8$) землетрясений по объему очаговой зоны не превышают сотни кубических километров [Sherman, Zlogodukhova, 2011]. По форме очаги сильных землетрясений рассматриваются как эллипсоидные тела [Ulomov, 1993, 1999], оси которых лежат в плоскости межблокового разлома, при этом самая короткая из них соответствует ширине зоны дробления и соизмерима с ней. Ее размеры могут быть оценены в десятки километров, тогда как протяженность длинной оси – до сотни километров [Rogozhin, 2000; Sherman, 2014]. Таким образом, даже для сильного землетрясения очаг – это весьма малая часть объема сейсмической зоны, а физические свойства слагающих его пород могут существенно отличаться от физических свойств окружающего пространства. Подобный ранговый подход в пространстве и времени позволяет выявить тектонофизические свойства и, следовательно, закономерности вариаций процессов в кристаллической структуре литосферы, которые способствуют генерации очагов сильных землетрясений и их разрядке.

2.1. О РЕОЛОГИИ ЛИТОСФЕРЫ

А.В. Пейве еще в 60-х годах прошлого столетия был сторонником разломно-блоковой структуры земной коры, отмечая, что «до глубины 30–50 км кора оказывается наиболее подвижной и раздробленной и представляет собой, по существу, гигантскую, планетарного масштаба, тектоническую брекчию» [Peive, 1990, p. 167]. Отмечая роль разломов в строении и развитии земной коры, он утверждал: «Разломы направляют течение многих геологических процессов, и прежде всего тектонические движения блоков земной коры» [Peive, 1990, p. 168]. И далее, в другой статье [Peive, 1990, p. 313], затрагивая уже литосферу, автор писал: «В результате происходит тектоническое перемещение корового и мантийного материала на большую глубину, сопровождаемое химическими преобразованиями, частичным плавлением и гравитационной дифференциацией перемещающихся масс». Речь идет о двух формах реализации движений больших объемов горных масс: (1) «пластическом тектоническом течении, свойственном глубинным зонам земной коры и мантии...» и (2) разрывно-глыбовом тектоническом течении...» [Peive, 1990, p. 284]. Отсюда сущность тектонических движений, по мнению А.В. Пейве [Peive, 1990, p. 285], сводится к процессам пластического и разрывно-глыбового течения горных масс, соотношение которых меняется в вертикальном разрезе литосферы. Очень

детально пластические деформации и тектоническое течение в литосфере в последующие годы было рассмотрено А.В. Лукьяновым [Lukyanov, 1991].

Течение материала коры и литосферы в целом под углом зрения сейсмического процесса очень внимательно рассматривалось Ю.В. Ризниченко в ряде публикаций (например [Riznichenko, 1985]). Его первые работы о сейсмическом течении горных масс появились в 1965 г. (см. [Riznichenko, 1985, p. 220]) одновременно с активным развитием реологии. Особое внимание в них акцентировалось на связи течения горных пород с сейсмичностью. При этом тектоническое течение Ю.В. Ризниченко [Riznichenko, 1965] рассматривал как подвижный слой квазипластического течения материала, находящийся между двумя консолидированными взаимно сдвигающимися блоками (рис. 1, а). В этом макроскопически непрерывном сдвигаемом объеме выделялись структурные «сейсмические элементы», которые упруго напрягаются, разрушаются и восстанавливаются в процессе течения (рис. 1, б). Деформация и разрушение подобных элементов разрывами обеспечивают сейсмическую часть вертикального или горизонтального течения материала. Размеры сейсмических элементов определяют накопленную и излучаемую энергию. Эта энергия и частота формирующихся разрывов разной величины связаны между собой законом повторяемости землетрясений [Riznichenko, 1965]. Автором рассматривался весь комплекс регистрируемых магнитуд землетрясений в разломной межблоковой зоне за определенный интервал времени. По сути, был предопределен развиваемый в настоящее время подход к применению закона Гутенберга – Рихтера, в том числе к областям динамического влияния разломов [Sherman, 2014]. Каждый «сейсмический элемент» в дальнейшем рассматривался Ю.В. Ризниченко в виде модели сейсмического очага Рейда – Беньоффа [Benioff, 1964], для анализа которой использовалась совокупность сейсмических элементов, связанная единым межблоковым разломом (и, следовательно, законом повторяемости землетрясений – С.Ш.). Для связи макроскопических сейсмических элементов с более крупным по масштабу тектоническим течением Ю.В. Ризниченко допускал, что все тектоническое течение может быть обусловлено сейсмическим течением, и проводил некоторые возможные для описываемого времени расчеты.

Дальнейшие исследования показали необходимость пересмотреть соотношения тектонического и собственно сейсмического течения и последнее отнести только к очагу. Этому способствовали работы К. Аки [Aki, 1966], предложившего понятие о сейсмическом моменте M_0 как разрывной дислокации сдвига в очагах землетрясений:

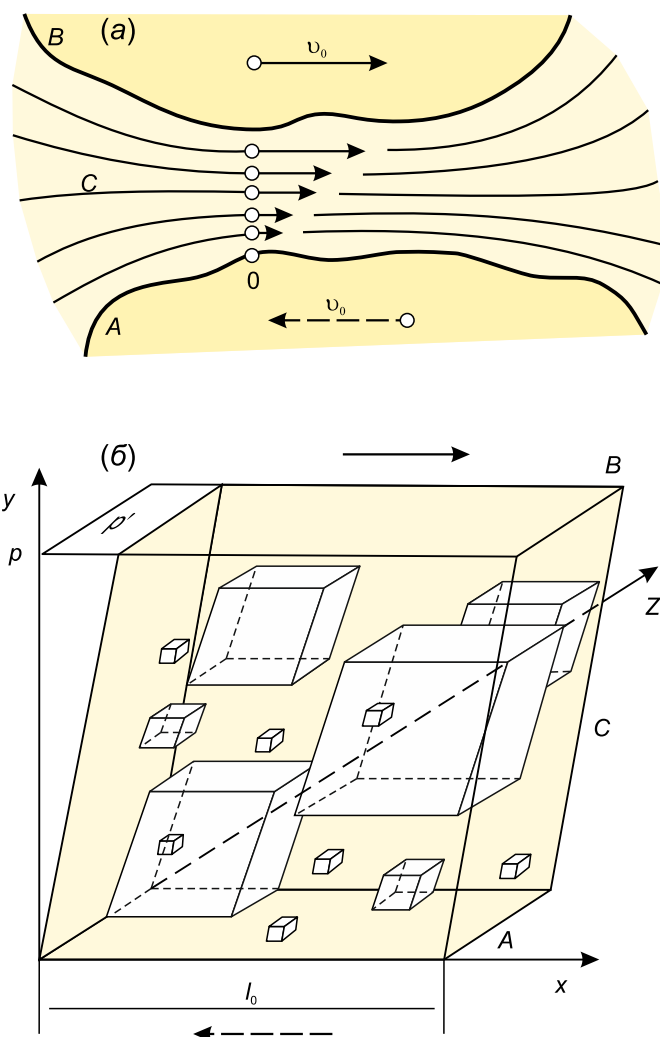


Рис. 1. Схематическое представление тектонического течения горных масс [Riznichenko, 1985]. (а) – тектоническое течение в податливой зоне С, которая находится между двумя консолидированными взаимно сдвигающимися блоками А и В; (б) – схема квазипластического течения материала в зоне С. В макроскопически непрерывном сдвиговом объеме показаны структурные «сейсмические элементы», которые упруго напрягаются, разрушаются и восстанавливаются в процессе течения.

Fig. 1. Schematics of the tectonic flow of rocks [Riznichenko, 1985]. (а) – tectonic flow in weakened zone С located between two consolidated and mutually shifting blocks А and В; (б) – schematics of the quasi-plastic flow of material in zone С. In the macroscopically continuous shear volume, structural ‘seismic elements’ are subjected to elastic stress, destructed and restored in the flow process.

$$M_0 = \mu S D, \quad (1)$$

где μ – упругий модуль сдвига материала горных масс в области очага землетрясения; S – площадь поверхности разрыва ($S = \pi R^2$ при среднем радиусе R); D – среднее смещение по разрыву. Оно и пред-

определяет фактор течения (квазитечения) среды в очаге.

Данный подход позволил Ю.В. Ризниченко [Riznichenko, 1985, p. 239] прийти к заключению о «малом вкладе сейсмических, быстрых, шумных разрывных деформаций в общую разрывно-непрерывную деформацию». Он переходит к очагу землетрясения и в зависимости от масштаба исследования рассматривает его в координатах точки, линии, части поверхности или трехмерного объемного тела во времени и с учетом энергии события: x, y, z, t, M (или E). Впоследствии в расчеты был добавлен шестой физический параметр – сейсмический момент M_0 .

Подобный подход наиболее близко отвечает нашей задаче изучения очагов сильнейших землетрясений. По сути, предлагается рассматривать один сдвиговый разрыв в объеме очага сильного землетрясения как предельный случай множества параллельных ему разрывов, при этом требовать, чтобы суммарный сейсмический момент M_0 сложного очага оставался таким же, как для простого. Тогда M_0 – комплексный параметр, отражающий важнейшие кинематические процессы в очаге (смещения D), регулируемые свойствами среды (μ) и внешней нагрузкой. В приложении к рассматриваемым нами условиям локализации сильнейших землетрясений в областях динамического влияния крупных разломов именно эти области можно рассматривать как зоны сейсмического течения, к которым при определенных ограничениях можно применить свойства несжимаемой ньютоновской вязкой жидкости или упруговязкого деформирования. Иными словами, при расчетах M_0 величиной μ можно варьировать в зависимости от свойств наполнителей внутренней структуры конкретных разломов. Из опущенных в нашем тексте расчетов Ю.В. Ризниченко следует, что сейсмический момент есть интеграл от падения напряжений, взятый по объему очага.

Сегодня уверенно можно считать, что именно модуль сдвига μ определяет прочностные свойства очага землетрясения. Основанием являются экспериментальные работы К. Моги [Mogi, 1965, 1966], новые разработки В.Н. Николаевского и Л.Е. Собиновича [Nikolaevskiy, Sobisevich, 2015], данные об изменении свойств очаговых зон сильных землетрясений при их постсейсмическом обследовании [Rogozhin, 2000; Sherman, 2014] и другие публикации [Zalohar, 2016].

В работе Г.Г. Кочаряна и коллег [Kocharyan et al., 2010] показано, что относительные смещения D (m) при длине разломов в интервале 500–1000 м отвечают соотношению:

$$D=0.0003 \cdot L^{1.45}. \quad (2)$$

Это означает, что при колебаниях размеров L в первые километры сохраняются пропорции соотношений и можно уверенно предполагать амплитуду смещений, не превышающую 6–7 м. Амплитуда представляется весьма низкой по отношению к длине, что полностью соответствует данным моделирования, в том числе и проведенного ранее на глинистых пастах для изучения взаимосвязей между параметрами разломов [Sherman et al., 1983]. Тем не менее, учитывая высокую раздробленность среды на земной поверхности в зоне эпицентров, можно полагать, что фактические полевые замеры занижаются. В интегрированном виде суммарные горизонтальные, вертикальные или сдвиговые смещения выше отдельных фактических данных. Об этом же свидетельствуют детальные исследования Гоби-Алтайского катастрофического землетрясения [Florensov, Solonenko, 1963]. Внутренняя структура континентальных разломных зон детально рассмотрена К.Ж. Семинским [Seminsky, 2003], а также затронута В.В. Ружичем [Ruzhich, 1997], Г.Г. Кочаряном и др. [Kocharyan et al., 2014].

Таким образом, соотношения сдвиговых смещений в эпицентральных зонах землетрясений могут отличаться от фактических данных на глубине, в том числе в гипоцентрах – очагах. Это важно, поскольку именно размеры объемов породного массива во многом определяют его подвижность и эффективную вязкость – значимый параметр, зависящий от времени нагрузки. Вязкостные свойства одних и тех же комплексов пород в зависимости от ранговых структурных уровней и откликов среды очагов крупных землетрясений на длительность деформационных воздействий могут существенно отличаться. Это означает, что свойства пород в очаге землетрясения недостаточно оценивать только постоянной величиной μ .

2.2. О РЕОЛОГИИ ОЧАГОВ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Свойства среды очага, характеризуемого сейсмическим моментом M_0 , определяются модулем сдвига μ в уравнении (1). В цитируемых работах среда определяется как упругая [Aki, 1966; Riznichenko, 1985; Kostrov, 1975; Dobrovolsky, 1991, 2009; и др.] или очаг рассматривается как специфическая область, генерируемая в межблоковой среде при относительном смещении пограничных блоков [Sadovsky et al., 1987; Sobolev, 2002; и мн. др.]. Эти представления во многом исходят из первичной модели очага землетрясений, предложенной в прошлом столетии [Reid, 1910]. Новые исследования по мезомеханике специалистов из группы В.Е. Панина [Panin, 1990, 1998, 2000; Panin et al., 1985], в том числе прецизионные работы Л.Б. Зуева и коллег [Zuev et al., 2008], позволили глубже по-

нять свойства реологической среды, их вариации и специфику передачи волновых колебаний в твердых и пластичных средах. Это дает основание рассмотреть физическую суть параметра μ (1) под углом зрения анализа состояния вещества, сдвиговую прочность которого он характеризует.

Согласно законам реологии, состояние одной и той же горной породы зависит от многих внешних факторов, в том числе скорости и длительности действия нагрузки. Известно, что весьма продолжительная нагрузка на твердое тело вызывает его заметную деформацию. Чем короче время нагружения, тем «тверже» реагирует среда. В численном отношении это предопределяется числом Дебора D_e (критерием подобия):

$$D_e = \tau / t_{\text{load}}, \quad (3)$$

где τ – время релаксации, t_{load} – время действия нагрузки или характерное время наблюдения. В общих случаях, когда $D_e \gg 1$, массив горных пород ведет себя как твердое тело, поскольку релаксация горных пород превышает время нагружения; при $D_e \approx 1$ массив ведет себя как вязкий материал, соответствующий крипу (медленному течению); при $D_e \ll 1$, т. е. период релаксации горных пород меньше времени нагрузки, горные породы ведут себя как жидкости (тело Ньютона). Таким образом, реакция масс горных пород зависит не только от их фактической вязкости как реологического свойства, но и от скорости нагружения. Свойства массива горных пород, в частности их сдвиговая прочность в очаге землетрясения, определяются их закономерной реакцией на нагружение с заданной скоростью.

Прочностные свойства пород, особенно их вязкость, зависят также от размеров структурных элементов и характера их сцепления между собой, образующих структуру массива в целом. Это же относится и к очагу землетрясения. В коллективной статье [Qi et al., 2017] рассматривается вязкость породных массивов в зависимости от структурных уровней иерархий, слагающих массив. На мегаскопических уровнях при низкой характеристической скорости деформаций фиксируется высокая вязкость среды, и она постепенно уменьшается с уменьшением размеров «подвижных» формирующих ее структурных элементов. При этом авторы справедливо отмечают, что лабораторные определения вязкости образцов горных пород более чем на десять порядков меньше по отношению к реальному макроуровню [Qi et al., 2017, p. 12]. Строение крупных блоковых массивов неизбежно осложняется повышенной трещиноватостью, которая фиксируется различными методами или присутствует в латентном виде. Таким образом,

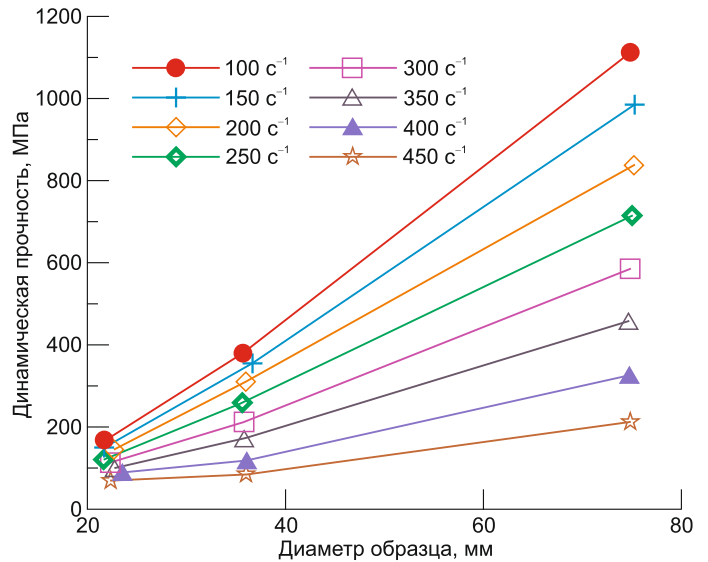


Рис. 2. Проявление масштабного эффекта на примере графика зависимости динамической прочности от размера образца при разной скорости деформирования [Qi et al., 2017].

Fig. 2. Scale effect illustrated by a dynamic strength-strain rate curve [Qi et al., 2017].

справедливо говорить о квазивязкости больших масс горных пород, слагающих верхнюю часть литосферы. Мезоуровень (миллиметры и сантиметры согласно цитируемой работе) является своеобразным переходным мостом между мега- и микроуровнями. Он может состоять из структурных элементов (или внедрений) различных размеров. Их прочностные связи в горной породе ниже, чем связи между кристаллами и/или минералами, ее образующими. В этом случае именно структурные элементы, а не целостный состав породы определяют динамическую прочность (рис. 2) и фактическую квазивязкость массива. Прежде всего, это характерно для горных масс литосферы, относящихся к мегауровню.

Последнее важно для понимания физики очагов сильнейших землетрясений континентальной литосферы. Для них очаг не может быть аппроксимирован до объема точки, за исключением картографических работ. Очаг сильнейшего землетрясения, как было показано выше, это эллипсоидная область, размеры длинной оси которой достигают десятков и первой сотни километров. Его формирование – длительный процесс, протекающий по законам реологии. При этом время действия постоянной региональной нагрузки, как правило, превышает время релаксации межблоковой среды, в которой формируется очаг землетрясения. В целом вязкость литосферы на уровне мегаблоков очень высока – 10^{23} – 10^{24} Па·с – и постепенно уменьшает-

ся с уменьшением размеров блоков горных пород. В межблоковом пространстве вязкость субстрата равна 10^{21} – 10^{22} Па·с [Kuchai et al., 1978] или даже ниже в условиях поддвига литосферных плит. Эти значения могут быть использованы при дальнейшей оценке вязкости в очагах сильнейших землетрясений.

В целом можно констатировать, что реологическое поведение горных масс в межблоковом пространстве является вязким, квазивязким, вязкоупругим или даже упругим с физическими свойствами, которые в определенной мере могут описываться сейсмическим моментом (1). При этом первый член уравнения (1) μ не может во всех случаях оставаться постоянным, характеризуя упругие свойства материала межблоковых зон [Aki, 1966; Riznichenko, 1985; и мн. др.]. Он должен изменяться в соответствии с соотношением скорости нагружения и размеров структурных элементов межблоковой среды, отражая ее меняющуюся вязкость. Вязкость η (пуаз, П) есть функция размеров структурных единиц l , формирующих межблоковую зону, и скоростей их нагружения $\dot{\gamma}$, определяемых с учетом соотношения (3). В общем случае уравнение (1) может быть представлено в виде:

$$M_0 = \eta(\dot{\gamma}, l) S D \text{ П} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{м}. \quad (4)$$

В системе СИ вязкость измеряется в Па·с ($1 \text{ Па} \cdot \text{с} = 10 \text{ П}$), тогда уравнение (4) трансформируется в следующее:

$$M_0 = \eta(\dot{\gamma}, l) S D \text{ Па} \cdot \text{с} \cdot \text{м}^2 \cdot \text{м}. \quad (5)$$

Введение в анализ параметра вязкости субстрата в очаге землетрясения позволяет, во-первых, учитывать вариации сдвигового сопротивления межблоковой среды, связывая его с фактором времени. Во-вторых, среда рассматривается как реологическая, в которой время – параметр, во многом определяющий ее физические свойства. Таким образом, открывается возможность использования важнейшего геологического параметра для исследования процесса подготовки катастрофических землетрясений в среде со сложной реологией.

2.3. ФЕНОМЕНОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РАЗВИТИЯ ДЕФОРМАЦИЙ В ОЧАГАХ СИЛЬНЕЙШИХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПРИ ПОСТОЯННОМ ТРАНСРЕГИОНАЛЬНОМ НАПРЯЖЕНИИ

Очаг сильнейшего ($M_w \geq 8$) землетрясения – межблоковая мегатрещина в нестабильной разломно-блоковой среде литосферы [Sadovsky et al., 1987], характеризуемой в целом упруговязким, квазивязким или вязким поведением. Это поведение может

быть представлено одним из физических тел подобия и описано в параметрах реологических свойств с учетом релаксации и других более сложных процессов [Sherman, 2014]. Формирование очага сильнейшего землетрясения в межблоковой зоне должно происходить в соответствии с уже упомянутыми выше факторами скорости действия нагрузки и ее соотношения с временем релаксации среды перед формированием очага.

Процесс в виде феноменологической модели представлен на рис. 3. Ее построение опирается на постоянство в течение длительного времени трансрегионального поля напряжений и относительной регулярности возникновения сейсмических событий с $7 \leq M < 8$ [Sherman et al., 2015], что свидетельствует о сравнительно однородной по вязкости литосфере для площади проявления кластера сильнейших землетрясений Центральной Азии. Эта вязкость выше динамической вязкости в межблоковых зонах, оцениваемой примерно в 10^{21-22} Па·с [Kuchai et al., 1978].

Авторская феноменологическая модель рассматривает временную последовательность формирования деформаций и изменений вязкости в очаге землетрясения при постоянном сдвиговом нагружении. На рис. 3 показаны три главных графика, характеризующих формирование очага сильнейшего землетрясения. На первом из них представлено изменение во времени размера очага (рис. 3, а). Его длинная ось увеличивается от минимальной величины до 100 км, что свидетельствует об относительном понижении прочности в ослабленной зоне даже по отношению к соседним сегментам межблоковой зоны. Пониженная прочность в этих условиях отражает пониженную динамическую вязкость, уменьшение которой, таким образом, пропорционально в целом удлинению зоны во времени. Эта закономерность показана на рис. 3, б. Изменение вязкости внутри межблоковой зоны ослабляет ее сдвиговую прочность достаточно сильно. Процесс длится не более двух-трех лет по аналогии с изменением релаксации среды в постсейсмическом процессе. В этот «благоприятный» момент происходит существенное смещение и реализация очага сильнейшего землетрясения (рис. 3, в). Подготовка землетрясения вряд ли превышает 2–3 года, а релаксация напряжений занимает меньший период времени. Эти выводы делаются на основании фактических материалов по затуханию афтершокового процесса, описываемого графиком Омори. Таким образом, сильнейшие землетрясения не столько результат эпизодического повышения напряжений, сколько возникновения непропорциональных ему смещений, появляющихся в результате снижения прочности межблоковой среды с течением времени. Этот процесс согласуется с

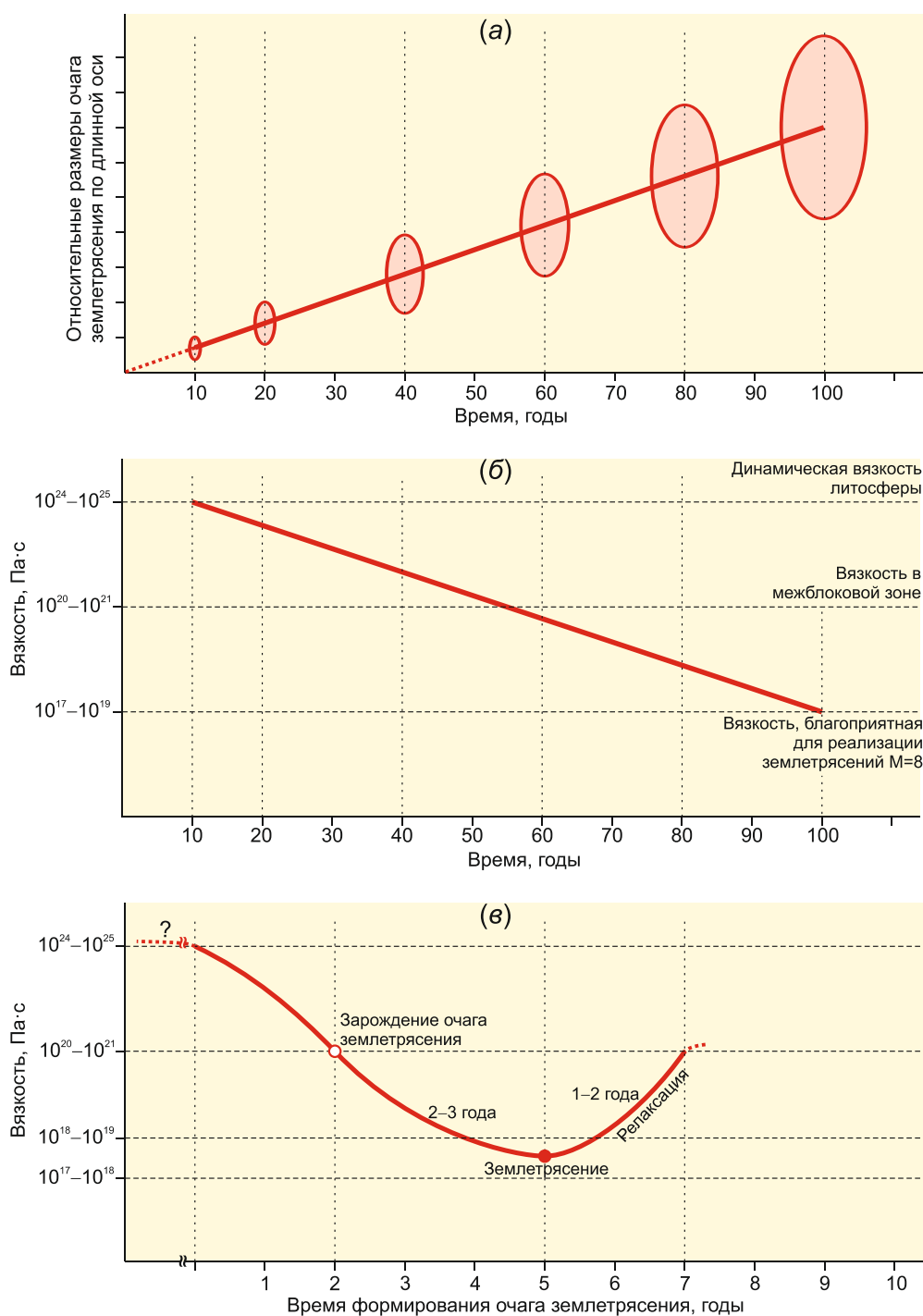


Рис. 3. Феноменологическая модель изменения вязкости среды в очагах землетрясений с $M \geq 8$, формирующихся в континентальной литосфере. (а), (б) – изменение во времени размеров очага сильного землетрясения (а) и вязкости среды (б) в межблоковой зоне; (в) – изменение вязкости среды в очаге формирующегося землетрясения.

Fig. 3. Phenomenological model showing a change in the viscosity of the medium in the earthquake foci ($M \geq 8$) developing in the continental lithosphere. Changes in time in: (а) – the dimensions of the strong earthquake source, and (б) – the viscosity of the medium in the interblock zone. (в) – changes in the viscosity of the medium in the source of the emerging earthquake.

уравнением Моги, на основе экспериментальных данных показавшего границу перехода пород от разрушения до пластического течения при воздействии дополнительного напряжения сжатия S при всестороннем давлении P_n на реологию горной по-

роды: $S=3.4 P_n$ [Mogi, 1966] (рис. 4). Эта особенность концентрации напряжения способствует снижению вязкости. Интеграция изложенного позволила построить феноменологическую модель формирования и релаксации напряжений сильнейшего

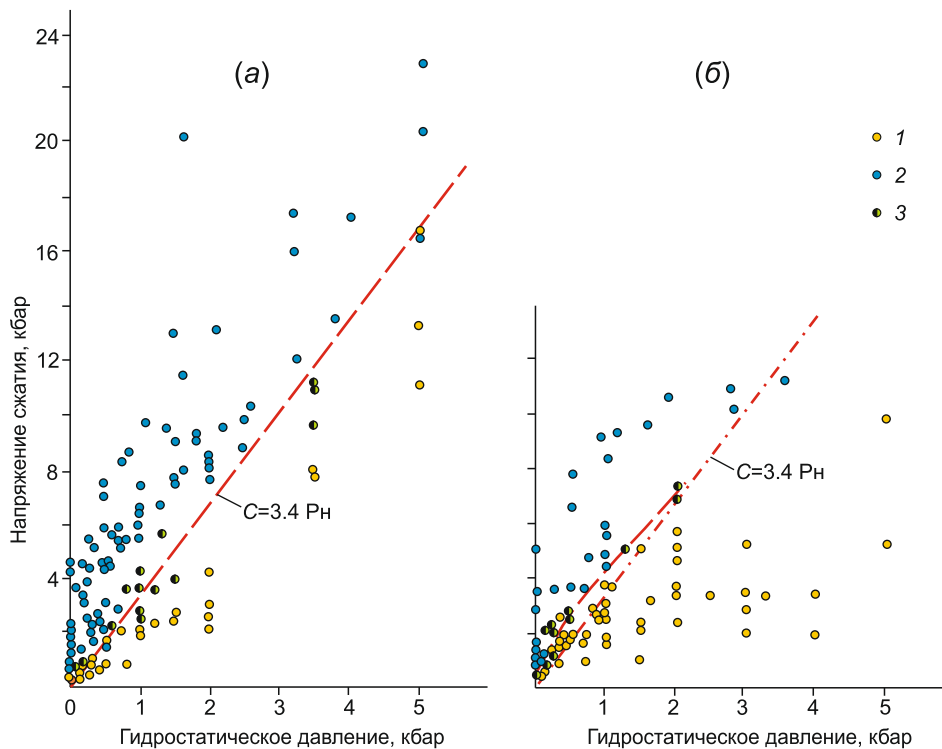


Рис. 4. Переход силикатных (а) и карбонатных (б) пород от хрупкого разрушения в состояние пластического течения в зависимости от характера напряженного состояния [Mogi, 1966].

1 – пластическое течение; 2 – хрупкое разрушение; 3 – переходное состояние (квазихрупкое разрушение). Прямыми на графиках показаны границы перехода от хрупкого разрушения к пластическому течению, рядом даны соответствующие уравнения связи между дополнительным напряжением сжатия (C , кбар) и всесторонним давлением (P_n , кбар).

Fig. 4. Transition of silicate (a) and carbonate (б) rocks from brittle fracturing into the state of plastic flow, depending on the stress state [Mogi, 1966].

1 – plastic flow; 2 – brittle fracturing; 3 – transition state (quasi-brittle fracture). Straight lines on the curve show the boundaries of the transition from brittle fracturing to plastic flow. Corresponding equations show the relations between the additional compression stress (C , kbar) and the all-round pressure (P_n , kbar).

землетрясения в межблоковой среде континентальной литосферы (см. рис. 3).

В целом можно считать, что вязкость в очагах сильнейших землетрясений изменяется в пределах 10^{17} – 10^{18} Па·с (а в цитированных работах 10^{21} – 10^{22}) и в крайнем своем выражении на 4–7 порядков ниже общей вязкости литосферы и примерно на 2 порядка – вязкости в межблоковой зоне локализации сильнейших землетрясений.

Поскольку динамическая вязкость прямо пропорциональна плотности и обратно пропорциональна скорости деформации, в очаговой зоне за счет падения вязкости резко увеличивается скорость скольжения. Ее высокое значение способствует непропорциональному увеличению амплитуды смещения D , что главным образом предопределяет величину сейсмического момента. Вязкость в очаге землетрясения с $M \geq 8$ может снижаться до 10^{17} – 10^{18} Па·с. Эффективная вязкость в очагах сильных землетрясений тесно связана со скоро-

стью деформации, размерами структурных элементов, образующих межблоковую зону, и другими не менее важными параметрами окружающей мегасреды, из которых нелегко выделить наиболее значимый. Между многими из физических процессов (и характеризующих их параметров) в очагах сильнейших землетрясений существуют причинно-следственные связи – главная проблема многих неудачных прогнозных построений.

Одним из базовых элементов этой феноменологической модели является надежно установленный эмпирический факт парадоксально низкой региональной скорости относительных деформаций (10^{-8} – 10^{-9} в год), который получен по большому массиву данных геодезических измерений в различных регионах мира [Kuzmin, 2013, 2014, 2017]. Этот результат означает, что при неизменных (квазистатических) региональных нагрузках происходит накопление энергии в областях пониженных реологических свойств внутриразломной,

межблоковой среды, которая затем реализуется в сейсмическом событии.

Таким образом, изменения во времени реологических свойств среды в очаге формирующегося землетрясения ведут к разрастанию области очага, снижению вязкости вещества, ослаблению межблоковых связей и формированию разрыва (разрывов) со значительной амплитудой смещения при неизменных региональных полях напряжений. В этом принципиальная суть формирования очагов сильнейших землетрясений в сегментах межблоковых разломов, локализующихся в сейсмических зонах континентальной литосферы.

3. Дискуссия

В настоящее время нет прямых данных о численном значении вязкости в очагах сильнейших землетрясений. Известно, что межблоковая среда, в которой только и генерируются очаги сильнейших землетрясений, является относительно менее прочной по сравнению с окружающими блоками. В работе Е.А. Рогожина [Rogozhin, 2000] по состоянию среды в очагах после сильных землетрясений показано достаточно быстрое увеличение скоростей продольных волн после основного события. Например, при исследовании района Кроноцкого землетрясения (5.12.1997 г., $M_w=7.8$), произошедшего на северо-западном борту Курило-Камчатского желоба, уже в течение нескольких дней после события установлено значение скоростей продольных волн в очаге около 5.4 км/с. Через год после события (31.12.1998 г.) повторные измерения показали увеличение скорости продольных волн в зоне очага до 6.5 км/с [Slavina, Pivovarova, 2009]. Зарегистрирована практически полная релаксация среды по скоростям продольных волн. Естественно, очаг землетрясения «затушевывается» в полях скоростей продольных волн, остаются необратимые деформации, увеличивается плотность среды. Факт пониженной плотности в момент события не исключается, а ее относительно медленное восстановление свидетельствует о релаксации среды и как минимум упруговязких свойствах.

Уменьшение скорости деформации в областях динамического влияния сейсмоактивных разломов после сейсмических событий показано в работе [Thatcher, 1983] для разлома Сан-Андреас (рис. 5) за период времени примерно 300 лет. Отчетливо видно нелинейное затухание количества микродеформаций (событий) с увеличением времени релаксации среды, что указывает на значительную роль вязкостных свойств среды.

На основе результатов анализа смещений после землетрясения Тахоку-Оки в работе [Shao et al., 2016] установлено, что чем дольше временной пе-

риод после землетрясения, тем ниже вязкоупругие кумулятивные смещения. Показано, что в момент землетрясения они были не менее 16 м. При принятых нами условиях постоянства регионального поля напряжений подобный результат мог быть только итогом более низкой вязкости пород в очаге землетрясения. Графики, представленные в работе [Shao et al., 2016], свидетельствуют о том, что во времени после землетрясения эта вязкость увеличивалась, а в момент землетрясения была минимальной и соответствовала кумулятивным смещениям, превышающим 16 м. В работе [Thatcher, 1983], посвященной исследованию смещений во времени по разлому Сан-Андреас, установлено, что чем больше времени проходит после толчков, тем меньше скорость сколовых деформаций. В работе [Montési, 2004] убедительно показано, что скорость постсейсмических смещений в очагах быстро снижается после основного события. Представленные материалы свидетельствуют о затухании процесса с уменьшением сдвиговых напряжений и, следовательно, увеличением вязкости среды.

Непосредственная оценка вязкости горных пород в очаге сделана в работе А.М. Давтяна и Т.А. Григоряна [Davtyan, Grigoryan, 2010]. Авторы отталкиваются от констатации, что в момент землетрясения в очаговой области происходят процессы, понижающие прочностные свойства горных пород: увеличение скорости деформации, изменение напряженного состояния, разупрочнение среды и уменьшение ее эффективной вязкости. Используется уравнение, связывающее напряжение σ , скорость деформации $\dot{\epsilon}$ и вязкость η [Kozachok, 2006]:

$$\sigma_x = \sigma_{cp} + 2\eta \cdot (\dot{\epsilon}_x - \dot{\epsilon}_{cp}). \quad (6)$$

Авторы допускают, что в процессе афтершоковых явлений деформирование разуплотненного объема происходит только под действием силы тяжести:

$$\sigma_x = \sigma_y = -\gamma \cdot \sigma_z \quad (7)$$

и

$$\epsilon_x = \epsilon_y = -\gamma \dot{\epsilon}_z, \quad (8)$$

где γ – коэффициент Пуассона, значение которого авторами принимается за 0.5, т.е. соответствующим среде, передающей равные напряжения по всем координатным осям. Принимая среднюю скорость деформаций земной коры $\bar{\dot{\epsilon}}_z$:

$$\bar{\dot{\epsilon}}_z = 4.1 \cdot 10^{-13} \text{ с}^{-1}, \quad (9)$$

эффективную вязкость в очаговой зоне для сейсмического слоя мощностью $H=20$ км и $g=10^3$ см/с² можно оценивать равной

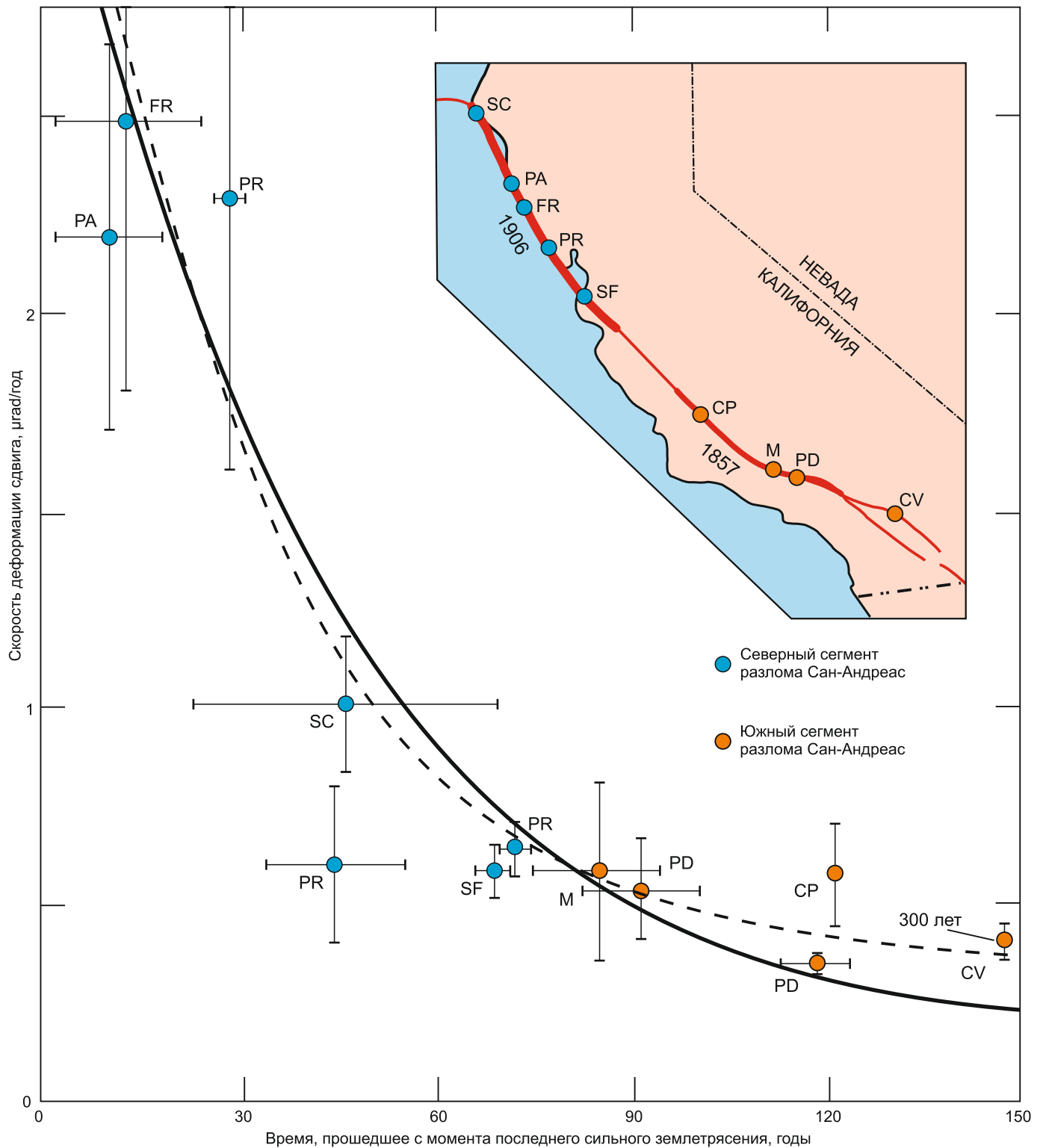


Рис. 5. Затухание скорости деформаций сдвига во времени в областях динамического влияния разрывов после сильного землетрясения [Thatcher, 1983]. На врезке показаны годы сильных землетрясений (1857 и 1906), и выделены жирной линией соответствующие им активизированные южный и северный сегменты разлома Сан-Андреас. CP – равнина Карризо, CV – долина Каочелья, FR – Форт-Росс, М – Мохаве, PA – Пойнт Арена, PD – Палмдейл, PR – Пойнт-Рейес, SC – Шелтер Ков, SF – Сан-Франциско. Пунктирная линия – аппроксимирующая кривая по фактическим данным, сплошная линия – расчетные данные.

Fig. 5. Temporal decay of the shear strain rate in the areas of dynamic influence of faults after strong earthquakes [Thatcher, 1983]. The inset shows the years of strong earthquakes (1857 and 1906); the solid line marks the southern and northern segments of San Andreas Fault, which were activated by the earthquakes. Locations are abbreviated as follows: CP – Carrizo Plain; CV – Caochella Valley; FR – Fort Ross; M – Mojave Desert; PA – Pt. Arena; PD – Palmdale; PR – Pt. Reyes; SC – Shelter Cove; SF – San Francisco. Dashed line is an approximating curve based on the actual data. Solid line is based on the calculation.

$$\begin{aligned} \eta &= \rho \cdot g \cdot H / (4\bar{\epsilon}_z) = \\ &= 2.5 \text{ г/см}^3 \cdot 10^3 \text{ см/с}^2 \cdot 2 \cdot 10^6 \text{ см} \cdot 1 / (4 - 4.1) \cdot 10^{13} \text{ с} = \\ &= 0.3 \cdot 10^{22} \text{ г/(с} \cdot \text{см)} = 0.3 \cdot 10^{22} \text{ Г/(см} \cdot \text{с}^2) \cdot \text{с} = \\ &= 10^{21-22} \text{ Пз} = 10^{20-21} \text{ Па} \cdot \text{с}, \end{aligned} \quad (10)$$

что на 3–4 порядка ниже вязкости литосферы.

Поскольку амплитуда смещений в очаге D определяет величину сейсмического момента M_0 ($M_0 = \mu SD$ (1) [Riznichenko, 1985]), а он в конечном итоге магнитуду землетрясения M ($\lg M_0 = 1.6M + 15.4$ [Riznichenko, 1985]), постольку важно оценить факторы, способствующие реализации несколько завышенной амплитуды смещений в очагах сильных землетрясений при практически неизменных региональных напряжениях. Ответы на этот вопрос могут быть и простыми, и сложными до неопределенности решения. Один из простых ответов – механизм очага суть трещина с зацепами, накопление напряжений позволяет преодолеть сопротивление, быстрая подвижка – землетрясение [Dobrovolsky, 1991, 2009]. Более сложный ответ – в определенный момент времени при напряженном состоянии среды перед стадией stick-slip формируется предварительный этап с началом подвижки, во время которой движение плоскостей разломов преодолевает большое сопротивление трения-скольжения с генерацией тепла [Ma et al., 2012, 2014]. Далее происходит практически мгновенная стадия stick-slip, соответствующая сильному сейсмическому событию. В отличие от первого «простого» ответа, такое понимание процесса деструкции в очаге землетрясения позволяет говорить о возможности прогнозов сильного события по изменениям теплового поля в зоне очага готовящегося землетрясения. Этот путь сейчас разрабатывается китайскими коллегами [Ma et al., 2014]. Важно введение параметра вязкости в физику подготовки очага сильного землетрясения.

Важные для обсуждаемой нами проблемы вариации физических свойств среды в очагах сильных землетрясений обсуждаются в ряде недавно опубликованных работ [Kocharyan, 2016; Jiang et al., 2011; Lorenzo-Martín et al., 2006; Montési, 2004; Ozawa et al., 2012; Lu-Ping et al., 2012; Zavyalov, 2006; Sobolev et al., 2016; Chang et al., 2013]. Представленные в них материалы прямо или косвенно свидетельствуют о существенной роли реологических свойств среды при формировании очагов сильных землетрясений.

Использование параметра вязкости среды в физике очага сильного землетрясения отражает инновационный подход исследовательской группы к решению одной из ключевых проблем сейсмологии. Введение фактора времени в формирование и «реализацию» крупного сейсмического события – особая актуальная задача, решение которой позволит разработать новую тектонофизическую модель очага сильного землетрясения в континентальной литосфере Земли.

4. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В статье на концептуальном уровне рассмотрен один из важнейших вопросов современной тектонофизики и сейсмологии – физика очагов сильнейших землетрясений ($M \geq 8$) в континентальной литосфере. Пространственная локализация и приуроченность очагов к отдельным наиболее протяженным межблоковым разломам литосферы Центральной Азии, основная группа которых контролирует события с $7.5 \leq M < 8$, свидетельствуют о том, что только физические процессы в очаге, а не комплекс других многочисленных эндогенных причин определяют генерацию сильнейших землетрясений. Специфика их подготовки заключается в существенном изменении физических свойств пород в процессе развития очаговой зоны во внутриразломной межблоковой среде. Эти изменения вызваны, прежде всего, ростом очаговой зоны, основным следствием которого являются вариации и уменьшение сдвиговой прочности. Появление квазивязких свойств в очаговой зоне дает основание при оценке сейсмического момента вместо уравнения $M_0 = \mu SD$ (1) с постоянным коэффициентом μ использовать уравнение $M_0 = \eta(\dot{\gamma}, l) SD$ П·с·м²·м (5), в котором варьирующийся параметр вязкости η позволяет более точно оценивать величину M_0 за счет привлечения к анализу фактора времени – постоянно действующего и определяющего для геологии параметра. Среда в очаге землетрясения «трансформируется» из упругой, малореальной, в реологическую, существенно более сложную, что необходимо учитывать в современных исследованиях сейсмического процесса.

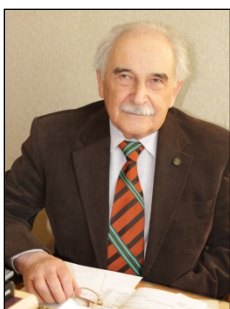
5. ЛИТЕРАТУРА / REFERENCES

- Aki K., 1966. Estimation of earthquake moment released energy and stress-strain drop from G-wave spectrum. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo* 44 (1), 23–72.
- Benioff H., 1964. Earthquake source mechanisms. *Science* 143 (3613), 1399–1406. <https://doi.org/10.1126/science.143.3613.1399>.

- Chang W.L., Smith R.B., Puskas C.M., 2013. Effects of lithospheric viscoelastic relaxation on the contemporary deformation following the 1959 Mw 7.3 Hebgen Lake, Montana, earthquake and other areas of the intermountain seismic belt. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 14 (1), 1–17. <https://doi.org/10.1029/2012GC004424>.
- Davtyan A.M., Grigoryan T.A., 2010. On a method for calculating the effective viscosity of rocks in the focal area of earthquakes. *Bulletin of the National Academy of Sciences of the Republic of Armenia, Earth Sciences* 63 (2), 70–75 (in Russian) [Давтян А.М., Григорян Т.А. Об одном способе расчета эффективной вязкости горных пород очаговой области землетрясений // *Известия Национальной академии наук Республики Армения, Науки о Земле*. 2010. Т. 63. № 2. С. 70–75].
- 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.].
- Dobrovolsky I.P., 2009. Mathematical Theory on Preparation and Forecasting of a Tectonic Earthquake. Fizmatlit, Moscow, 240 p. (in Russian) [Добровольский И.П. Математическая теория подготовки и прогноза тектонического землетрясения. М.: Физматлит, 2009. 240 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.].
- Jiang M., Zhou S., Chen Y.J., Ai Y., 2011. A new multidimensional stress release statistical model based on coseismic stress transfer. *Geophysical Journal International* 187 (3), 1479–1494. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2011.05208.x>.
- Kocharyan G.G., 2016. Geomechanics of Faults. GEOS, Moscow, 424 p. (in Russian) [Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС, 2016. 424 с.].
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Novikov V.A., Ostapchuk A.A., 2014. Slow slip events: parameters, conditions of occurrence, and future research prospects. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 863–891 (in Russian) [Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Новиков В.А., Остапчук А.А. Медленные перемещения по разломам: параметры, условия возникновения, перспективы исследований // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Т. 5. № 4. С. 863–891]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-4-0160>.
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Ostapchuk A.A., 2010. Seismic picture of a fault zone. What can be gained from the analysis of fine patterns of spatial distribution of weak earthquake centers? *Geodynamics & Tectonophysics* 1 (4), 419–440 (in Russian) [Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Остапчук А.А. Сейсмический портрет разломной зоны. Что может дать анализ тонкой структуры пространственного расположения очагов слабых землетрясений? // *Геодинамика и тектонофизика*. 2010. Т. 1. № 4. С. 419–440]. <https://doi.org/10.5800/GT-2010-1-4-0027>.
- 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.].
- Kozachok A.A., 2006. Mathematical misunderstandings in the construction of closed classical equations of the dynamics of a viscous incompressible fluid (Navier–Stokes equations). Ukraine, Kiev (in Russian) [Козачок А.А. Математические недоразумения при построении замкнутых классических уравнений динамики вязкой несжимаемой жидкости (уравнений Навье–Стокса). Киев, Украина, 2006]. Available from: <http://a-kozachok1.narod.ru/stokes1S.pdf>.
- Kuchai V.K., Pevnev A.K., Guseva T.V., 1978. On the modern tectonic movements in the Vakhsh thrust zone. *Doklady AN SSSR* 240 (3), 56–72 (in Russian) [Кучай В.К., Певнев А.К., Гусева Т.В. О характере современных тектонических движений в зоне Вахшского надвига // *Доклады АН СССР*. 1978. Т. 240. № 3. С. 56–72].
- Kuzmin Y.O., 2013. Recent geodynamics of the faults and paradoxes of the rates of deformation. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 49 (5), 626–642. <https://doi.org/10.1134/S1069351313050029>.
- Kuzmin Y.O., 2014. Recent geodynamics of fault zones: faulting in real time scale. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 401–443 (in Russian) [Кузьмин Ю.О. Современная геодинамика разломных зон: разломообразование в реальном масштабе времени // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2014. Т. 5. № 2. С. 401–443]. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0135>.
- Kuzmin Y.O., 2017. Paradoxes of the comparative analysis of ground-based and satellite geodetic measurements in recent geodynamics. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 53 (6), 825–839. <https://doi.org/10.1134/S1069351317060027>.
- Lorenzo-Martín F., Roth F., Wang R., 2006. Inversion for rheological parameters from post-seismic surface deformation associated with the 1960 Valdivia earthquake, Chile. *Geophysical Journal International* 164 (1), 75–87. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02803.x>.
- Lukyanov A.V., 1991. Plastic Deformation and Tectonic Flow in the Lithosphere. Nauka, Moscow, 144 p. (in Russian) [Лукьянов А.В. Пластические деформации и тектоническое течение в литосфере. М.: Наука, 1991. 144 с.].
- Lu-Ping Z., Rodriguez-Llanes J.M., Qi W., van den Oever B., Westman L., Albelá M., Liang P., Gao C., De-Sheng Z., Hughes M., von Schreeb J., Guha-Sapir D., 2012. Multiple injuries after earthquakes: a retrospective analysis on 1,871 injured patients from the 2008 Wenchuan earthquake. *Critical Care* 16 (3), R87. <https://doi.org/10.1186/cc11349>.
- Ma J., Guo Y., Sherman S.I., 2014. Accelerated synergism along a fault: a possible indicator for an impending major earthquake. *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (2), 387–399. <https://doi.org/10.5800/GT-2014-5-2-0134>.

- Ma J., Sherman S.I., Guo Y., 2012. Edification of meta-instable stress state based on experimental study of evolution of the temperature field during stick-slip instability on 5° bending fault. *Science China Earth Sciences* 55 (6), 869–881. <https://doi.org/10.1007/s11430-012-4423-2>.
- Mogi K., 1965. Deformation and fracture of rocks under confining pressure (2). Elasticity and plasticity of some rocks. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo* 43, 349–379.
- Mogi K., 1966. Pressure dependence of rock strength and transition from brittle fracture to ductile flow. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo* 44, 215–232.
- Montési L.G., 2004. Controls of shear zone rheology and tectonic loading on postseismic creep. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 109 (B10), B10404. <https://doi.org/10.1029/2003JB002925>.
- Nikolaevskiy V.N., Sobisevich L.E., 2015. The nature of bifocal source of the earthquake and precursors of the blow. *Geofizicheskiy Zhurnal* 37 (4), 51–74 (in Russian) [Николаевский В.Н., Собицевич Л.Е. Природа бифокального очага землетрясения и предвестники удара // *Геофизический журнал*. 2015. Т. 37. № 4. С. 51–74]. <https://doi.org/10.24028/gzh.0203-3100.v37i4.2015.111125>.
- Ozawa S., Nishimura T., Munekane H., Suito H., Kobayashi T., Tobita M., Imakiire T., 2012. Preceding, coseismic, and postseismic slips of the 2011 Tohoku earthquake, Japan. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 117 (B7), B07404. <https://doi.org/10.1029/2011JB009120>.
- Panin V.E., 1990. Modern problems of the physics of plasticity and strength of solids. In: V.E Panin (Ed.), *Structural levels of plastic deformation and strain*. Nauka, Novosibirsk, p. 5–20 (in Russian) [Панин В.Е. Современные проблемы физики пластичности и прочности твердых тел // Структурные уровни пластической деформации и разрушения / Ред. В.Е Панин. Новосибирск: Наука, 1990. С. 5–20].
- Panin V.E., 1998. Fundamentals of physical mesomechanics. *Fizicheskaya Mezomekhanika (Physical Mesomechanics)* 1 (1), 5–22 (in Russian) [Панин В.Е. Основы физической мезомеханики // *Физическая мезомеханика*. 1998. Т. 1. № 1. С. 5–22].
- Panin V.E., 2000. Synergetic principles of physical mesomechanics. *Fizicheskaya Mezomekhanika (Physical Mesomechanics)* 3 (6), 5–36 (in Russian) [Панин В.Е. Синергетические принципы физической мезомеханики // *Физическая мезомеханика*. 2000. Т. 3. № 6. С. 5–36].
- Panin V.E., Likhachev V.A., Grinyaev Yu.V., 1985. *Structural Levels of Deformation of Solids*. Nauka, Novosibirsk, 229 p. (in Russian) [Панин В.Е., Лихачев В.А., Гриняев Ю.В. Структурные уровни деформации твердых тел. Новосибирск: Наука, 1985. 229 с.].
- Peive A.V., 1990. *Selected Works. Deep Faults and Their Role in the Structure and Development of the Earth's Crust*. Nauka, Moscow, 352 p. (in Russian) [Пейве А.В. Избранные труды. Глубинные разломы и их роль в строении и развитии земной коры. М.: Наука, 1990. 352 с.].
- Qi C., Haoxiang C., Bai J., Qi J., Li K., 2017. Viscosity of rock mass at different structural levels. *Acta Geotechnica* 12 (2), 305–320. <https://doi.org/10.1007/s11440-016-0449-5>.
- Reid H.F., 1910. *The Mechanics of the Earthquake*. California Earthquake of April 18, 1906. Report of the State Earthquake Investigation Commission. Vol. 2, part 1. Carnegie Institute of Washington, Washington, 56 p.
- Riznichenko Yu.V., 1965. 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.].
- Rogozhin E.A., 2000. Tectonics of focal zones of strong earthquakes in Northern Eurasia at the end of the 20th century. *Russian Journal of Earth Sciences* 2 (1), 37–62 (in Russian) [Рогожин Е.А. Тектоника очаговых зон сильных землетрясений Северной Евразии конца XX столетия // *Российский журнал наук о Земле*. 2000. Т. 2. № 1. С. 37–62].
- Ruzhich V.V., 1997. *Seismotectonic Destruction of the Earth's Crust in the Baikal Rift Zone*. Publishing House of SB RAS, Novosibirsk, 144 p. (in Russian) [Ружич В.В. Сейсмотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1997. 144 с.].
- Sadovsky M.A., Bolkhovitinov L.G., Pisarenko V.F., 1982. About the properties of discreteness of rocks. *Fizika Zemli* (12), 3–18 (in Russian) [Садовский М.А., Болховитинов Л.Г., Писаренко В.Ф. О свойствах дискретности горных пород // *Физика Земли*. 1982. № 12. С. 3–18].
- 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.].
- Seminsky K.Zh., 2003. *The Internal Structure of Continental Fault Zones. Tectonophysical Aspect*. Publishing House of SB RAS, Geo Branch, Novosibirsk, 242 p. (in Russian) [Семинский К.Ж. Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал «Гео», 2003. 242 с.].

- Shao Z., Zhan W., Zhang L., Xu J., 2016. Analysis of the far-field co-seismic and post-seismic responses caused by the 2011 Mw 9.0 Tohoku-Oki earthquake. *Pure and Applied Geophysics* 173 (2), 411–424. <https://doi.org/10.1007/s00024-015-1131-9>.
- 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., 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., Ma J., 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. <https://doi.org/10.5800/GT-2015-6-4-0188>.
- 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]. <https://doi.org/10.5800/GT-2011-2-1-0031>.
- Slavina L.B., Pivovarova N.B., 2009. Dynamics of the Field of Seismic Waves Velocities During the Periods of Seismic and Volcanic Activity in Kamchatka. IPE RAS, Moscow, 80 p. (in Russian) [Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б. Динамика поля скоростей сейсмических волн в периоды сейсмической и вулканической активности на Камчатке. М.: ИФЗ РАН, 2009. 80 с.].
- Sobolev G.A., 2002. Dynamics of faulting and seismicity. In: V.N. Strakhov, Y.G. Leonov (Eds.), *Tectonophysics today*. IPE RAS, Moscow, p. 67–78 (in Russian) [Соболев Г.А. Динамика разрывообразования и сейсмичность // Тектонофизика сегодня / Ред. В.Н. Страхов, Ю.Г. Леонов. М.: ОИФЗ РАН, 2002. С. 67–78].
- Sobolev G.A., Ponomarev A.V., Maibuk Y.Y., 2016. Initiation of unstable slips–microearthquakes by elastic impulses. *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 52 (5), 674–691. <https://doi.org/10.1134/S106935131605013X>.
- Thatcher W., 1983. Nonlinear strain buildup and the earthquake cycle on the San Andreas fault. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 88 (B7), 5893–5902. <https://doi.org/10.1029/JB088iB07p05893>.
- Ulomov V.I., 1993. Waves of seismogeodynamic activation and long-term forecasting of earthquakes. *Fizika Zemli* (4), 43–53 (in Russian) [Уломов В.И. Волны сейсмогеодинамической активизации и долгосрочный прогноз землетрясений // Физика Земли. 1993. № 4. С. 43–53].
- Ulomov V.I., 1999. Seismogeodynamics and seismic zoning of Northern Eurasia. *Bulletin of the Geology, Geophysics, Geochemistry and Mining Sciences Department of RAS* (1), 2–26 (in Russian) [Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование Северной Евразии // Вестник ОГГГН РАН. 1999. № 1. С. 2–26].
- Žalohar J., 2016. *The Omega-Theory. A New Physics of Earthquakes*. Third Edition. T-TECTO, Kranj, Slovenia, 567 p.
- 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.].
- Zuev L.B., Danilov V.I., Barannikova S.A., 2008. *Physics of Macrolocalization of Plastic Flow*. Nauka, Novosibirsk, 327 p. (in Russian) [Зуев Л.Б., Данилов В.И., Баранникова С.А. Физика макролокализации пластического течения. Новосибирск: Наука, 2008. 327 с.].



Семен Иойнович Шерман, академик Российской академии естественных наук, докт. геол.-мин. наук, профессор, г.н.с. Институт земной коры СО РАН 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

e-mail: ssherman@crust.irk.ru

Semen I. Sherman, 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



Екатерина Алексеевна Горбунова, канд. геол.-мин. наук, м.н.с.

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

✉ e-mail: smallwizard@mail.ru

Ekaterina A. Gorbunova, Candidate of Geology and Mineralogy, Junior Researcher
Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS
128 Lermontov street, Irkutsk 664033, Russia