

## ТРЕНИЕ КАК ФАКТОР, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЙ ИЗЛУЧАТЕЛЬНУЮ ЭФФЕКТИВНОСТЬ ПОДВИЖЕК ПО РАЗЛОМАМ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ИНИЦИИРОВАНИЯ. СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

© 2023 г. Г. Г. Кочарян<sup>1</sup>, \*, А. Н. Беседина<sup>1</sup>, Г. А. Гридин<sup>1</sup>, К. Г. Морозова<sup>1</sup>, А. А. Остапчук<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Институт динамики геосфер имени академика М.А. Садовского РАН, г. Москва, Россия

\*E-mail: gevorgkidg@mail.ru

Поступила в редакцию 25.10.2022 г.

После доработки 05.12.2022 г.

Принята к публикации 09.12.2022 г.

В статье представлен концептуальный обзор состояния исследований сопротивления разломных зон сдвигу. Публикации последних лет проанализированы в контексте подходов, сформулированных в нескольких докладах, сделанных авторами на 6-й конференции “Триггерные эффекты в геосистемах”. Анализ результатов, полученных различными группами исследователей в последние два–три десятилетия, демонстрирует, что определяющее значение для закономерностей инициирования и распространения разрыва, играют фрикционные свойства материала-заполнителя зоны скольжения. Совершенствование методов обработки данных регистрации параметров слабой сейсмичности, направленных на оценку “медленности” микроземлетрясений, приуроченных к зоне разлома, может привести к созданию новых подходов к мониторингу разломных зон для получения косвенной информации о материальном составе зоны скольжения разлома, а, следовательно, и о его потенциальной “сейсмогенности”. В настоящее время подобные методы могут оказаться востребованы при решении задач снижения ущерба от землетрясений, инициированных техногенной деятельностью.

**Ключевые слова:** разлом, структура сейсмогенных разломов, режимы скольжения, трение, микро-сейсмический мониторинг.

**DOI:** 10.31857/S0002333723030067, **EDN:** JZZKZN

### ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время общепризнано, что разрыв в очаге землетрясения редко происходит в результате сдвигового разрушения неповрежденного участка коры. Значительная доля землетрясений происходит в результате повторного сдвига по части или по всей поверхности сформированного разлома как следствие фрикционной нестабильности в процессе деформирования массива горных пород под действием тектонических и гравитационных сил. При этом большая часть многокилометровых перемещений по сейсмогенным разломам связана именно с косейсмическими и постсейсмическими подвижками [Scholz, 2019].

Одним из важных достижений сейсмологии и механики разломообразования за последние 20 лет является открытие и классификация режимов перемещений по тектоническим разломам, которые можно считать переходными от квазистатического стабильного скольжения к динамическому разрушению [Ide et al., 2007; Peng, Gombert, 2010; Кочарян, 2016; Кузьмин, 2019; и др.]. В ходе таких событий доля энергии деформации,

идушая на излучение сейсмических колебаний значительно меньше, чем при “нормальных” землетрясениях. В ходе эпизодов медленного скольжения (SSE – *slow slip events*) сейсмическое излучение не регистрируется вовсе. Если изначально предполагалось, что переходные режимы скольжения и SSE характерны лишь для значительных глубин, в окрестности упруго-пластического перехода, то за последние годы геофизические наблюдения в сочетании с численными моделями и лабораторными экспериментами показали, что непрерывный спектр поведения разломов является обычным явлением для разломов земной коры на всех глубинах, например [Avouac, 2015; Bürgmann, 2018]. Более того, разрывы с низкой величиной приведенной сейсмической энергии (отношение величины излученной энергии к значению скалярного сейсмического момента) недавно были зарегистрированы в рое микроземлетрясений, индуцированном горными работами [Беседина и др., 2020; 2021].

Исследование условий возникновения этих, пока слабо изученных, переходных режимов де-

формирования разломов представляет большой интерес как с точки зрения совершенствования фундаментальных представлений о механике очага землетрясений, так и при разработке научного направления, связанного с исследованиями возможности искусственной трансформации напряженно-деформированного состояния локальных участков массива горных пород [Ружич и др., 2020; 2022]. Некоторые авторы надеются снизить потенциальную угрозу именно путем изменения режима скольжения по разлому [Filiprov et al., 2006; Мирзоев и др., 2009].

Лабораторные эксперименты продемонстрировали, что возможность реализации того или иного режима деформирования разлома напрямую определяется соотношением между упругими характеристиками вмещающего массива и фрикционными свойствами зоны скольжения [Rice, Ruina, 1983; Kocharyan et al., 2017; Кочарян, 2016]. В этой связи при построении аналитических и численных моделей процесса, во главу угла выдвигаются эффективные фрикционные характеристики зоны скольжения, которые неотделимы от структуры разломной зоны.

Новые сведения о строении разломов и динамике их деформирования появляются, в последние два–три десятилетия, во многом благодаря исследованию проблем, связанных с обеспечением сейсмобезопасности территорий. Хотя проблема пока далека от решения, палеосейсмологические исследования участков, поднятых с сейсмогенных глубин, глубинное бурение зон разломов, лабораторные эксперименты и численное моделирование позволили получить богатый наблюдательный и экспериментальный материал, который нуждается в обобщении.

В недавнем обзоре [Кочарян, 2021] были проанализированы актуальные публикации по широкому кругу проблем, посвященных процессу зарождения и эволюции процессов скольжения по разломам земной коры. В настоящей статье мы сочли целесообразным более детально рассмотреть результаты недавних исследований структуры и фрикционных свойств областей скольжения разломных зон. Интерес к этой тематике обусловлен развиваемым в ИДГ РАН подходом к мониторингу разломных зон для получения косвенной информации о потенциальной “сейсмогенности” участка массива горных пород [Беседина и др., 2020; 2021; и др.]. Элементы этого подхода были представлены в нескольких докладах, сделанных авторами на 6-й конференции “Триггерные эффекты в геосистемах”.

## СТРУКТУРА ЗОН СКОЛЬЖЕНИЯ

Многие годы исследованием структуры разломных зон занимались геологи, а физико-меха-

нические свойства пород исследовали в лаборатории специалисты горного дела и физики. Вплоть до 80-х–90-х годов прошлого века размеры зоны разлома чаще всего оценивались по внешним проявлениям на поверхности или на участках пересечения зоны разлома горными выработками (обычно на глубинах первые сотни метров, реже 1–2 км). Геофизические обследования таких областей давали заметно большие значения эффективной ширины разломной зоны, по сравнению с визуальными определениями [Кочарян, Спивак, 2003]. Это привело к довольно устойчивым представлениям о том, что для крупного разлома, ширина зоны ослабленного, по сравнению с вмещающим массивом, материала распространяется на сотни метров – первые километры [Шерман, 2014].

Характеристика внутренней структуры разломных зон является важным шагом на пути к пониманию макроскопических свойств геологических разломов, включая их механические, сейсмогенные и гидравлические свойства. Этой теме в последние 30 лет было посвящено множество исследований, например, [Семинский, 2003; Шерман, 2014; Sibson, 2003; Chester, Chester, 1998; Faulkner et al., 2010; Fagereng, Sibson, 2010; Colletini et al., 2019; 2022; и др.]. Это привело к тому, что наши представления о структуре зон массивов горных пород, вмещающих крупные разломы, в последние годы значительно расширились.

Проведенные исследования показали, что зона интенсивных деформаций пород распространяется на десятки-сотни метров в направлении нормальном плоскости нарушения. Высокая степень локализации деформации в зоне разлома в условиях высоких температур и давлений, как правило, приводит к формированию структуры состоящей из ядра разлома – зоны, где локализована большая часть деформации, и зоны динамического влияния, образованной поврежденным материалом с повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, трещиноватостью и вторичными небольшими разломами с относительно малой амплитудой смещения (например [Семинский, 2003; Faulkner et al., 2010]).

При полевых исследованиях строения эксгумированных геологических объектов в качестве основных признаков древних косейсмических разрывных нарушений обычно используются зеркала скольжения и псевдотахилиты – продукты фрикционного плавления отдельных участков [Sibson, 1977; Ружич, 1997; Faulkner et al., 2008; Smith et al., 2013; Матвеев и др., 2022; и др.]. Кроме того, критериями выявления глубинных сейсмогенных разрывов является ультракатаклитический характер переработки пород в разломах, состав новообразованного минерального заполнения трещин и минеральных образований на

плоскостях зеркал скольжения, термохимические последствия фрикционного разогрева вещества горных пород в виде пленочного стекловидного покрытия зеркал скольжения. Исследования тонкой структуры минерализации поверхностей зеркал скольжения и более поздних секущих трещин позволяют оценить возраст сейсмодислокации и  $P$ - $T$ -условия образования подвижки [Ружич и др., 2018].

Ядро сейсмогенного разлома, расположенного в низкопористых кристаллических породах, как правило, состоит из одной или нескольких зон катаклазитов, внутри которых можно обнаружить полосы интенсивного уменьшения размера зерен геоматериала – зоны скольжения (зона магистрального сместителя – *principal slip zone*; PSZ) [Sibson, 2003]. Некоторые разломы имеют относительно простую архитектуру с единственной PSZ, окруженной зоной повышенной трещиноватости. В то же время другие содержат ряд PSZ, которые в некоторых случаях пересекаются, формируя сложные зоны анастомоза, слои или линзы [Collettini et al., 2019; Volpe et al., 2022].

Косейсмические разрывы часто происходят вдоль одной и той же поверхности, сформированной ультракатаклазитами, образованными на предыдущих стадиях деформирования [Sibson, 2003]. Здесь уместно отметить, что для обозначения материала-заполнителя зоны сместителя в англоязычной литературе используется термин “*fault gouge*”, который, по сути дела, объединяет термины “глинка трения” и “продукты катакlastического метаморфизма”. Заполнитель центральной части разлома (*fault gouge*) представляет собой несвязанный геоматериал (по крайней мере, на современных обнажениях) состоящий менее чем на 30% по массе из крупных (>2 мм) обломков, который может иметь как слоистую (сланцеватую), так и случайную структуру. Термин “несвязанная” определяется как “способность быть разделенной на составляющие гранулы пальцами или при помощи перочинного ножа” [Woodcock, Mort, 2008].

Традиционно предполагалось, что *fault gouge* формируется на относительно малых глубинах (выше нижней границы зеленосланцевой фации,  $T < 250$ – $350^\circ\text{C}$ ) в зоне хрупкого разрушения, в результате фрикционного износа и катакlastических деформаций (скольжение по границам зерен, растрескивание зерен и др.), тогда как на больших глубинах имеют место квазипластические деформации, формирующие породы милонитической серии [Scholz, 2019]. Результаты лабораторных экспериментов, проведенных в последние годы, показали, что квазихрупкое разрушение может происходить в существенно более широком диапазоне  $P$ - $T$ -условий, чем считалось ранее.

Показано, что динамические сдвиги в кальциевом *gouge* могут происходить при таких высоких температурах, как  $550^\circ\text{C}$ . При этом, исследования шлифов образцов, которые продемонстрировали хрупкий механизм разрушения, показали характерную милонитовую микроструктуру (удлинение зерен, выровненные удлиненные порфинокласты, перекристаллизация) [Verberne et al., 2015]. Авторы статьи [Pec et al., 2016] показали, что наличие кварца обеспечивает локальное нарастание высоких механических напряжений, которые затем вызывают измельчение и разрушение кристаллической решетки в минералах с более слабыми атомными связями (полевые шпаты и слюды) и образование нанокристаллического, частично аморфного материала, по которому может происходить скольжение. Исследования шлифов на микро и нано уровне при сдвиге слоя мафической породы в диапазоне очень высоких давлений (обжимающее давление  $0.5 \text{ ГПа} \leq P_c \leq 1.5 \text{ ГПа}$ ) показали, что при температуре  $600^\circ\text{C}$  наблюдался преимущественно хрупкий механизм деформирования, а переход к вязкой деформации происходил в процессе повышения температуры до  $800^\circ\text{C}$  [Marti et al., 2017]. В качестве возможных механизмов квазихрупкого разрушения при высоких давлениях и температурах в работе [Pec et al., 2016] обсуждаются следующие процессы. В первом случае зоны частично аморфного материала, образованного путем твердотельной аморфизации, формируют зону ослабления, пронизывающую слой милонитизированной породы. Во втором – высокая концентрация напряжений на границе раздела между зоной проскальзывания и вмещающей породой вызывает разрушение разлома хрупкой трещиной.

Классическим примером экстремальной локализации является разлом Punchbowl в Южной Калифорнии с толщей зоны магистрального сместителя не более чем 1–10 см [Evans, Chester, 1995]. По данным работы [Chester, Chester, 1998] на одном из участков разлома Punchbowl из 10 км сдвига лишь 100 м локализовано в зоне трещиноватости толщиной около 100 м, а все остальное смещение произошло внутри узкого катаклазитового слоя толщиной от 4 см до 1 м. Внутри последнего обнаруживается довольно плоская непрерывная поверхность, представляющая собой слой ультракатаклазитов около 1 мм толщиной, которая служила поверхностью скольжения на последних нескольких километрах перемещения [Chester et al., 2005].

Повторная активизация может происходить и через очень большие промежутки времени. Так активный в архее разлом Pretorius, пересекающий горные выработки глубокой шахты в Южной Африке, испытал в то время множественные сдвиги вдоль богатой кварцем PSZ. В 2004 г. произошла активизация разлома в виде землетрясения маг-

нитудой  $M = 2.2$ . Обнаруженный при обследовании выработок на глубине 3.6 км очаг этого землетрясения представляет собой косейсмический сдвиг вдоль слоев *gouge* толщиной 1–5 мм расположенных в четырех квазиплоских сегментах древней разломной зоны [Heesakkers et al., 2011].

За последние два десятилетия в рамках обширных программ International Ocean Discovery Program (IODP; <https://www.iodp.org/>) и International Continental Scientific Drilling Program (ICDP; <https://www.icdp-online.org/home/>) на многих участках суши и океанического дна были осуществлены проекты по бурению через активные разломные зоны. В большинстве случаев глубина скважин была относительно невелика (1–3 км). Тем не менее эти исследования являются единственным “окном”, позволяющим достоверно установить, что происходит при динамическом скольжении по разлому в натуральных условиях при давлениях порядка килобара. Были получены уникальные данные о строении разломных зон, *P-T*-условиях в зоне скольжения, фрикционных свойствах разломной глинки трения, проницаемости, процессах массопереноса и быстрого залечивания зоны поврежденного материала [Brodsky et al., 2009; McNeil et al., 2019; и др.].

Детальный обзор результатов бурения крипающей секции зоны Сан-Андреас (проект SAFOD), разломов Nojima (землетрясение  $M_w = 6.9$  1995 Кобе, Япония), Chelungpu (землетрясение Chi-Chi,  $M7.6$  Тайвань, 1999) и землетрясения Тохоку ( $M9.0$  2011, Япония) приведен в монографии [Кочарян, 2016] и статьях [Ружич, Кочарян, 2017; Кочарян, 2021], где приведены ссылки на оригинальные публикации.

В последние годы получены некоторые дополнительные данные. Так в зоне землетрясения Кобе, Япония 1995 г.  $M_w = 6.9$  пробурено несколько дополнительных скважин глубиной до 1800 м, пересекающих разлом Nojima на глубинах от 261 до 904 м [Lin, Nishiwaki, 2019]. В результате выполненных каротажных исследований и анализа структуры керна на микро- и мезо- уровне установлено, что зона магистрального сместителя разлома представляет собой тонкую малопрочную низкопроницаемую зону, выполненную разломной глиной трения толщиной от 10 до 30 см, обрамленную с обеих сторон высокопроницаемой породой. При этом слои глины трения почти везде могут быть разделены на несколько тонких подслоев разного цвета, по которым наблюдалось перемещение. По мнению авторов [Lin, Nishiwaki, 2019] смещения вдоль этих подслоев (PSZ) представляют собой следы подвижек палеоземлетрясений, произошедших в течение позднего плейстоцена-голоцена.

Бурение через разлом Альпина в Новой Зеландии продемонстрировало необычайные анома-

лии температурного градиента, давления и скорости перетока флюида, связанные главным образом с тем, что центральная часть разлома является фактически непроницаемой, что приводит к активной циркуляции метеорных флюидов в висячем крыле и быстрому кальцинированию трещин в зоне разлома [Sutherland et al., 2017; Janku-Sarova et al., 2018]. По результатам бурения сделан вывод, что “на сейсмогенных глубинах разлом представляет собой либо единую зону сфокусированного локализованного хрупкого сдвига, либо состоит из нескольких нитей” [Boulton et al., 2017; Tou et al., 2015].

Разбуривание зоны Веньчуанского землетрясения  $M_w = 7.9$  2008 г. (Китай) позволило вскрыть шестью скважинами плоскость косейсмического разрыва на глубинах от 589 до 2065 м [Xu, Li, 2019]. Во всех скважинах были идентифицированы PSZ землетрясения 2008 г., которые, имея толщину в доли миллиметра, располагались в сантиметровых слоях свежей глины трения с размерами зерен  $< 10$  мкм. Материал в этих слоях обогащен графитом, что может являться индикатором достижения высоких температур и давлений в процессе скольжения [Lin, 2019]. В работе [Kuo et al., 2018] проведена рентгеновская спектроскопия образцов, отобранных с шагом 1 см из ядра разлома землетрясения. Это позволило установить, что графит содержится только в слое *gouge*, тогда как в окружающей брекчии присутствуют только гетерогенно кристаллизованные углеродосодержащие материалы.

Краткая сводка результатов бурения некоторых разломных зон приведена в табл. 1.

Структура центральной части разлома зависит, в том числе, и от свойств вмещающей породы. Как отмечалось выше, ряд разломов в кристаллических породах демонстрирует центральную зону в виде ультракатакластического ядра с экстремально малым уменьшением размера зерен и локализацией сдвига вдоль PSZ [Sibson, 2003; Chester et al., 2005; Smith et al., 2013; и др.].

В пределах массивных карбонатов, по данным [De Paola et al., 2008; Fondriest et al., 2013; Collettini et al., 2014] типичной является локализация сдвига вдоль субпараллельных очень тонких ( $< 500$  мкм) зон, ограниченных поверхностями скольжения [De Paola et al., 2008; Collettini et al., 2014]. На некоторых участках таких разломов в явном виде присутствуют следы термического разложения и структурной сверхпластичности карбонатов, свидетельствующие о динамических сдвигах (см., например, [Rowe et al., 2012; Collettini et al., 2013; De Paola et al., 2015]).

В то же время существует множество наблюдений, в которых описывается совершенно иной тип ядра разлома. В отличие от описанных выше структур, они представляют собой взаимосвязан-

Таблица 1. Некоторые результаты, полученные при бурении разломных зон

| Разломная зона  | Кол-во скважин | Макс. глубина скважин | Порода   | Описание магистральной части разломной зоны   | Источник   |
|---|----------------|-----------------------|--|---|--|
| San Andreas, США, участок крипа   | 2              | ~3000 м               | Песчаник, гранодиорит,   | В интервале шириной около 200 м выявлено семь участков с повышенной пористостью и пониженной плотностью, с эффективной шириной до 1.5 м. Обнаружены следы гальки и серпентина. По сейсмическим данным, зона пониженных скоростей в окрестности магистральной части разлома – канал шириной 30–60 м, проникающий, по крайней мере, до глубины 7 км   | [Zoback et al., 2010; Jerrison et al., 2010; Ellsworth, Malin, 2011]                         |
| Nojima Fault, Япония, зона землетрясения Кобе 1995, $M_w = 6.9$   | 9              | 1800 м                | Гранит   | Плоскость разлома подсечена на 9 участках, на глубинах от 261 до 904 м. Зона поврежденных пород имеет ширину до 60 м. Центральная часть разлома представляет собой тонкую малопорную низкопроницаемую зону, выполненную разломной глиной трения толщиной от 10 до 30 см, обрамленную с обеих сторон высокопроницаемой породой. Слои глины трения содержат от 11 до 20 тонких подслоев разного цвета, которые представляют собой следы подвижек палеоземлетрясений возрастом до 56 млн лет   | [Lin et al., 2007; Lockner et al., 2009; Lin, Nishiwaki, 2019]                               |
| Chelungpu Fault, Тайвань, зона землетрясения Chi-Chi 1999, $M = 7.6$                                    | 2              | 2000.3 м              | Песчаник, алевролит, сланцы  | Скважинами вскрыты зоны скольжения землетрясения Chi-Chi и нескольких палеоземлетрясений. Толщина зоны нарушенной породы разрыва землетрясения Chi-Chi составила 3.5–5 м. Основная зона скольжения (PSZ) – слой 0.3–2 см тонко перетертого материала, содержащего обломки матрицы, обломки глинистых агрегатов, смектиты, а также в малых количествах остеклованный материал. Температура нагрева этой области составляла 300–400°C. В зонах скольжения более древних сейсмических событий обнаружено большое количество псевдохлазитов и двухсантиметровые диски твердых черных ультракатаклазитов. Косейсмическая температура была неоднородна и в отдельных слоях псевдохлазитов и составляла 750–1750°C | [Ma et al., 2003; Boullier, 2011., и др.]  |
| Yingxi-Weichuan Fault, Китай, зона Венчуаньского землетрясения 2008, $M_w = 7.9$                        | 6              | 2339 м                | Докембрийский гранитно-вулканический комплекс и подстилающие отложения | Вскрыто несколько разломных зон, каждая из которых содержала несколько зон сместителя. Во всех скважинах идентифицированы PSZ землетрясения 2008 г., расположенные в сантиметровых слоях свежей черной разломной глины трения, обогащенной графитом, что может являться индикатором достижения высоких температур и давлений в процессе скольжения.   | [Xu Z., Li H., 2019; Lin, 2019; Kuo et al., 2014; 2018]                                      |
| Alpina Fault, Новая Зеландия, после Зelandия землетрясения с $M \sim 8$ с рекуррентным временем ~330лет | 3              | 893 м                 | Сланцы, граниты, гнейсы, ультрамилониты                                | Вскрыто несколько PSZ толщиной от 3 до 20 см внутри 2-х метрового слоя глины трения и ультракатаклазита. В зоне сместителя глина трения с необычайно низкими значениями пикового (0.1–0.2) и остаточного (0.03–0.09) коэффициентов трения. В зоне влияния разлома выявлен уровень минерализации трещин существенно выше фонового. Центральная часть разлома является фактически непроницаемой, что приводит к активной циркуляции метеорных флюидов висячем крыле, динамическому ослаблению разлома из-за термического повышения порового давления и быстрому кальцинированию трещин в зоне влияния.  | [Sutherland et al., 2017; Janku-Carova et al., 2018; Boulton et al., 2017; Toy et al., 2015] |

ные, многократно пересекающиеся зоны сдвига, богатые филлосиликатами. Эти пересекающиеся сети имеют мощность до 50 м и содержат глинистые минералы, происходящие из различных протолитов. В литературе описан целый ряд подобных структур. Сведения о некоторых из них, описанных наиболее детально, приведены в табл. 2. Геометрия и внутренняя структура этих зон сдвига сильно напоминают зоны пластического сдвига высокой метаморфической степени. В целом следует отметить высокое содержание в ядре таких разломов слабых минералов – талька, каолинита, хлорита, иллита и т.д. Последние, обладая радикально отличающимися от вмещающей породы механическими свойствами, в значительной степени определяют и фрикционные свойства разломной зоны (участка разломной зоны) с высоким содержанием филлосиликатов.

Структура разломной зоны определяет возникновение особых гидрогеологических условий, которые в свою очередь оказывают влияние на прочность и фрикционные свойства разломной зоны [Sibson, 1992; Wibberley et al., 2008; Faulkner et al., 2010]. Ярким примером являются вышеупомянутые аномалии температуры и давления флюида, выявленные при бурении через разлом Альпина [Sutherland et al., 2017; Janku-Sarova et al., 2018]. Повышенное поровое давление флюида, снижающее эффективное нормальное напряжение, является одной из основных гипотез, объясняющих известные парадокс напряжений и парадокс теплового потока – несоответствие многих наблюдаемых/оцениваемых параметров закону трения Байерли и теории разломообразования Андерсона [Теркотт, Шуберт, 1985]. Для того, чтобы поровое давление оказалось столь высоким, по крайней мере для сбросов или сдвигов, необходимо вводить дополнительные предположения, например наличие изолированных слоев в центральной части разлома, ограниченных малопроницаемыми формациями [Rice, 1992; Киссин, 2015; Родкин, Рундквист, 2017; и др.]. Кроме того, эта схема требует аномально малой величины отношения горизонтальной и вертикальной проницаемости  $\sim 10^{-6}$  [Scholz, 2019].

Второй важный механизм, оказывающий радикальное влияние на механические характеристики зоны разлома, это циркуляция флюидов, способствующая замещению сильных минеральных фаз слабыми [Colletini, Holdsworth, 2004; Schleicher et al., 2010; Warr et al., 2014]. Подобные процессы ослабления были широко задокументированы в зонах разломов, расположенных в различных вмещающих породах – в известняках [Tesei et al., 2013; Viti et al., 2014; Lacroix et al., 2015], доломитах [Colletini et al., 2009], сланцах [Alder et al., 2016], ультраосновных породах [Viti et al., 2018; Tesei et al., 2018] – по всему миру – для различных *P-T*-условий. В статье [Colletini et al.,

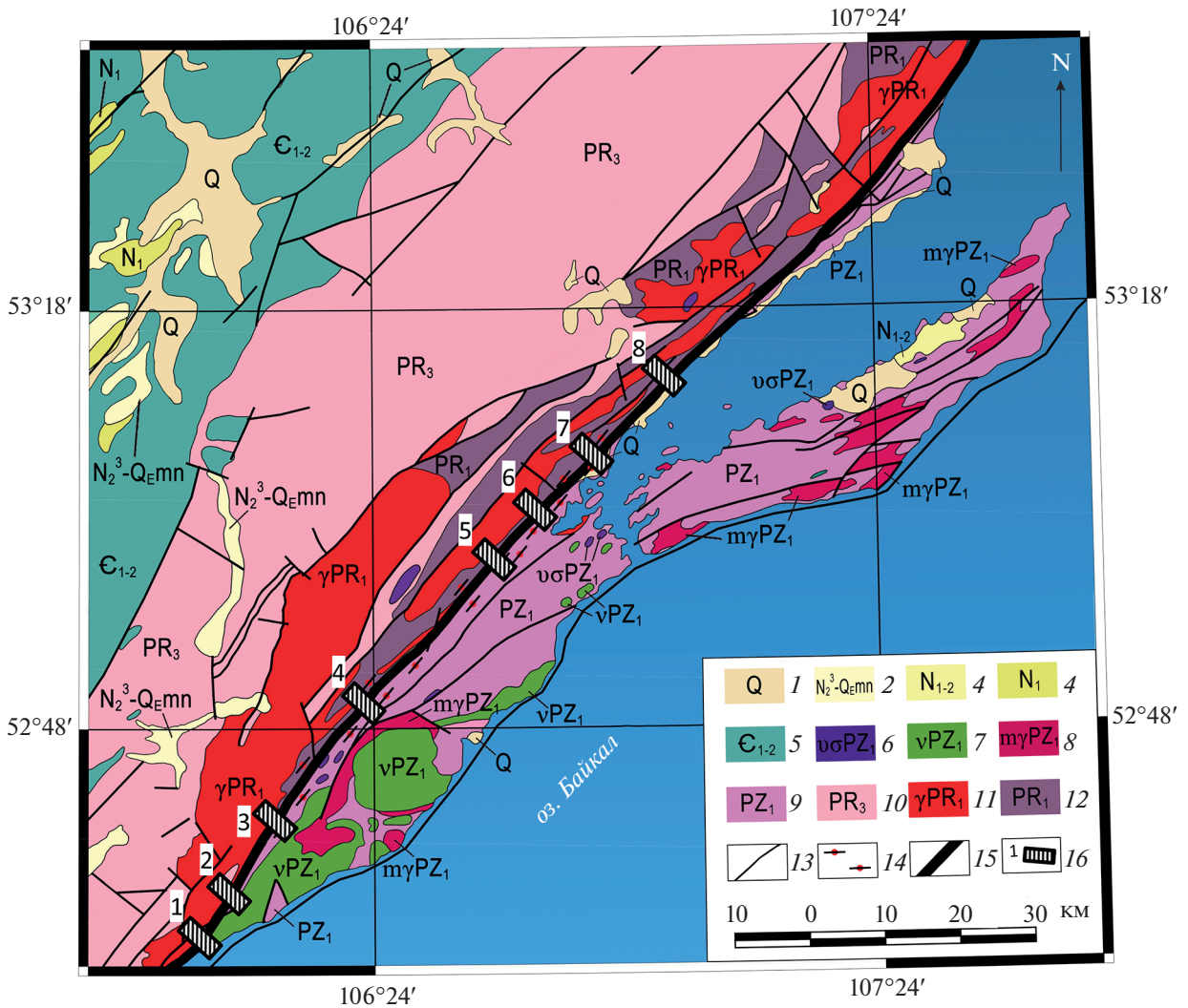
2019] этот процесс схематизирован следующим образом. На ранних стадиях деформации хрупкая трещиноватость и катаклазис приводят к увеличению проницаемости зоны разлома, способствуя притоку флюидов. Флюиды взаимодействуют с мелкозернистым катаклазитом, способствуя процессам растворения и осаждения, что приводит к замещению сильных минеральных фаз (кварц, полевой шпат, оливин, пироксен, кальцит, доломит) слабыми минеральными (глины, тальк, хлорит, мусковит, лизардит, волокнистый серпентин). С ростом деформации эти процессы приводят к развитию взаимосвязанной и богатой филлосиликатами микроструктуры, в которой значительная часть деформации реализуется в виде скольжения вдоль филлосиликатных квазиплоскостей, обладающих крайне низким трением [Tesei et al., 2018]. Кроме того, развитие рассланцованных сетей, богатых пластинчатыми минералами, делает разлом барьером с низкой проницаемостью для течения флюида в направлении перпендикулярном плоскости скольжения. В течение нескольких лет специалистами ИДГ РАН и ИЗК СО РАН проводилось исследование структуры и вещественного состава Приморского разлома Байкальской рифтовой зоны (рис. 1). Анализ полученных материалов продемонстрировал выраженную вариабельность вещественного состава образцов горных пород как вкрест, так и вдоль простирания разлома. На основе петрографического описания образцов горных пород, отобранных вдоль профилей протяженностью до 2 км вкрест простирания Приморского разлома, были выявлены зоны наиболее интенсивных деформаций (ядро разлома) и определен преобладающий вещественный состав образцов горных пород, слагающих ядро разлома (табл. 3). Эти участки в результате денудации были эксгумированы с сейсмогенных глубин и содержат следы палеоземлетрясений возрастом до  $673 \pm 4.8$  млн лет [Ружич и др., 2018]. На 8 профилях Приморского разлома выделяются два типа сегментов. На сегментах первого типа локализовано ядро разлома, которое условно “однородно” по типу слагающих его пород. Для пород “однородного ядра” характерно свойство скоростного разупрочнения (VW). Сегменты второго типа характеризуются “неоднородным ядром” и породы их слагающих проявляют свойства как скоростного разупрочнения (VW), так и скоростного упрочнения (VS).

Таким образом, данные бурения и геологического обследования денудированных участков разломных зон, демонстрируют наличие радикально отличающихся по структуре и материальному составу участков скольжения. Упомянутые выше парадокс напряжений и парадокс теплового потока, в совокупности с этими сведениями, привели к гипотезе существования “сильных” и “слабых” разломов [Lachenbruch, Sass, 1988;

Таблица 2. Некоторые сведения о строении сдвиговых зон в разных породах

| Зона сдвига   | Описание  | Проголит   | Глубина экзугмации        | Источник  |
|---|---|--|---------------------------|---|
| Саборегас, Испания  | Ядро толщиной ~1 км, состоит из расслоенных и взаимосвязанных сетей зон, мощностью до 50 м, богатых хлоритом и иллитом  | Слодяные сланцы  | 2–4 км                    | [Faulkner et al., 2003; Rutter et al., 2012; Solum, van der Pluijm, 2009]   |
| Средняя тектоническая линия, Япония   | Некоторые сегменты состоят из расслоенных пород толщиной несколько метров, богатых хлоритом   | Гранитоиды   | 5–10 км                   | [Wibberley, Shimamoto, 2003; Jefferies et al., 2006]  |
| Северо-Анатолийский разлом, Турция  | Зоны мощностью в сотни метров, деформация в основном сосредоточена в пределах субпараллельных зон сдвига, богатых тальком, каолинитом и хлоритом  | Доломиты, кварцесодержащие породы                            | <5 км                     | [Kaduni et al., 2017]   |
| San Andreas в окрестности SAFOD, США  | Данные по результатам бурения. Множество ветвей шириной до нескольких метров, сложенных расслоенными серпентинитовыми и смектитовыми глинами  | Серпентиниты   | 3 км                      | [Zoback et al., 2010; Holdsworth et al., 2011]  |
| Разлом Livingstone, Новая Зеландия  | Серпентинитовый меланж шириной от десятков до нескольких сотен метров. Зона расслоенного серпентинита сложена в основном волокнистым серпентинитом и лизардитом.  | Ультрамафические породы                                      | 300–350°C                 | [Tarling et al., 2018]  |
| Rodeo Cove, Калифорния, США   | Зона сдвига толщиной 200 м, рассланцованный материал богатый хлоритом   | Базальт  | 8–10 km                   | [Meneghini, Moore, 2008]  |
| Chrystalls Beach меланж, Новая Зеландия   | Иллит, мусковит   | Песчаник, базальт  | $T < 300^{\circ}\text{C}$ | [Fagereng, Cooper, 2010; Fagereng, Sibson, 2010]  |
| Надвиги в Аппенинах, Италия   | Зоны мощностью от нескольких до сотен метров с концентрацией иллита и смектита в пределах рассланцованной сети в ядре разлома   | Известняк, мергель   | 1–4 км                    | [Tesei et al., 2018]  |
| Надвиг Pettido, Пиринеи, Испания  | Рассланцованная зона сдвига толщиной в несколько метров, богатая иллитом и хлоритом   | Известняк, песчаник  | 6–7 км                    | [Lacroix et al., 2011]  |
| Тектонические меланжи Зона Мойн; разлом Karangam; Chrystalls Beach Новая Зеландия | Филлониты, филлосиликаты  | Гнейсы, песчаники, metabазальты                              |                           | [Wibberley, 2005; Wallis et al., 2015; Fagereng, Sibson, 2010; Kimura et al., 2012; Morley et al., 2017; Rowe et al., 2013] |
| Надвиг Monte Fiso, о. Эльба, Италия   | Зона сдвига мощностью 200 м, пересекающаяся сеть рассланцованных серпентинитов, лизардит, хлорит  | Ультрамафические породы                                      | $T < 300^{\circ}\text{C}$ | [Viti et al., 2018]   |
| Сброс Zuscalle, Италия  | Ядро разлома толщиной до 8 м, богатое тальком и смектитом   | Доломит  | 4–6 км                    | [Colletini et al., 2011]  |
| Black Mountains detachment, Калифорния, США                                       | Четко выраженные зоны скольжения, состоящие из рассланцованной брекчии, разломных глинок трения, где концентрируются слабые минеральные фазы (иллит, хлорит, смектит и сапонит)   | Карбонаты, силикатные гнейсы, кварц-полевошпатовое основание | <3 км                     | [Hayman, 2006]  |
| Egt Narre, Швейцария  | Ядро разлома – сплошной слой черной разломной глинки трения толщиной от нескольких сантиметров до нескольких метров. На периферии гранитная вмещающая порода расстрессована хрупким образом. По направлению к ядру разлома следы флюидно-диффузионных процессов массопереноса, которые способствовали развитию материала, богатого хлоритом и иллитом | Гранит   | $T < 300^{\circ}\text{C}$ | [Manatschal, 1999]  |





**Рис. 1.** Геологическая карта района Приморского разлома с указанием мест отбора образцов горных пород: 1 – пляжно-озерные отложения оз. Байкал и аллювий террас речных долин; 2 – аллювий Манзурской свиты; 3 – аллювий Голуметской свиты; 4 – аллювий Баяндайской свиты; 5 – ниже- и среднекембрийские отложения Сибирского кратона; 6 – Атарханский перидотит-габбровый комплекс; 7 – Озёрский габбро-диоритовый комплекс; 8 – Ольхонский мигматит-гранитный комплекс; 9 – раннепалеозойские метаморфические комплексы Ольхонского террейна; 10 – отложения верхнего протерозоя (байкальская серия); 11 – Приморский гранитный комплекс; 12 – фундамент раннепротерозойского кратона; 13 – основные разломы; 14 – бластомилониты краевого шва Сибирского кратона; 15 – Приморский разлом; 16 – расположение профилей петрографического описания горных пород.

Fagereng, Sibson, 2010., и др.]. Для первых характерны высокая величина фрикционной прочности, соответствующая закону Байерли [Byerlee, 1978], а для вторых предполагаются крайне низкие статические коэффициенты трения материалов, слагающих центральную зону разлома [Moore, Lockner, 2011; 2013; 2021; Lockner et al., 2011]. В последние десять лет под влиянием нарастающего количества сведений о структурной неоднородности разломов и результатов лабораторных экспериментов, идея противопоставления “сильных” и “слабых” разломов трансформировалась в предположение о существовании в одной и той же разломной зоне “сильных” и “сла-

бых” участков [Кочарян, Батухтин, 2018; Collettini et al., 2019; Barnes et al., 2020; Bedford et al., 2022; Leah et al., 2022]. Такие представления соответствуют, в том числе, известному подходу, развитому сейсмологами для описания наблюдаемых параметров высокочастотного движения в ближней зоне землетрясений, согласно которому поверхность скольжения содержит особые участки – “неровности” (англ. *asperities*), которые представляют собой “прочные, напряженные” пятна, окруженные областями, где напряжение частично сбрасывается в межсейсмический период [Kanamori, Stewart, 1978].



**Таблица 3.** Петрографический тип пород ядра Приморского разлома на различных сегментах и возможный режим фрикционного поведения\*

| Номер зоны | Название зоны  | Преобладающий петрографический тип горной породы       | Вероятная вариация сопротивления сдвигу с ростом скорости скольжения |
|------------|----------------|--|--|
| 1          | с. Бугульдейка | Гранитогнейс   | Разупрочнение  |
| 2          | д. Куяда       | Гранитогнейс   | Разупрочнение  |
| 3          | р. Таловка     | Серицитовый сланец<br>Гранитогнейс                     | Упрочнение<br>Разупрочнение  |
| 4          | р. Анга        | Гранитогнейс<br>Кварц-серицитовый сланец (>30% кварца) | Разупрочнение<br>Разупрочнение                                       |
| 5          | с. Черноруд    | Гранитогнейс   | Разупрочнение  |
| 6          | р. Хорга       | Хлорит-биотитовый сланец<br>Гранитогнейс               | Упрочнение<br>Разупрочнение  |
| 7          | р. Сарма       | Хлоритовый сланец<br>Биотитовый сланец<br>Гранитогнейс | Упрочнение<br>Упрочнение<br>Разупрочнение                            |
| 8          | р. Курма       | Мусковитовый сланец<br>Гранит                          | Упрочнение<br>Разупрочнение  |

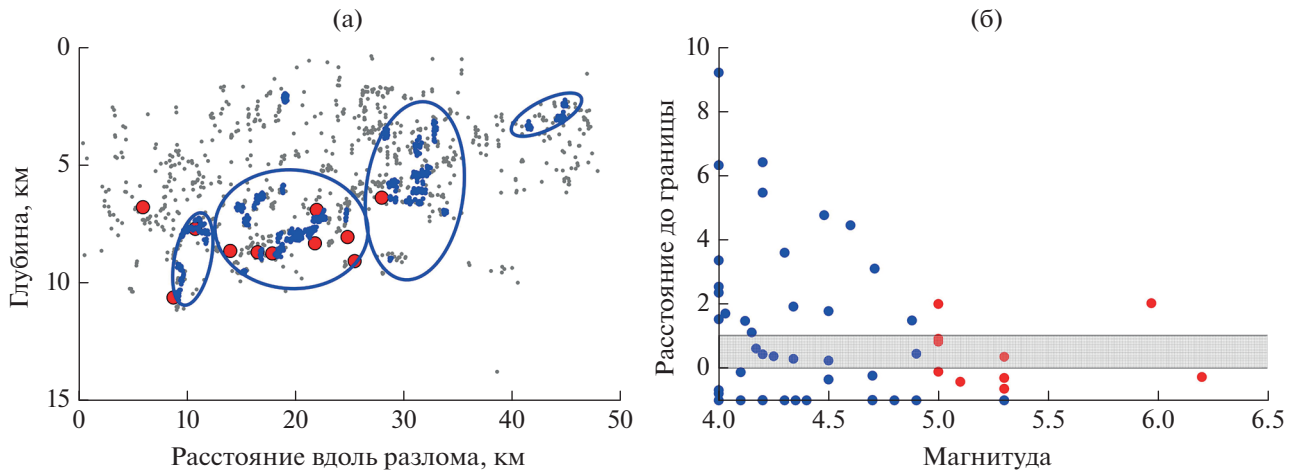
\* Смешанный режим скольжения подразумевает возможность реализации как динамических срывов, так и медленных мод скольжения.

С известной степенью условности можно выделить несколько структурных уровней неоднородности: субмиллиметровые особенности структуры геоматериала, сантиметровые—метровые блоки в брекчии и меланже, шероховатость и волнистость поверхности скольжения (см., например, [Sagy et al., 2007; Fagereng, 2011; Chen et al., 2020]). Повидимому, наибольшее значение в контексте рассматриваемой проблемы имеют локальные области контактной поверхности, в явном виде обладающие разными фрикционными свойствами.

Очевидными примерами зон с разными фрикционными свойствами, являются области, сформированные в основном кварцесодержащими породами и участки с высоким содержанием филлосиликатов. Так, например, в активной области Аппенин выходы эксгумированных пород фундамента схематически состоят из структурно-механических неоднородных зон распределенной деформации вдоль связанных между собой филлосиликатных горизонтов, окружающих кварцевые линзы мощностью до сотен метров [Volpe, 2022]. Такие области с разными фрикционными свойствами представляют собой, скорее всего, более-менее плотные кластеры *asperities* низшего уровня, расположенные на плоскости разлома, как правило, неравномерно. При проведении сейсмологических наблюдений эти области проявляются в виде топологически плотных кластеров гипоцентров фоновой сейсмичности [Ostapchuk et al., 2022]. Та-

кие кластеры являются основными элементами, определяющими интегральные закономерности сопротивления разлома сдвигу. Гипоцентры более крупных событий часто расположены вблизи границ таких областей [Yamanaka, Kikuchi, 2004]. Примеры анализа расположения гипоцентров и их приуроченности к областям *asperities* приведены на рис. 2. С определенной долей условности форму контактной области можно аппроксимировать эллипсом, оси которого совпадают с главными компонентами топологически плотных кластеров фоновой сейсмичности [Ostapchuk et al., 2022].

Анализ некоторых сведений о размерах *asperities* приведены в работе [Kocharyan, Kishkina, 2021], где собраны данные о так называемых повторных землетрясениях, разрывающих одну и ту же область [Uchida, Burgmann, 2019 и ссылки там], результаты построения модели разрыва по нескольким рядам данных: сведениям о параметрах сильных движений в ближней зоне, результатах регистрации сейсмических волн на региональных и телесеismicких расстояниях, данным геодезических наблюдений (радарной спутниковой интерферометрии *InSAR* или *GPS*). Авторы работы [Kocharyan, Kishkina, 2021] отмечают, что характерный размер областей, интерпретируемых как *asperity*, в среднем в 1.5–3 раза меньше длины оценок разрыва землетрясения. Размеры этих зон, определенные по телесеismic-



**Рис. 2.** Конфигурация контактных областей и локализация сейсмичности в плоскости скольжения тектонического разлома (по данным работы [Ostapchuk et al., 2022]): (а) — контактные области в плоскости скольжения одного из сегментов разлома Calaveras (США). Границы *asperities* показаны эллипсами. Серые точки — гипоцентры фоновой сейсмичности, голубые точки — гипоцентры, формирующие топологически плотные кластеры, красные точки — гипоцентры землетрясений с  $M_L \geq 4$ ; (б) — локализация очагов землетрясений с  $M_L \geq 4$  в окрестности *asperities*. Расстояние нормализовано на радиус очага. Расстояние “0” соответствует границе эллипса;  $< 0$  — локализации в пределах границ. Серая область (расстояние от 0 до 1) соответствует расположению фокусов землетрясений вблизи внешней границы. 9 из 11 землетрясений с  $M_L > 5$  локализованы внутри или вблизи границ *asperities*. Для событий с  $M_L > 4$  60% событий локализируются внутри или вблизи границ *asperities*.

ческим данным, оказываются еще меньше. Судя по всему, зоны *asperities* занимают около 20–30% от площади разрыва.

Макроскопически, некоторые разломные зоны характеризуются систематическим изменением свойств разлома вдоль простирания. Примеры подобного систематического изменения приведены в работе [Peggin et al., 2016], где проанализированы данные о распределении косейсмических смещений и скоростей распространения разрыва для 27 крупных землетрясений. Авторы продемонстрировали, что свойства разломной зоны систематически изменяются по простиранию. От конца разлома по направлению к области его геологического зарождения будут снижаться жесткость и эффективная прочность материала, вмещающего зону скольжения. Кроме того, в результате многокилометровых сдвигов крупные макронеровности (*asperities*) будут становиться все более плоскими и пологими, т.е. поверхность скольжения становится более “гладкой”, а ее эффективная прочность, по мнению авторов работы [Peggin et al., 2016] скорее всего, уменьшается по сравнению со “свежим” участком из-за снижения уровня концентрации нормальных напряжений в зонах крупномасштабных шероховатостей.

Поскольку, как отмечалось выше, основной косейсмический сдвиг может быть локализован внутри ультракатаклазитового ядра в зоне толщиной менее 1–5 мм, то макроскопические эффекты трения в значительной степени определяются процессами, происходящими на микроуровне

[Chen et al., 2013]. В этой связи большое значение для понимания закономерностей вариаций сопротивления сдвигу разломных зон имеют результаты лабораторного изучения трения горных пород.

## ТРЕНИЕ

Для определения сдвиговой прочности  $\sigma_s$  любых нарушений сплошности массива горных пород — от сомкнутой трещины до тектонического разлома обычно используется уравнение Кулона:

$$\sigma_s = \sigma_{s0} + \sigma_n \mu, \quad (1)$$

где:  $\sigma_n$  — эффективное нормальное давление;  $\sigma_{s0}$  — сцепление;  $\mu = \tan \varphi$  — коэффициент трения ( $\varphi$  — угол трения) на поверхности раздела — параметры, определяемые экспериментально.

Обобщение данных по лабораторному исследованию коэффициентов трения горных пород выполнено Дж. Байерли в ставшей классической работе [Byegee, 1978], которая к настоящему времени процитирована более 5000 раз. Байерли показал, что значения  $\mu$  для сухих скальных пород, полученные при средних (5–100 МПа) и высоких (до 2000 МПа) уровнях давлений, довольно слабо зависят от типа породы и шероховатости поверхности, и закон трения описывается соотношением:

$$\tau = \begin{cases} 0.85\sigma_n, & \sigma_n < 200 \text{ МПа} \\ 0.5 + 0.6\sigma_n, & \sigma_n > 200 \text{ МПа} \end{cases} \quad (2)$$

Применимость соотношения (2) для широкого круга объектов неоднократно подтверждалась и на натуральных объектах таких, как, например, распределение углов падения сейсмогенных разрывов в соответствии с теорией разломообразования Андерсона. Примеры такого рода распределений, построенных по механизмам очагов неглубоких землетрясений, можно найти во многих работах, например [Colletini et al., 2019].

Другое свидетельство применимости закона трения Байерли к разломам земной коры получено из измерений *in situ* параметров поля напряжений, например, [Zoback, Zoback, 2002]. Многочисленные свидетельства указывают на то, что хрупкая кора критически напряжена почти повсюду, т.е. многие разломы находятся на грани фрикционного разрушения [Townend, Zoback, 2000; Zoback, 2010; и др.] в соответствии с законом Байерли (2). Широкое распространение индуцированной сейсмичности, несмотря на очень скромные изменения давления в фундаменте, и наблюдение того, что активированные разломы хорошо ориентированы в пределах современного поля напряжений [Walsh, Zoback, 2016; Schoenball, Ellsworth, 2017], убедительно подтверждают гипотезу о сильно напряженной коре с гидростатическим давлением жидкости и трением Байерли. Как показывают результаты многочисленных измерений напряжений в скважинах в широком диапазоне глубин, значительная часть активных континентальных разломов обладает прочностью на уровне трения Байерли [Zoback, 2010].

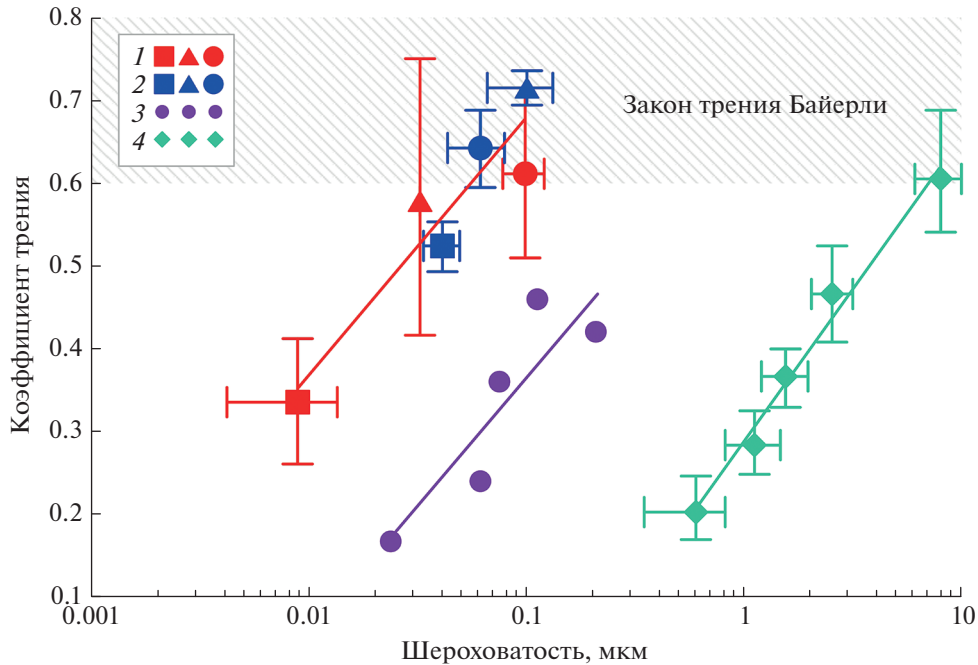
Экспериментально установлено, что в силу высокой степени локализации сдвига, макроскопические эффекты трения определяются процессами, происходящими на мезо- и микроуровне (например, [Proctor et al., 2014]). Авторы работы [Chen et al., 2013] исследовали зависимость коэффициента трения  $\mu$  для некоторых материалов в зависимости от шероховатости поверхности (рис. 3) и получили интересный результат. Они показали, что при масштабах длины 0.01–10 мкм коэффициенты трения хорошо коррелируют со значениями параметров, описывающих шероховатость (среднеквадратичное отклонение RMS или среднее отклонение профиля от средней линии Ra). Для испытанных образцов пород (доломит, гранит) величина коэффициента трения быстро приближается к диапазону “трения Байерли” 0.6–0.85, который является “общим” для трения хрупких горных пород [Byerlee, 1978]. Отсюда [Chen et al., 2013] делают вывод о том, что снижение трения, в первую очередь, контролируется сглаживанием поверхности при скольжении (т.е. уменьшением шероховатости) в масштабе 0.01–10 мкм, тогда как шероховатость на больших масштабах естественных разломов имеет ограниченное влияние на трение.

Важнейшее значение с точки зрения геомеханики разломов имеют фрикционные свойства разломной глинки трения, которые могут радикально отличаться от свойств вмещающей породы. При анализе следует различать *gouges*, содержащие соли кислот кремния слоистой структуры (галит, тальк, монтмориллонит, биотит и др.) и заполнители, основу которых составляют такие материалы, как кварц, гранит, ортоклаз, кальцит, доломит и т.д.). Филлосиликаты, как правило, имеют заметно более низкий коэффициент трения. В частности, монтмориллонит с высокой адсорбционной способностью имеет коэффициент трения всего 0.18 при нормальном напряжении 20 МПа при комнатной температуре [Ikari et al., 2011]. Напротив, *gouges* с высоким содержанием кварца имеют относительно высокие значения коэффициента трения. Значения фрикционных параметров для некоторых минералов приведены в табл. 4.

Еще более радикально различие фрикционных свойств между кварцевым заполнителем и филлосиликатами проявляется при насыщении флюидом (см. табл. 4). Если неадсорбирующие минералы, например кварц, практически сохраняют фрикционную прочность после насыщения, то коэффициенты трения таких материалов, как монтмориллонит или лизардит при насыщении уменьшаются в разы из-за снижения прочности поглощающих минералов в водонасыщенном состоянии.

Необычайно низкие значения пикового (0.1–0.2) и остаточного (0.03–0.09) коэффициентов трения продемонстрировали эксперименты на влажных образцах смектитового *gouge* из PSZ разлома Alpina [Boulton et al., 2017]. Обширные физические исследования, результаты которых изложены в монографии [Бернштейн, 1987], доказали, что разупрочняющее действие воды связано, главным образом, с реакцией механически стимулированного гидролиза напряженного материала. В частности, происходит накопление разрывов Si–O–Si связей в присутствии молекул воды, что приводит к уменьшению коэффициента трения филлосиликатов. Кроме того, причина снижения фрикционной прочности заключается в том, что поверхность минералов пластинчатой структуры, которые регулярно обнаруживаются в зонах скольжения разломов [Kameda et al., 2011], притягивает молекулы воды, образуя тонкую пленку между двумя соседними пластинами [Renard, Ortoleva, 1997; Moore, 2004]. Влияние абсорбированной воды на степень снижения фрикционной прочности непосредственно продемонстрировано в лабораторных экспериментах на образцах мусковита [Kawai et al., 2015].

Описанные эффекты могут играть существенную роль в сезонных вариациях сейсмического



**Рис. 3.** Зависимость коэффициента трения от шероховатости поверхности (по данным [Chen et al., 2013]). Шероховатость определяется как среднеквадратичное отклонение высоты поверхности на сегментах длиной 1 мкм; 1 – доломит Kasota; 2 – гранит Sierra White; 3 – алмаз; 4 – гранит Westerly. Закрашенная область соответствует закону трения Байерли (2).

режима. Так, например, увеличение количества мелких сейсмических событий в период высокой, связанной со снеготаянием, обводненности массива горных пород в Хибинах [Козырев и др., 2021] может определяться увеличением подвижности блочной структуры из-за снижения эффективного трения в разломных зонах вблизи поверхности, поскольку при разложении нефелиновой породы характерно образование значительного количества смектита.

Возможно, даже более важная, чем величина коэффициента трения, роль при рассмотрении динамики скольжения принадлежит вариации фрикционного сопротивления в процессе сдвига. Модель ослабления трения в процессе скольжения восходит к Ш. Кулону, который обнаружил такие важные особенности, как разницу между статическим и кинетическим трением, а также возрастание силы трения при нахождении поверхностей в стационарном контакте [Scholz, 2019].

Согласно первым современным моделям, сопротивление сдвигу по границе между блоками горной породы задавалось в виде модели с разупрочнением (см., например, [Ida, 1972]):

$$\tau = T(\Delta u) \operatorname{sign} \left( \frac{\partial \Delta u}{\partial t} \right), \quad \frac{\partial \Delta u}{\partial t} \neq 0$$

$$T(\Delta u) = \begin{cases} \tau_u - \frac{(\tau_u - \tau_f) \Delta u}{d_0}, & \Delta u < d_0, \\ \tau_f, & \Delta u \geq d_0 \end{cases}, \quad (3)$$

где:  $\tau_u$  – пиковая фрикционная прочность;  $\tau_f$  – остаточная фрикционная прочность;  $\tau_0$  – начальные напряжения касательные к плоскости разлома;  $d_0$  – амплитуда перемещения, при котором трение спадает с пикового до остаточного значения.

В результате лабораторных экспериментов в конце 70-х–начале 80-х годов прошлого века был предложен ряд эмпирических соотношений, совокупность которых обычно называют законом трения Rate and State (далее RSF) [Dieterich, 1979; Ruina, 1983]. В этой модели коэффициент трения  $\mu$  зависит от мгновенной скорости скольжения  $V$  и от переменной состояния  $\theta$ :

$$\mu = \mu_0 - a \ln \left( \frac{V_0}{V} \right) + b \ln \left( \frac{V_0 \theta}{D_c} \right). \quad (4)$$

Здесь  $\mu_0$  – константа, соответствующая стабильному скольжению;  $V$  – текущая скорость смещения;  $\theta$  – переменная состояния;  $a$ ,  $b$ ,  $D_c$  – эмпирические константы.

Величина  $\theta$  изменяется со временем и перемещением по определенному закону (эволюционное уравнение) в процессе перехода контакта к новому стабильному состоянию. Наиболее из-

Таблица 4. Значения коэффициентов трения и фрикционных параметров, определенных для некоторых геоматериалов

| Материал                       | Давление/Температура | Коэффициент трения $\mu_0$ , сухой | Коэффициент трения $\mu_w$ , водонасыщенный | Фрикционный параметр, $(a - b)$   | Источник                                     |
|--------------------------------|----------------------|------------------------------------|---|---|--|
| Актинолит (85%) + хлорит (15%) | 50–200 МПа/25–600°C  |                                    | 0.5–0.8                                     | <0 при $T = 300–400^\circ\text{C}$<br>$\approx 0$ при $P_{\text{эфф}} = 50 \text{ МПа}$<br>>0 при $P = 100–200 \text{ МПа}$ | [Okamoto, 2020]                              |
| Ангит                          | 75–130 МПа/25°C      | 0.67                               | 0.57–0.60                                   | –0.0044–(–0.0015)   | [Okazaki et al., 2013]                       |
| Амфиболит                      |                      |                                    |   | –0.001–(–0.016)   | [Fagereng, Ikari, 2020]                      |
| Аргиллит                       | 68 МПа/25–150°C      |                                    | 0.61–0.63                                   | 0.0034–0.005  | [Verberne et al., 2010]                      |
| Биотит                         |                      | 0.46                               | 0.35  |   | [Moore, 2004]                                |
| Биотитовый сланец              |                      | 0.35                               |   |   | [Ikari et al., 2010]                         |
| Брусит                         |                      | 0.46                               | 0.3   |   | [Moore, 2004]                                |
| Галит                          |                      | 0.18                               |   |   | [Shimamoto, Logan, 1981]                     |
| Гранит Westerley               | 5–400 МПа/25–550°C   | 0.63–0.72                          | 0.6–0.7                                     | –0.005–0.023  | [Ikari et al., 2010]                         |
| Габро                          | 100–300 МПа/21–615°C |                                    | 0.58–0.68                                   | –0.02–0.007   | [Blanpied et al., 1995]                      |
| Гиббсит                        |                      | 0.74                               | 0.5   |   | [He et al., 2006; 2007]                      |
| Доломит                        |                      | 0.78                               |   |   | [Moore, 2004]                                |
| Известняк                      | 73 МПа/25–150°C      |                                    | 0.62–0.71                                   | –0.004–0.005  | [Byerlee, 1978]                              |
| Иллитовый сланец               |                      | 0.48                               |   |   | [Verberne et al., 2010]                      |
| Кальцит                        |                      | 0.74                               |   |   | [Ikari et al., 2010]                         |
| Каолинит                       |                      | 0.85                               | 0.5   |   | [Shimamoto, Logan, 1981]                     |
| Каолинит                       |                      | 0.65                               |   |   | [Moore, 2004]                                |
| Каолинит 50% + Кварц 50%       |                      | 0.62                               |   |   | [Shimamoto, Logan, 1981]                     |
| Кварц                          |                      | 0.53                               |   |   | [Ikari et al., 2010]                         |
| Клинтонит                      |                      | 0.72                               | 0.65  |   | [Moore, 2004]                                |
| Лизардит                       |                      | 0.8                                | 0.4   |   | [Moore, 2004]                                |
| Лизардит                       | 5–100 МПа/ 25–170°C  |                                    | 0.18  |   | [Tesei et al., 2018]                         |
| Маргарит                       |                      | 0.82                               | 0.6   |   | [Moore, 2004]                                |
| Монтморлонит                   |                      | 0.18                               |   |   | [Ikari et al., 2010]                         |
| Монтморлонит                   |                      | 0.41                               | 0.03  |   | [Ikari et al., 2007]                         |
| Монтморлонит 50% + Кварц 50%   |                      | 0.35; 0.57                         | 0.21  |   | [Ikari et al., 2007;<br>[Ikari et al., 2010] |
| Мрамор                         |                      | 0.28                               |   |   | [Scuderi, Colletini, 2016]                   |
| Мусковит                       |                      |                                    | 0.2   |   | [Kawai et al., 2015]                         |
| Мусковит                       | 5–50 МПа/ 25°C       |                                    | 0.19  |   | [Smith et al., 2017]                         |

Таблица 4. Окончание

| Материал                  | Давление/Температура | Коэффициент трения $\mu_0$ , сухой | Коэффициент трения $\mu_w$ водонасыщенный   | Фрикционный параметр, $(a - b)$ | Источник  |
|---------------------------|----------------------|------------------------------------|---|---------------------------------|---|
| Мусковитовый сланец       |                      | 0.38                               |   |                                 | [Ikari et al., 2010]                                |
| Ортоклаз                  | 73 МПа/25–150°C      | 0.7                                | 0.58–0.61                                   | 0.0041–0.0051                   | [Shimamoto, Logan, 1981]<br>[Verberne et al., 2010] |
| Песчаник                  |                      | 0.64                               | 0.1–0.17                                    |                                 | [Ikari et al., 2010]                                |
| Полевой шпат (андезит)    |                      |                                    | 0.15–0.19                                   | 0.0007–0.0067                   | [Lockner et al., 2011]                              |
| Сапонит                   | 40–200 МПа/25–250°C  |                                    |   | 0.0011–0.007                    | [Moore et al., 2016]                                |
| Сапонит                   | 40–200 МПа/25–250°C  | 0.62–0.66                          | 0.51  |                                 | [Okazaki et al., 2013]<br>[Ikari et al., 2010]      |
| Серпентинит               |                      |                                    |   |                                 | [Niemeijer, Collettini, 2014]                       |
| Серпентинит               |                      | 0.18                               |   | 0.0038–0.0095                   | [Tesei et al., 2014]                                |
| Смектит                   | 5–100 МПа/25°C,      | 0.27                               |   | 0.0021–0.0087                   | [Ikari et al., 2015]                                |
| Смектит                   | 25–50 МПа/25°C       | 0.25–0.31                          | 0.1–0.25                                    | 0.002–0.008                     | [Carpenter et al., 2011; 2015]                      |
| Смектит                   | 25–50 МПа/25°C       |                                    | 0.12–0.15                                   | –0.0015–0.011                   | [Carpenter et al., 2011; 2015]                      |
| Смектит                   |                      |                                    | 0.1–0.2 (пиковый)<br>0.03–0.09 (остаточный) |                                 | [Boulton et al., 2017]                              |
| Смектит, хлорит, лизардит | 6 МПа/25°C           |                                    | 0.13  | 0.0051–0.0098                   | [Barth et al., 2013]                                |
| Смектит, хлорит           | 6 МПа/25°C           |                                    | 0.12  | 0.0049–0.0085                   | [Barth et al., 2013]                                |
| Смектит, хлорит,          | 31–94 МПа/25–210°C   |                                    | 0.12–0.16                                   | 0.001–0.007                     | [Boulton et al., 2017]                              |
| Тальк                     |                      | 0.35                               | 0.2   |                                 | [Moore, 2004]                                       |
| Тальк слоистый            |                      | 0.22                               |   |                                 | [Ikari et al., 2010]                                |
| Тальк + смектит           | 10–75 МПа/25°C       | 0.25–0.31                          |   | 0.0021–0.0087                   | [Collettini et al., 2009]                           |
| Хлорит                    |                      | 0.68                               | 0.48  |                                 | [Moore, 2004]                                       |
| Хлорит                    | 5–75 МПа/25°C,       |                                    | 0.24  |                                 | [Smith et al., 2017]                                |
| Хлорит                    | 10–400 МПа/25–600°C  |                                    | 0.3   | 0.001–0.015                     | [Okamoto et al., 2019]                              |
| Хлорит + иллит            | 10–75 МПа/25°C       |                                    | 0.17  | 0.0050–0.0052                   | [Tesei et al., 2015]                                |
| Хлорит + иллит            | 6 МПа/25°C           |                                    | 0.28  | 0.0076–0.0153                   | [Barth et al., 2013]                                |
| Хлорит + иллит            | 31 МПа/25°C          |                                    | 0.32  | 0.0035–0.0089                   | [Barth et al., 2013]                                |
| Хлоритовый сланец         |                      | 0.42                               |   |                                 | [Ikari et al., 2010]                                |
| Хризотил + серпентинит    | 5–100 МПа/25–170°C   |                                    | 0.15–0.18                                   |                                 | [Tesei et al., 2018]                                |
| Эпидотит                  |                      | 0.63                               |   | –0.001–(–0.007)                 | [Fagereng, Ikari, 2020]                             |

вестными являются законы Дитриха [Dieterich, 1979]:

$$\frac{d\theta}{dt} = 1 - \frac{V\theta}{D_c}, \quad (5a)$$

и Руины [Ruina, 1983]:

$$\frac{d\theta}{dt} = \frac{V\theta}{D_c} \ln\left(\frac{V\theta}{D_c}\right). \quad (5b)$$

При установившемся стабильном скольжении считается, что состояние системы остается неизменным, а тип зависимости трения от скорости скольжения описывается так называемым фрикционным параметром:

$$(a - b) = \frac{\Delta\mu}{\ln(V/V_0)}, \quad (6)$$

где  $\Delta\mu = \mu_0 - \mu$  – вариация коэффициента трения при увеличении скорости скольжения с  $V_0$  до  $V$  [Dieterich, 1979]. Положительные значения разности  $(a - b)$  имеют место для материалов, обладающих свойством скоростного упрочнения (далее VS), т.е. увеличения сопротивления сдвигу с ростом скорости, а при  $(a - b) < 0$  – поверхность обладает свойством скоростного разупрочнения (далее VW).

В рамках реологии RSF возможность возникновения нестабильного скольжения зависит от соотношения между жесткостью вмещающего массива  $K$  и скоростью снижения сопротивления сдвигу по разлому  $K_f$ .

Для VW разломов скольжение остается стабильным или условно стабильным, если отношение  $\chi = \frac{K}{K_f} > 1$ . Если выполняется условие

$$\chi < 1, \quad (7)$$

то снижение фрикционного сопротивления скольжению по разлому опережает снижение напряжений из-за упругой разгрузки, что приводит к возникновению нестабильности [Scholz, 2019; Kocharyan et al., 2017]. Разные подходы к оценке жесткости разлома и жесткости нагружения детально рассмотрены в монографии [Кочарян, 2016].

Условие (7) определяет необходимость достижения областью скольжения определенных размеров для того, чтобы развивалась динамическая неустойчивость.

В стандартной форме RSF параметры  $(a - b)$  и  $D_c$  в соотношениях (4)–(5) являются постоянными характеристиками контакта и не зависят от скорости скольжения. Однако недавние лабораторные измерения показывают, что эти параметры, на самом деле, систематически меняются со скоростью скольжения [Ikari, Saffer, 2011; Rabinowitz et al., 2018] с тенденцией увели-

чения устойчивости фрикционного контакта с ростом скорости скольжения.

Формализм RSF в различных модификациях широко применяется для моделирования многих природных явлений, связанных со скольжением по разломам, включая зарождение и распространение разрыва, афтершоковую активность и восстановление прочности разломов после динамического срыва, постсейсмическое скольжение и крип на межсейсмической стадии эволюции, индуцированную сейсмичность [Кочарян, 2021 и ссылки там].

Модель RSF использовалась и для моделирования событий медленного скольжения. Однако в рамках традиционного RSF подхода с константами, не зависящими от скорости скольжения, эти явления удастся смоделировать лишь в очень узком диапазоне параметров при величине  $\chi \sim 1$  и критическом уровне касательных напряжений [Кочарян, 2016], что находится в определенном противоречии с новейшими наблюдательными данными, согласно которым SSE широко распространены на различных глубинах коры [Avouac, 2015; Bürgmann, 2018]. Численное моделирование, проведенное в недавней работе [Im et al., 2020], продемонстрировало, что учет зависимости параметров RSF трения от скорости скольжения существенно расширяет как диапазон условий, в которых возможно возникновение событий медленного скольжения, так и спектр таких их характеристик, как величина сброшенных напряжений, продолжительность, повторяемость.

Фрикционный параметр  $(a - b)$  (6), определяющий тип скольжения по разлому, зависит как от материального состава *gouge*, так и от внешних условий – давления, температуры, присутствия флюида, скорости скольжения. Довольно давно известно, что *gouges* богатые прочными минералами, демонстрируют менее устойчивое скольжение (большие значения фрикционного параметра), чем богатые слабыми минералами, например, [Summers, Byerlee, 1977; Niemeijer, Collettini, 2014; и др.]. Такой эффект наблюдается как для природных материалов-заполнителей, так и для искусственных смесей. Считается, что этому способствует пластинчатая структура филлосиликатных минералов в противоположность зернистой структуре композиций из более прочных минералов. При этом остается неясным, какое пороговое содержание филлосиликата в *gouge* может обеспечить стабилизацию скольжения при разных *P-T*-условиях и скоростях сдвига [Niemeijer, Collettini, 2014]. Для *gouges*, состоящих из смеси кальцита и сланца, при эффективном нормальном напряжении 30 МПа и низких скоростях скольжения стабилизация сухого контакта наступает при содержании сланца свыше 30–50% [Ruggieri et al., 2021].



Тип скольжения разлома эволюционирует от VS к VW с увеличением коэффициента трения [Ikari et al., 2010; Boulton et al., 2017; Niemeijer, Collettini 2014; и др.]. Разломная глинка трения, содержащая материалы с относительно большими, более чем  $\mu \approx 0.5$ , коэффициентами трения (кварц, полевой шпат, каолинит и др.), демонстрирует, в зависимости от  $P$ - $T$ -условий, скорости нагружения и амплитуды сдвига, как VW, так и VS скольжение. Отмечается, что с ростом базового коэффициента трения  $\mu_0$  растут оба параметра  $a$  и  $b$ , но рост последнего происходит опережающими темпами, что приводит к отрицательным значениям параметра  $(a - b)$ , т.е. к эффекту скоростного разупрочнения [Carpenter et al., 2015]. Соответственно, глинка-трения с низкой прочностью ( $\mu_0 < 0.5$ ) имеет тенденцию к VS поведению, причем значение параметра  $(a - b)$  растет с увеличением содержания глинистых компонентов [Ruggieri et al., 2021]. Некоторые результаты измерения параметра  $(a - b)$  приведены в табл. 4.

Во многих сериях лабораторных экспериментов отмечается эффект увеличения фрикционного параметра с ростом скорости скольжения как для незаполненного контакта скальных поверхностей [Kilgore et al., 1993], так и для различных заполнителей от гранитной крошки [Marone et al., 1990] и до глиносодержащих *gouges* [Ruggieri et al., 2021]. Для смеси актинолит (~85%) + хлорит (~15%) авторы [Okamoto et al., 2020] наблюдали уверенный рост фрикционного параметра по мере увеличения скорости скольжения при температурах 200–400°C, тогда как при низких (23–100°C) и высоких (500–600°C) такой тенденции отмечено не было.

Существенную роль, определяющую фрикционное поведение заполнителя разломов, может играть температура. Если величина коэффициента трения большинства материалов изменяется с температурой довольно слабо вплоть до  $P$ - $T$ -условий, соответствующих упруго-пластическому переходу, то значение фрикционного параметра  $(a - b)$  варьируется вплоть до знака, определяя тем самым стабильность или нестабильность скольжения. С ростом температуры некоторые разломные заполнители с  $(a - b) > 0$  при комнатных условиях, становятся фрикционно-нестабильными при более высоких температурах, например кальцит при ~50°C, известняк при ~150°C, гранит при температурах ~50–350°C [Blanpied et al., 1995; Scholz, 2019]. С дальнейшим ростом температуры скольжение вновь становится стабильным, что связано с переходом от катаклаза к пластической деформации заполнителя. Впрочем, в работе [He et al., 2006] сообщается о нестабильном скольжении  $(a - b \approx -0.01)$  *gouge* из габбро со средним размером зерна 27.4 мкм при температуре 615°C и нормальном напряжении 300 МПа.

Важным фактором, влияющим на материальный состав зоны скольжения, а значит и на параметры трения, является преобразование контактирующих поверхностей в процессе динамического скольжения. При разрушении материала на микро- и наноуровне [Соболев и др., 2016; Веттерн и др., 2018; 2020; и др.] на поверхности образуется тонкий слой глинистых минералов с низким коэффициентом трения. Слабые материалы образуются и в ходе механохимических преобразований [Морозов и др., 2016], термомеханического разложения [Морозов и др., 2020] и других процессов.

Интересна роль флюидов в формировании режима скольжения. Очевидное влияние увеличения порового давления на величину эффективного нормального напряжения определяет, с одной стороны, возможность превышения предела прочности и, соответственно, возникновения скольжения. Однако вовсе необязательно, что это скольжение окажется сейсмогенным. В *gouges*, особенно содержащих значительное количество филлосиликатов, величина  $(a - b)$  возрастает с увеличением содержания воды [Ikari, 2007; De Barros et al., 2016], что стабилизирует скольжение. В известной работе [Guglielmi et al., 2015] авторы, закачивая жидкость в естественный разлом и измеряя подвижку по разлому, обнаружили, что в большинстве подвижек наблюдается VS поведение с  $(a - b = 0.045)$ . Увеличение содержания флюида и рост порового давления снижают эффективную сдвиговую жесткость разлома, что, согласно условию (7), способствует стабилизации скольжения и возникновению режима SSE [Hirose et al., 2021].

Для кварцевого заполнителя параметр материала  $(a - b)$ , напротив, резко снижается, т.е. скоростное разупрочнение становится более выраженным даже при добавлении очень небольшого количества флюида. Добавки флюида в 0.1% от массы заполнителя разлома – кварцевого песка – оказывается достаточно для радикального изменения характера скольжения от крипа до выраженного стик-слипа [Кочарян, 2016].

Еще один эффект, который следует учитывать – возможное увеличение эффективного нормального напряжения при скольжении разлома с глинистыми *gouges*. Дилатансия при сдвиге увеличивает объем порового пространства и из-за низкой проницаемости зоны скольжения приводит к снижению давления флюида [Segall et al., 2010].

Наличие порового давления может изменить параметр  $(a - b)$  разломов. В работе [Scuderi, Collettini, 2016] получили, что для карбонатных *gouge* (мрамор, известняк) фрикционный параметр снижается с  $(a - b) \approx (0.002-0.006)$  вплоть до отрицательных значений с ростом отношения порового давления к нормальному напряжению

$P_f/\sigma_n$  с 0.15 до 0.8. Для заполнителей из других материалов (антигорит, оливин, кварц и хризотил), напротив, отмечают увеличение  $(a - b)$  с ростом порового давления [Xing et al., 2019]. Вариацию фрикционного параметра при изменении порового давления чаще всего связывают с дилатансией и уплотнением материала, хотя у разных авторов отмечаются зачастую противоречивые тенденции при экспериментальном исследовании таких зависимостей, что, скорее всего, связано как с различиями свойств геоматериалов, так и условий экспериментов, а также свидетельствует о недостаточном понимании физики процесса [Ji et al., 2022].

Авторы работы [Proctor et al., 2020], вероятно, впервые провели прямые измерения порового давления в гидравлически изолированном лабораторном разломе в процессе зарождения разрыва и скольжения. Эксперименты проводились как на контакте гранитных поверхностей, так и при сдвиге разлома, заполненного кварцевым *gouge*. Они зарегистрировали вариации порового давления от 0.1 до 10 МПа. При этом снижение порового давления, вызванное дилатансией, подавляет скольжение незаполненного контакта в граните, в то время как повышение порового давления в разломе с заполнителем, напротив, делает скольжение более динамичным из-за уплотнения *gouge*. Важно, что вариации порового давления могут возникать как в процессе динамического срыва, так и на предсейсмической стадии. В последнем случае дилатансия может подавить прерывистое скольжение и привести к медленному скольжению в разломах, обладающих VW фрикционными свойствами, которые бы разрывались динамически в дренируемых или сухих условиях. И наоборот, компакция заполнителя может дестабилизировать разломы с VS трением.

Отмечается, что высокая вязкость жидкости при одинаковой величине порового давления благоприятствует неустойчивому проскальзыванию, о чем свидетельствует тенденция к уменьшению параметра коэффициента трения  $(a - b)$  от положительного до отрицательного при росте вязкости от  $\eta \sim 10^{-3}$  до 1 Па с [Cornelio, Violay, 2020]. В значительно более ранней работе [Кочарян, Остапчук, 2015] был также получен эффект увеличения “динамичности” подвижки в этом же диапазоне  $\eta$ , однако было отмечено, что при дальнейшем росте вязкости скольжение резко стабилизируется. При этом, эффект носит, фактически, пороговый характер (рис. 4).

В заключение раздела отметим, что природных материалов, демонстрирующих только фрикционное разупрочнение с ростом скорости скольжения, пока не было обнаружено.

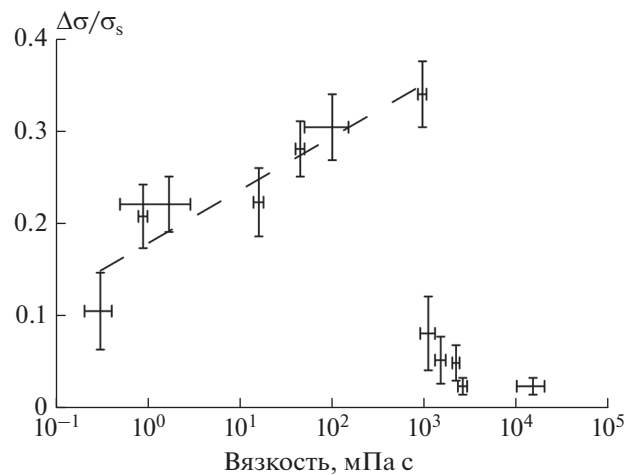


Рис. 4. Зависимость изменения скачка сдвигового напряжения от вязкости флюида. Нормальная нагрузка составляет 83 кПа, массовая доля жидкостей — 0.5% (по работе [Кочарян, Остапчук, 2015]).

## ИЗЛУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ

Хорошо известно, что величина приведенной сейсмической энергии  $\hat{E}_s = \frac{E_s}{M_0}$  — отношение излученной энергии к величине скалярного сейсмического момента, изменяется в широком диапазоне значений, отличаясь для разных событий на 5–6 порядков.

Параметры колебаний, излучаемых при распространении разрыва, тесно связаны с фрикционными свойствами поверхности скольжения. Прежде всего, важнейшим условием является выполнение условия (7). Как и в механике трещин Гриффитса, условие старта, и условие остановки определяются соотношением между скоростью динамического высвобождения упругой энергии деформации  $K$  и скоростью расходования энергии  $K_f$ . При фрикционном скольжении первый параметр есть скорость, с которой напряжение может быть упруго разгружено в материале с модулем упругости  $G$ , вмещающем разлом:  $K = \zeta \frac{G}{\hat{L}}$ ,

а второй  $|K_f| = \left| \frac{\partial \tau}{\partial D} \right|$  — скорость с которой трение изменяется с кумулятивным смещением  $D$  при увеличении скорости скольжения. В этих выражениях:  $\zeta \sim 1$  — коэффициент формы;  $\hat{L}$  — характерный размер, связанный с магнитудой землетрясения [Кочарян, 2016].

Если условие (7) выполняется, то энергия излучается из системы. В противоположном случае, динамическое скольжение и, соответственно, излучение энергии невозможны. Отношение (7)

определяет не только возможность, но и характер скольжения.

Согласно многим лабораторным исследованиям, старт разрыва чаще всего происходит в области разлома с выраженными VW свойствами [Батухтин и др., 2019; Кочарян, 2021] (при натуральных наблюдениях эпицентры крупных землетрясений часто располагаются на краю *asperities* [Yamanaka, Kikuchi, 2004]). Присутствие мезомасштабных неоднородностей приводит к усложнению волновой картины, появлению интервалов снижения и увеличения скорости распространения разрыва и амплитуды косейсмического смещения. Наличие достаточного количества контактных пятен, для которых характерно быстрое фрикционное разрушение контакта при сдвиге, может оказаться достаточным условием трансформации разрыва в “сверхсдвиговый” режим, при котором скорость распространения разрыва существенно превышает обычные значения. При этом, чем более “хрупкое” пятно (т.е. чем ниже величина остаточной фрикционной прочности по сравнению с пиковым значением), тем при более низком уровне средних напряжений может произойти переход к сверхсдвиговому разрыву [Кочарян и др., 2022]. Повышенная микрошероховатость контактной области увеличивает фрикционную “хрупкость” пятна увеличивая тем самым вероятность инициирования сверхсдвигового разрыва. В последние годы разрывы с высокой скоростью распространения обнаруживаются для довольно большого числа землетрясений. По данным [Chouneta et al., 2017], где проанализированы сведения по 96 землетрясениям с магнитудой  $M_w$  от 6.4 до 8.1, около 25% из них имели среднюю скорость разрыва  $V_r$  в диапазоне от 3100 до 4500 м/с.

Достаточно распространены и события с низкой скоростью развития разрыва, которые относятся к режимам переходным от “нормальных” землетрясений к событиям медленного скольжения. Часто их называют “низкочастотные” землетрясения (LFE). Вероятно, впервые подобное событие было детально описано в работе [Kanamori, Haukson, 1992], авторы которой зарегистрировали необычное землетрясение с магнитудой  $M_L = 3.5$ , произошедшее во впадине Санта Мария (Калифорния, США) 31.01.1991, во время проведения работ по гидроразрыву пласта на нефтяном месторождении. В работе [Thomas et al., 2016] скорость разрыва при LFE оценена в 20% от  $V_s$ . В работе [Walter et al., 2015] приводятся значения  $V_r \sim 100\text{--}200$  м/с.

Для событий с  $M_w = 1.3\text{--}2.7$ , произошедших в 1999 г. в префектуре Западное Нагано, Япония в окрестности очага землетрясения с магнитудой 6.8 14.09.1984, с помощью метода остановки фаз (*stopping phase*) получены значения  $(0.4\text{--}0.9)V_s$  [Imanishi et al., 2004]. Сейсмические события с

$M_w \sim 0.5\text{--}2.0$  и скоростью разрыва  $(0.1\text{--}0.83)V_s$  со средним значением  $0.48V_s$  были зарегистрированы с помощью плотной сети сейсмических станций при проведении гидроразрыва пласта на месторождении Montney Shale, Канада [Yu et al., 2021].

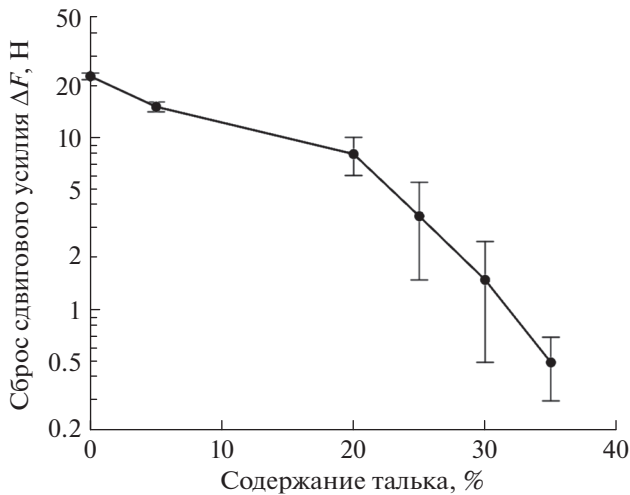
Применение инверсии тензора момента для записей шахтной сейсмичности позволило также оценить скорость распространения разрыва для событий, зарегистрированных в шахте Рудна, Польша. За многолетний период наблюдений 1996–2006 гг. для событий с  $M_w$  2.1–3.6 получены скорости распространения разрыва в пределах  $(0.2\text{--}0.9)V_s$  с преобладающими пониженными значениями [Domanski, Gibowicz, 2008; Debski, 2018].

Для шахты Strathcona в Грейтер-Садбери, Канада также получены пониженные значения скорости распространения разрыва  $(0.3\text{--}0.6)V_s$  [Urbancic et al., 1993]. На Коробковском железорудном месторождении Курской магнитной аномалии (Белгородская область, Россия) для слабых сейсмических событий с  $M_w$  от  $-2.6$  до  $-1.4$ , индуцированных массовым взрывом в шахте, получены значения скорости разрыва  $(0.1\text{--}0.7)V_s$  [Беседина и др., 2020; 2021]. Для слабых сейсмических событий с  $M_w$  от  $-4.1$  до  $-0.8$ , зарегистрированных на золоторудной шахте в Южной Африке, отмечены низкие значения отношения угловых частот, рассчитанных по группе продольных и поперечных волн, а также излучательной эффективности источника (с медианным значением 0.24), что указывает на низкие значения скорости распространения разрыва для зарегистрированных событий [Kwiatek et al., 2011] и т.д.

Вопрос формирования низкоскоростных подвижек по разлому детально рассмотрен в серии публикаций [Kocharyan, Novikov, 2016; Budkov, Kocharyan, 2017; Kocharyan et al., 2017; и др.]. На рис. 5 показана зависимость величины сброшенного сдвигового усилия за один эпизод скольжения в зависимости от содержания талька в смеси с кварцевым песком, заполняющей контакт между жесткими блоками. Детали эксперимента описаны в работе [Kocharyan et al., 2017]. Отчетливо видно, что с увеличением содержания пластичных частиц (снижение жесткости контакта) амплитуда сброшенного в массиве напряжения, а следовательно и излученная энергия снижаются на несколько порядков. При этом фрикционная прочность контакта изменяется довольно слабо [Kocharyan et al., 2017].

Снижение доли энергии, излученной в упругой области, при падении жесткости разлома удобно продемонстрировать на простой схеме баланса энергии в ходе развития подвижки (рис. 6).

В предположении однородности плоского разрыва площадью  $S$ , энергия  $E_s$ , излученная при образовании подвижки в однородном бесконечном пространстве, есть разность между изменением

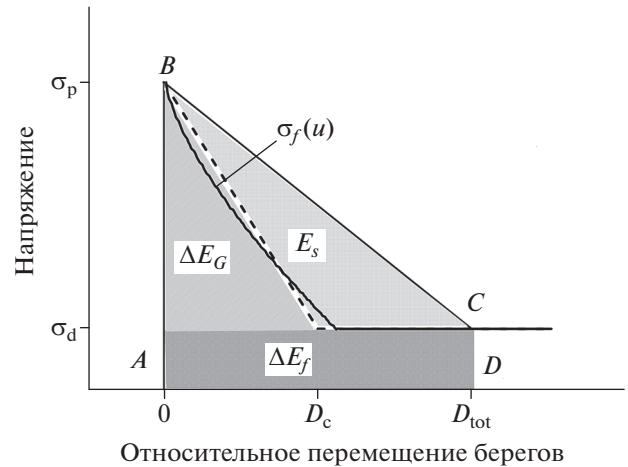


**Рис. 5.** Амплитуда сброса сдвигового усилия при различном массовом содержании частиц талька в кварцевом песке (по работе [Кочарян, 2016]).

упругой энергии  $\Delta E_e$  и энергией, диссипированной в ходе разломообразования  $\Delta E_{diss}$ . Полная диссипированная энергия  $E_{diss}$  складывается из энергии, идущей на разрушение  $\Delta E_G$ , и работы  $\Delta E_f$ , совершенной на плоскости разлома против сил трения в ходе подвижки. Более детально этот вопрос рассматривается, например, в работах [Kanamori, Brodsky, 2004; Кочарян, 2016].

На этом рисунке изменение внутренней энергии  $\Delta E_s$  представляет собой площадь трапеции ABCD.  $\Delta E_s = S \Delta \bar{D} \bar{\sigma} = M_0 \frac{\bar{\sigma}}{G} \approx M_0 \frac{\sigma_0 + \sigma_1}{2G}$ , где  $\Delta \bar{D}$  – среднее смещение по разлому,  $G$  – модуль сдвига среды,  $\sigma_0$  – начальное и  $\sigma_1$  – конечное значения напряжений касательных к плоскости разрыва, которые, вообще говоря, могут отличаться от величины пикового и остаточного трения. Соотношение между  $\Delta E_G$  и  $\Delta E_f$  зависит, в том числе от закономерностей снижения сопротивления сдвигу в процессе подвижки, т.е. от жесткости разлома. В идеализированном случае, когда трещина распространяется без потерь энергии на разрушение, напряжения на поверхности разлома изменяются скачком от  $\sigma_0$  до  $\sigma_1$ , вся диссипированная энергия переходит в тепло, а энергия, излученная в упругую среду максимальна. На практике подобный случай реализуется при динамическом срыве на очень гладких поверхностях. По мере снижения жесткости разлома (увеличения параметра  $D_c$  в (4) или (5)) величина  $E_s$  снижается, и подвижка становится асейсмической.

Соотношение между величиной энергии, идущей на разрушение контакта  $\Delta E_G$ , и сейсмической энергией  $E_s$  есть интегральный параметр,



**Рис. 6.** Баланс энергии на единицу площади разрыва при подвижке по разлому. Пояснения в тексте.

связанный в теории разрушения со скоростью распространения разрыва  $V_r$ . Соответствующие аналитические выражения для разных мод трещин легко найти, например, в работах [Костров, 1975; Fossum, Freund, 1975].

Таким образом, определяемое инструментально значение скорости распространения разрыва есть косвенный признак величины жесткости разлома, а следовательно и материального состава зоны скольжения.

## О МОНИТОРИНГЕ РАЗЛОМНЫХ ЗОН

Многолетние усилия, предпринимаемые мировым сейсмологическим сообществом в части развития методов прогноза землетрясений, привели к довольно скромным успехам и продемонстрировали ограниченность возможности краткосрочного прогноза готовящегося сейсмического события по десяткам косвенных предвестников, регистрируемых в обширной области подготовки землетрясения [Сидорин, 1992; Богомолов, Сычева, 2022; и др.].

Ситуация с возможностью прогноза довольно крупных сейсмических событий, связанных с подвижками по тектоническим разломам, инициируемыми, например, добычей полезных ископаемых, выглядит более обнадеживающе. Построение геомеханических моделей месторождения и прилегающих участков массива горных пород позволяет во многих случаях довольно точно определить вероятные участки локализации деформаций и резко сузить необходимый объем наблюдений.

Развиваемые новые представления о закономерностях и условиях реализации различных режимов скольжения по разломам – от крипа до динамического срыва – позволяют разработать подходы к мониторингу потенциально опасных участков.

Поскольку возможность возникновения того или иного режима определяется фрикционными свойствами геоматериала, из которого сложена зона локализации скольжения, то определенную информацию о потенциальной опасности могут дать данные бурения через зону обследуемого разлома. В результате анализа структуры зоны скольжения и типов слагающих ее пород (наличие *gouge* из измельченных прочных пород с VW фрикционными свойствами или, напротив, филлосиликатов с VS поведением) можно с определенной степенью достоверности судить о сейсмогенности данного участка.

Удобным примером является хорошо изученный Хибинский массив. Так, известное техногенное землетрясение в Хибинах 16.04.1989 г. M4.8, инициированное горными работами на Кировском руднике, произошло в результате подвижки по эгериновой жиле [Сырников, Тряпицын, 1990]. Эгерин является довольно твердым (по шкале твердости близок к кварцу), но хрупким минералом так, что можно ожидать высокую скорость снижения сопротивления сдвигу по такому структурному нарушению, а следовательно сейсмогенной подвижки в случае выполнения соответствующих прочностных критериев. В случае вышеупомянутого землетрясения 16.04.1989 г., равновесие было нарушено в результате изменения параметров поля напряжений из-за выемки породы в Саамском карьере, а триггером послужил массовый взрыв суммарной мощностью около 250 т [Сырников, Тряпицын, 1990].

В то же время, исследуя техногенную сейсмичность, специалисты горного дела зачастую уделяют повышенное внимание наиболее слабым, обводненным зонам массива горных пород. В окрестности апатитовых месторождений Хибин это участки разломных структур, заполненных, в значительной степени, шпреуштейнизированными (окисленными щелочными) рыхлыми породами [Козырев и др., 2021]. Следует иметь в виду, что, как отмечалось выше, в результате разложения нефелина образуется значительное количество смектита, который помимо крайне низкого трения во влажном состоянии (см. табл. 4), обладает выраженными VS фрикционными свойствами, что определяет высокую вероятность того, что локализованная деформация в таких зонах будет реализовываться в виде медленных подвижек с низкой сейсмической эффективностью.

С другой стороны, бурение дает только “точечную” картину, которая, как было показано выше, может оказаться совершенно иной на соседнем участке разлома. Кроме того, зачастую осуществить подобные работы оказывается невозможно в силу различных причин технического характера.

Весьма перспективным, на наш взгляд, направлением является развитие методов определения фрикционных свойств зон скольжения по очаговым параметрам отдельных индуцированных микросейсмических событий [Беседина и др., 2020; 2021], и характеристикам сейсмоакустического шума, источники которого локализованы в зоне разлома [Морозова, Остапчук, 2022]. Регистрируя волновые формы событий, наведенных горными работами, можно статистически оценивать величину приведенной сейсмической энергии (отношение величины, излученной источником энергии к скалярному сейсмическому моменту). Основываясь на этом параметре, можно судить о вероятности реализации накопленной в массиве упругой энергии в виде динамических событий. Безусловно результаты обработки данных, полученных по очаговым параметрам слабой сейсмичности, желательно анализировать с учетом геологических данных о породах, которыми сложено ядро разломной зоны.

Анализ записей шума с применением новых методов обработки позволяет использовать для прогноза развития деформационных процессов в разломных зонах, и информацию, полученную от “анонимных” источников в зоне разлома. Детальное исследование акустических колебаний, сопровождающих разные режимы скольжения лабораторного разлома, выявило наличие различающихся по форме и амплитуде семейств акустических импульсов. Статистические свойства некоторых из них весьма чувствительны к изменению напряженно-деформированного состояния. Обнаруженные закономерности позволяют предположить, что завершающую стадию подготовки динамического события можно выявить при анализе формы, спектра и статистических характеристик регистрируемых сейсмоакустических сигналов [Остапчук и др., 2021; Морозова, Остапчук, 2022].

Поскольку непрерывная регистрация сейсмического шума в условиях работающего предприятия малоперспективна, то получение информативных записей возможно лишь в течение коротких технологических перерывов. Здесь может помочь применение методов интеллектуального анализа данных, что является одним из трендов последнего времени в мировой сейсмологии и механике очага землетрясения. Опыт лабораторных экспериментов показывает способность обученного алгоритма машинного обучения эффективно описывать деформационные процессы в зоне разлома и предсказывать возможные катастрофические события [Остапчук и др., 2021].

В последние 20–30 лет в научном сообществе активно обсуждается возможность искусственного инициирования скольжения по разлому с целью снижения вероятности возникновения

крупных сейсмогенных событий [Savage et al., 2017; Ружич и др., 2020; 2022; и др.]. В настоящее время в качестве основной рассматривается гипотетическая возможность техногенного изменения режима скольжения по разлому – с динамического срыва на подвижку с низкой сейсмической эффективностью. В этих целях авторы таких подходов предлагают использовать вибрации и закачку жидкости в глубокие скважины [Savage et al., 2017; Ружич и др., 2020; 2022; и др.]. В этой ситуации полезность, для определения области бурения, методов оценки “медленности” слабых сейсмических событий, приуроченных к зоне разлома, трудно переоценить. Отметим, впрочем, что как видно, в том числе из настоящего обзора, накопленных знаний и технологических возможностей пока недостаточно для работы на сейсмогенных глубинах.

### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

- Приведенные в обзоре данные демонстрируют, что на многих участках разломов накапливаемая деформация может реализовываться в виде относительно медленных подвижек с низкой сейсмической эффективностью. При этом такой тип деформирования является обычным явлением для разломов земной коры на всех глубинах. Возможность реализации того или иного режима деформирования разлома напрямую определяется соотношением между упругими характеристиками вмещающего массива и фрикционными свойствами зоны скольжения. Последние достаточно отчетливо проявляются как явным образом - в структуре ядра разлома, так и косвенно в очаговых параметрах мелких сейсмических событий.

- Данные глубинного бурения и геологического обследования денудированных участков разломных зон, демонстрируют наличие радикально отличающихся по структуре и материальному составу участков скольжения. Получены убедительные доказательства экстремальной локализации косейсмического смещения в узкой зоне ультракатаклизитов для сейсмогенных разрывов в разных условиях – как в породах кристаллического фундамента, так и в осадочных слоях. В то же время широко распространены зоны, геометрия и внутренняя структура которых скорее напоминают зоны пластического сдвига с высокой степенью метаморфизма. Они состоят из многократно пересекающихся участков сдвига, содержащих глинистые минералы, происходящие из различных протолитов. Сильная неоднородность строения вдоль простирания, определяет существование в одной и той же разломной зоне “сильных” и “слабых” участков, которые, скорее всего, и соответствуют известному подходу сейсмологов, согласно которому поверхность скольжения содержит особые участки – *asperities*.

Зоны *asperities* занимают около 20–30% от площади разрыва. От свойств и взаимного расположения сильных и слабых участков и зависит режим скольжения по разлому. Зарождаясь, как правило, на краях “сильных” участков, разрыв способен как разогнаться до “сверхсдвиговой” скорости, превышающей разрешенный диапазон для однородной упругой среды, так и распространяться с очень медленной скоростью, характерной для событий медленного скольжения.

- Определяющее значение для закономерностей распространения разрыва имеют фрикционные свойства “разломной глинки трения” (*gouge*), которые могут радикально отличаться от свойств вмещающей породы. Тип скольжения разлома эволюционирует от устойчивого к неустойчивому скольжению с увеличением коэффициента трения. Важную роль играют и *P-T*-условия, и наличие флюида и его свойства, которые определяют различные *P-T*-интервалы фрикционной неустойчивости для разных материалов.

- Определяемые по результатам инструментальных наблюдений очаговые параметры отдельных очагов слабой сейсмичности и характеристики акустического шума, источники которого локализованы в зоне разлома, могут дать косвенную информацию о материальном составе зоны скольжения, а следовательно и о ее потенциальной “сейсмогенности”. Неясным пока остается вопрос о том, насколько позволяет распространенность медленных событий малых магнитуд судить о возможности возникновения крупных динамических подвижек по разлому.

### ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № 122032900178-7 (в части обзора структуры разломных зон) и при поддержке проекта РНФ № 22-17-00204 (в части обзора закономерностей трения и сейсмологических наблюдений).

### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы глубоко признательны рецензентам – докт. физ.-мат. наук Б.А. Иванову и докт. физ.-мат. наук А.В. Пономареву, чьи замечания и советы позволили существенно улучшить изложение материала.

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Батухтин И.В., Будков А.М., Кочарян Г.Г. Особенности старта и разрыва на разломах с гетерогенной поверхностью. Триггерные эффекты в геосистемах: материалы V международной конференции / Адушкин В.В., Кочарян Г.Г. (ред.) М.: ТОРУС ПРЕСС. 2019. С. 137–149.



- Бернштейн В.А.* Механогидролитические процессы и прочность твердых тел. Л.: Наука. 1987. 320с.
- Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г., Куликов В.И., Павлов Д.В.* Характеристики слабой сейсмичности, индуцированной горными работами на Коробковском месторождении Курской магнитной аномалии // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2020. № 3. С. 12–24.  
<https://doi.org/10.15372/FTPRPI20200302>
- Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г.* Параметры источников роя микросейсмических событий, инициированных взрывом на Коробковском железорудном месторождении // Физика Земли. 2021. № 3. С. 63–81.  
<https://doi.org/10.31857/S0002333721030030>
- Богомолов Л.М., Сычева Н.А.* Прогноз землетрясений в XXI веке: предыстория и концепции, предвестники и проблемы // Геосистемы переходных зон. 2022. Т. 6. № 3. С. 145–182.  
<https://doi.org/10.30730/gtr.2022.6.3.145-164.164-182>
- Веттегрень В.И., Арора К., Пономарев А.В., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П., Кулик В.Б.* Изменение строения поверхностей базальта и гранита при трении // Физика твердого тела. 2018. Т. 60. № 5. С. 965–969.
- Веттегрень В.И., Пономарев А.В., Кулик В.Б., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П.* Разрушение кварцевого диорита при трении // Геофизические исследования. 2020. Т. 21. № 4. С. 35–50.
- Киссин И.Г.* Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2015. 328 с.
- Козырев А.А., Жукова С.А., Батугин А.С.* О влиянии обводненности массива на его сейсмическую активность при разработке апатитовых месторождений Хибин // Горный журнал. 2021. № 1. С. 31–36.  
<https://doi.org/10.17580/gzh.2021.01.06>
- Костров Б.В.* Механика очага тектонического землетрясения. М.: 1975. 176 с.
- Кочарян Г.Г.* Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.
- Кочарян Г.Г.* Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов. Обзор современного состояния вопроса // Физика Земли. 2021. № 4. С. 3–41.  
<https://doi.org/10.31857/S0002333721040062>
- Кочарян Г.Г., Будков А.М., Кишкина С.Б.* Влияние структуры зоны скольжения разлома на скорость распространения разрыва при землетрясении // Физическая мезомеханика. 2022. Т. 25. № 4. С. 84–93.  
[https://doi.org/10.55652/1683-805X\\_2022\\_25\\_4\\_84](https://doi.org/10.55652/1683-805X_2022_25_4_84)
- Кочарян Г.Г., Остапчук А.А.* Влияние вязкости тонких пленок на закономерности фрикционного взаимодействия блоков горной породы // Докл. РАН. 2015. Т. 463. № 3. С. 343–346.  
<https://doi.org/10.7868/S0869565215210148>
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ “Академкнига”. 2003. 423 с.
- Кочарян Г.Г., Батухтин И.В.* Лабораторные исследования процесса скольжения по разлому как физическая основа нового подхода к краткосрочному прогнозу землетрясений // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 671–691.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0367>
- Кузьмин Ю.О.* Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. 2019. № 5. С. 61–75.
- Матвеев М.А., Смутьская А.И., Морозов Ю.А.* Особенности фрикционного плавления пород и кристаллизации расплава в ходе сейсмического процесса (на примере псевдотахилитов Приладожья) // Физика Земли. 2022. № 6. С. 134–161.  
<https://doi.org/10.31857/S0002333722060096>
- Морозов Ю.А., Букалов С.С., Лейтес Л.А.* Механохимические преобразования шунгита в зоне динамической подвижки // Геофизические исследования. 2016. Т. 17. № 2. С. 5–18.
- Морозов Ю.А., Севастьянов В.С., Юрченко А.Ю., Кузнецова О.В.* Углеродизация карбонатов и фракционирование стабильных изотопов углерода в зоне динамической подвижки // Геохимия. 2020. Т. 65. № 9. С. 835–848.  
<https://doi.org/10.31857/S001675252009006X>
- Морозова К.Г., Остапчук А.А.* Связь состояния сдвиговой трещины в гранулированном материале и акустоэмиссионных и деформационных данных // Акустический журнал. 2022. Т. 68. № 5. С. 543–549.  
<https://doi.org/10.31857/S0320791922050082>
- Мирзоев К.М., Николаев А.В., Лукк А.А., Юнга С.Л.* Наведенная сейсмичность и возможности регулируемой разрядки накопленных тектонических напряжений в земной коре // Физика Земли. 2009. № 10. С. 49–68.
- Остапчук А.А., Кочарян Г.Г., Морозова К.Г., Павлов Д.В., Гридин Г.А.* Особенности формирования динамического сдвига в тонком слое гранулированного материала // Физика Земли. 2021. № 5. С. 91–103.  
<https://doi.org/10.31857/S0002333721050136>
- Родкин М.В., Рундквист Д.В.* Геофлюидогеодинамика. Приложение к сейсмологии, тектонике, процессам рудо- и нефтегенеза. Долгопрудный: Издательский Дом “Интеллект”. 2017. 288 с.
- Ружич В.В.* Сеймотектоническая деструкция в земной коре Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: изд-во СО РАН. 1997. 144 с.
- Ружич В.В., Вахромеев А.Г., Левина Е.А., Сверкунов С.А., Шилько Е.В.* Об управлении режимами сейсмической активности в сегментах тектонических разломов с применением вибрационных воздействий и закачки растворов через скважины // Физическая мезомеханика. 2020. Т. 23. № 3. С. 55–69.
- Ружич В.В., Вахромеев А.Г., Сверкунов С.А., Иванишин В.М., Акчуринов Р.Х., Левина Е.А.* Изучение, прогноз и управляемое снижение сейсмической опасности в выявленных сегментах магистральных разломов циклическими закачками в них жидкости через глубокие многозабойные наклонно направленные скважины // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 3.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2022-13-3-0637>
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г.* О строении и формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Статья I. Приповерхностный уровень // Геодинамика и тектонофизика. 2017. Т. 8. № 4. С. 1021–1034.  
<https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-4-0330>



- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Савельева В.Б., Травин А.В.* О формировании очагов землетрясений в разломах на приповерхностном и глубинном уровне земной коры. Часть II. Глубинный уровень // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 1039–1061. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0383>
- Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: Гео. 2003. 243 с.
- Сидорин А.Я.* Предвестники землетрясений. М.: Наука. 1992. 192 с.
- Соболев Г.А., Киреевкова С.М., Морозов Ю.А., Смольская А.И., Веттегерен В.И., Кулик Б.В., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П.* Нанокристаллы в горных породах. М.: ГЕОС. 2016. 110 с.
- Сырников Н.М., Тряпицын В.М.* О механизме техногенного землетрясения в Хиби́нах // Докл. АН СССР. 1990. Т. 314. № 4. С. 830–833.
- Тёркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 1: Пер. с англ. М.: Мир. 1985. 376 с.
- Тёркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика: Геологические приложения физики сплошных сред. Ч. 2: Пер. с англ. М.: Мир. 1985. 360 с.
- Шерман С.И.* Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео. 2014. 359 с.
- Alder S., Smith S.A.F., Scott J.M.* Fault-zone structure and weakening processes in basin-scale reverse faults: the Moonlight Fault Zone, South Island, New Zealand // J. Structural Geology. 2016. V. 91. P. 177–194. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.09.001>
- Avouac J.P.* From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2015. V. 43. P. 233–271. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105302>
- Barnes P.M., Wallace L.M., Saffer D.M., Bell R.E., Underwood M.B., Fagereng A., LeVay L.J et al.* Slow slip source characterized by lithological and geometric heterogeneity // Science Advances. 2020. V. 6. № 13. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay3314>
- Barth N.C., Boulton C.J., Carpenter B.M., Batt G.E., Toy V.G.* Slip localization on the southern Alpine fault, New Zealand // Tectonics. 2013. V. 32. № 3. P. 620–640. <https://doi.org/10.1002/tect.20041>
- Bedford J.D., Faulkner D.R., Lapusta N.* Fault rock heterogeneity can produce fault weakness and reduce fault stability // Nature Communications. 2022. V. 13. P. 1–7. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-27998-2>
- Blanpied M.L., Lockner D.A., Byerlee J.D.* Frictional slip of granite at hydrothermal conditions // J. Geophysical Research: Solid Earth. 1995. V. 100. № B7. P. 13045–13064. <https://doi.org/10.1029/95JB00862>
- Boullier A.-M.* Fault-zone geology: lessons from drilling through the Nojima and Chelungpu faults. // In book Geology of the Earthquake Source. Editors: A. Fagereng & V. Toy Geological Society of London Special Publications. 2011. 359. 17–37. <https://doi.org/10.1144/SP359.2>
- Boulton C., Yao L., Faulkner D.R., Townend J., Toy V.G., Sutherland R., Ma S., Shimamoto T.* High-velocity frictional properties of Alpine fault rocks: Mechanical data, microstructural analysis, and implications for rupture propagation // J. Structural Geology. 2017. V. 97. P. 71–92. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.02.003>
- Brodsky E.E., Ma K.F., Mori J. et al.* Rapid Response Drilling: Past, Present, and Future // Scientific Drilling. 2009. V. 8. P. 66–74. <https://doi.org/10.2204/iodp.sd.8.11.2009>
- Budkov A.M., Kocharyan G.G.* Experimental Study of Different Modes of Block Sliding along Interface. Part 3. Numerical Modeling // Physical Mesomechanics. 2017. V. 20. № 2. P. 203–208. <https://doi.org/10.1134/S1029959917020102>
- Bürgmann R.* The Geophysics, geology and mechanics of slow fault slip // Earth and Planetary Science Letters. 2018. V. 495. P. 112–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.062>
- Byerlee J.* Friction of rocks // Pure and Applied Geophysics. 1978. V. 116. P. 615–626. <https://doi.org/10.1007/BF00876528>
- Carpenter B.M., Marone C., Saffer D.M.* Weakness of the San Andreas Fault revealed by samples from the active fault zone // Nature Geoscience. 2011. V. 4. № 4. P. 251–254. <https://doi.org/10.1038/NGEO1089>
- Carpenter B.M., Saffer D.M., Marone C.* Frictional properties of the active San Andreas fault at SAFOD: implications for fault strength and slip behavior // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2015. V. 120. № 7. P. 5273–5289. <https://doi.org/10.1002/2015JB011963>
- Chen X., Carpenter B.M., Reches Z.* Asperity failure control of stick–slip along brittle faults // Pure and Applied Geophysics. 2020. V. 177. P. 3225–3242. <https://doi.org/10.1007/s00024-020-02434-y>
- Chen X., Madden A.S., Bickmore B.R., Reches Z.* Dynamic weakening by nanoscale smoothing during high-velocity fault slip // Geology. 2013. V. 41. № 7. P. 739–742. <https://doi.org/10.1130/G34169.1>
- Chester F.M., Chester J.S.* Ultracataclastite structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // Tectonophysics. 1998. V. 295. № 1–2. P. 199–221. [https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(98\)00121-8](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(98)00121-8)
- Chester J.S., Chester F.M., Kronenberg A.K.* Fracture surface energy of the Punchbowl fault, San Andreas system // Nature. 2005. V. 437. P. 133–136. <https://doi.org/10.1038/nature03942>
- Chouneta A., Valléea M., Causseb M., Courboulex F.* Global catalog of earthquake rupture velocities shows anticorrelation between stress drop and rupture velocity // Tectonophysics. 2017. V. 733. № 9. P. 148–158. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.005>
- Collettini C., Barchi M.R., De Paola N. et al.* Rock and fault rheology explain differences between on fault and distributed seismicity // Nature Communications. 2022. V. 13. P. 1–11. <https://doi.org/10.1038/s41467-022-33373-y>
- Collettini C., Holdsworth R.E.* Fault zone weakening processes along low-angle normal faults: insights from the Zuccale Fault, Isle of Elba, Italy // J. Geological Society. 2004.

- V. 161. P. 1039–1051.  
<https://doi.org/10.1144/0016-764903-179>
- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Marone C.J.* Fault zone fabric and fault weakness // *Nature*. 2009. V. 462. № 7275. P. 907–910.  
<https://doi.org/10.1038/nature08585>
- Collettini C., Niemeijer A., Viti C., Smith S.A.F., Marone C.* Fault structure, frictional properties and mixed-mode fault slip behavior // *Earth and Planetary Science Letters*. 2011. V. 311. № 3–4. P. 316–327.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2011.09.020>
- Collettini C., Tesei T., Scuderi M.M., Carpenter B.M., Viti C.* Beyond Byerlee friction, weak faults and implications for slip behavior // *Earth and Planetary Science Letters*. 2019. V. 519. P. 245–263.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2019.05.011>
- Collettini C., Viti C., Smith S.A.F., Holdsworth R.E.* The development of interconnected talc networks and weakening of continental low-angle normal faults // *Geology*. 2009. V. 37. № 6. P. 567–570.  
<https://doi.org/10.1130/G25645A.1>
- Collettini C., Viti C., Tesei S., Mollo S.* Thermal decomposition along natural carbonate faults during earthquakes // *Geology*. 2013. V. 41. № 8. P. 927–930.  
<https://doi.org/10.1130/G34421.1>
- Collettini C., Carpenter B.M., Viti C., Cruciani F., Mollo S., Tesei T., Trippetta F., Valoroso L., Chiaraluce L.* Fault structure and slip localization in carbon-ate bearing normal faults: an example from the Northern Apennines of Italy // *J. Structural Geology*. 2014. V. 67. P. 154–166.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.07.017>
- Cornelio C., Violay M.* Effect of fluid viscosity on earthquake nucleation // *Geophysical Research Letters*. 2020. V. 47. № 12.  
<https://doi.org/10.1029/2020GL087854>
- De Barros L., Daniel G., Guglielmi Y., Rivet D., Caron H., Payre X., Gourelay M.* Fault structure, stress, or pressure control of the seismicity in shale? Insights from a controlled experiment of fluid-induced fault reactivation // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2016. V. 121. № 6. P. 4506–4522.  
<https://doi.org/10.1002/2015JB012633>
- Dębski W.* Dynamic Stress Drop for Selected Seismic Events at Rudna Copper Mine, Poland // *Pure and Applied Geophysics*. 2018. V. 175. P. 4165–4181.  
<https://doi.org/10.1007/s00024-018-1926-6>
- De Paola N., Collettini C., Faulkner D.R., Trippetta F.* Fault zone architecture and deformation processes within evaporitic rocks in the upper crust // *Tectonics*. 2008. V. 27. № 4.  
<https://doi.org/10.1029/2007TC002230>
- De Paola N., Holdsworth R.E., Viti C., Collettini C., Bullock R.* Can grain size sensitive flow lubricate faults during the initial stages of earthquake propagation? // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 431. P. 48–58.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.09.002>
- Dieterich J.H.* Modeling of rock friction 1. Experimental results and constitutive equations // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1979. V. 84. № B5. P. 2161–2168.  
<https://doi.org/10.1029/JB084iB05p02161>
- Domanski B., Gibowicz S.J.* Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland // *Acta Geophysica*. 2008. V. 56. P. 324–343.  
<https://doi.org/10.2478/s11600-008-0014-1>
- Ellsworth W., Malin P.* (2011) Deep rock damage in the San Andreas Fault revealed by P- and S-type fault-zone-guided waves. Geological Society of London Special Publications 359, 39–53.
- Evans J.P., Chester F.M.* Fluid-rock interaction in faults of the San Andreas system: inferences from San Gabriel fault rock geochemistry and microstructures // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 1995. V. 100. № B7. P. 13007–13020.
- Fagereng A., Toy V.G., Rowland J.V.* Geology of the Earthquake Source: A Volume in Honour of Rick Sibson. London: Geological Society. 2011. V. 359.  
<https://doi.org/10.1144/SP359>
- Fagereng A.* Frequency size distribution of competent lenses in a block-inmatrix mélange: Imposed length scales of brittle deformation? // *J. Geophysical Research*. 2011. V. 116. № B5.  
<https://doi.org/10.1029/2010JB007775>
- Fagereng A., Cooper A.F.* The metamorphic history of rocks buried, accreted and exhumed in an accretionary prism: an example from the Otago Schist, New Zealand // *J. Metamorphic Geology*. 2010. V. 28. № 9. P. 935–954.  
<https://doi.org/10.1111/j.1525-1314.2010.00900.x>
- Fagereng A., Ikari M.J.* Low temperature frictional characteristics of chlorite-epidote amphibole assemblages: Implications for strength and seismic style of retrograde fault zones // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2020. V. 125. № 4.  
<https://doi.org/10.1029/2020JB019487>
- Fagereng A., Sibson R.H.* Melange rheology and seismic style // *Geology*. 2010. V. 38. № 8. P. 751–754.  
<https://doi.org/10.1130/G30868.1>
- Faulkner D.R., Jackson C.A.L., Lunn R.J., Schlische R.W., Shipton Z.K., Wibberley C.A.J., Withjack M.O.* A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones // *Journal of Structural Geology*. 2010. V. 32. № 11. P. 1557–1575.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>
- Faulkner D.R., Mitchell T.M., Rutter E.H., Cembrano J.* On the structure and mechanical properties of large strike-slip faults // Geological Society, London, Special Publications. 2008. V. 299. P. 139–150.  
<https://doi.org/10.1144/SP299.9>
- Faulkner D.R., Lewis A.C., Rutter E.H.* On the internal structure and mechanics of large strike-slip fault zones: field observations of the Carboneras fault in southeaster Spain. *Tectonophysics*. 2003. V. 367. № 3–4. P. 235–251.  
[https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(03\)00134-3](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(03)00134-3)
- Fondriest M., Smith S.A.F., Candela T., Nielsen S.B., Mair K., Di Toro G.* Mirror-like faults and power dissipation during earthquakes. *Geology*. 2013. V. 41. № 11. P. 1175–1178.  
<https://doi.org/10.1130/G34641.1>
- Filippov A.E., Popov V.L., Psakhie S.G., Ruzhich V.V., Shilko E.V.* Converting Displacement Dynamics into Creep in Block Media // *Technical Physics Letters*. 2006. V. 32. P. 545–549.  
<https://doi.org/10.1134/S1063785006060290>

- Fossum A.F., Freund L.B.* Nonuniformly moving shear crack model of a shallow focus earthquake mechanism // *J. Geophysical Research*. 1975. V. 80. № 23. P. 3343–3347. <https://doi.org/10.1029/JB080i023p03343>
- Guglielmi Y., Cappa F., Avouac J.-P., Henry P., Elsworth D.* Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip // *Science*. 2015. V. 348. № 6240. P. 1224–1226. <https://doi.org/10.1126/science.aab0476>
- Hayman N.W.* Shallow crustal rocks from the Black Mountains detachments, Death Valley, CA // *J. Structural Geology*. 2006. V. 28. № 10. P. 1767–1784. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2006.06.017>
- He C., Wang Z., Yao W.* Frictional sliding of gabbro gouge under hydrothermal conditions // *Tectonophysics*. 2007. V. 445. № 3–4. P. 353–362. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.09.008>
- He C., Yao W., Wang Z., Zhou Y.* Strength and stability of frictional sliding of gabbro gouge at elevated temperatures // *Tectonophysics*. 2006. V. 427. № 1–4. P. 217–229. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2006.05.023>
- Heesakkers V., Muphy S., Reches Z.* Earthquake Rupture at Focal Depth, Part I: Structure and Rupture of the Pretorius Fault, TauTona Mine, South Africa // *Pure and Applied Geophysics*. 2011. V. 168. P. 2395–2425. <https://doi.org/10.1007/s00024-011-0354-7>
- Hirose T., Hamada Y., Tanikawa W., Kamiya N., Yamamoto Y., Tsuji T. et al.* High fluid-pressure patches beneath the décollement: A potential source of slow earthquakes in the Nankai Trough off Cape Muroto // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2021. V. 126. № 6. <https://doi.org/10.1029/2021JB021831>
- Holdsworth R.E., van Diggelen E.W.E., Spiers C.J., de Bresser J.H.P., Walker R.J., Bowen L.* Fault rocks from the SAFOD core samples: implications for weakening at shallow depths along the San Andreas Fault, California // *J. Structural Geology*. 2011. V. 33. № 3. P. 132–144. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.11.010>
- Ida Y.* Cohesive force across the tip of a longitudinal shear crack and Griffith's specific surface energy // *J. Geophysical Research*. 1972. V. 77. P. 3796–3805. <https://doi.org/10.1029/JB077i020P03796>
- Ide S., Beroza G.C., Shelly D.R., Uchide T.* A scaling law for slow earthquakes // *Nature*. 2007. V. 447. P. 76–79. <https://doi.org/10.1038/nature05780>
- Ikari M.J., Kameda J., Saffer D.M., Kopf A.J.* Strength characteristics of Japan Trench borehole samples in the high-slip region of the 2011 Tohoku-Oki earthquake // *Earth and Planetary Sciences Letters*. 2015. V. 412. P. 35–41. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.12.014>
- Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M.* On the relation between fault strength and frictional stability // *Geology*. 2010. V. 39. № 1. P. 83–86. <https://doi.org/10.1130/G31416.1>
- Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M., Kopf A.J.* Slip weakening as a mechanism for slow earthquakes // *Nature Geoscience*. 2013. V. 6. P. 468–472. <https://doi.org/10.1038/NGEO18198>
- Ikari M.J., Saffer D.M.* Comparison of frictional strength and velocity dependence between fault zones in the Nankai accretionary complex // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2011. V. 12. № 4. <https://doi.org/10.1029/2010gc003442>
- Ikari M.J., Saffer D.M., Marone C.* Frictional and hydrologic properties of clay-rich fault gouge // *J. Geophysical Research*. 2009. V. 114. № B5. <https://doi.org/10.1029/2008JB006089>
- Ikari M.J., Saffer D.M., Marone C.* Effect of hydration state on the frictional properties of montmorillonite-based fault gouge // *J. Geophysical Research Atmospheres*. 2007. V. 112. № B6. <https://doi.org/10.1029/2006jb004748>
- Im K., Saffer D., Marone C., Avouac J.P.* Slip-rate-dependent friction as a universal mechanism for slow slip events // *Nature Geoscience*. 2020. V. 13. № 10. P. 705–710. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0627-9>
- Imanishi K., Takeo M., Ellsworth W.L., Ito H., Matsuzawa T., Kuwahara Y., Iio Y., Horiuchi S., Ohmi S.* Source parameters and rupture velocities of microearthquakes in western Nagano, Japan, determined using stopping phases // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2004. V. 94. № 5. P. 1762–1780. <https://doi.org/10.1785/012003085>
- Janku-Capova L., Sutherland R., Townend J., Doan M.L., Massiot C., Coussens J., Celerier B.* Fluid flux in fractured rock of the Alpine fault hanging-wall determined from temperature logs in the DFDP-2B borehole, New Zealand // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. V. 19. № 8. P. 2631–2646. <https://doi.org/10.1029/2017GC007317>
- Jefferies S.P., Holdsworth R.E., Wibberley C.A.J., Shimamoto T., Spiers C.J., Niemeijer A.R., Lloyd G.E.* The nature and importance of phyllonite development in crustal-scale fault cores: an example from the Median Tectonic Line, Japan // *J. Structural Geology*. 2006. V. 28. № 2. P. 220–235. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2005.10.008>
- Jeppson T.N., Bradbury K.K., Evans J.P.* Geophysical properties within the San Andreas Fault Zone at the San Andreas Fault Observatory at Depth and their relationships to rock properties and fault zone structure // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2010. V. 115. № B12. <https://doi.org/10.1029/2010JB007563>
- Ji Y., Hofmann H., Duan K., Zang A.* Laboratory experiments on fault behavior towards better understanding of injection-induced seismicity in geosystems // *Earth-Science Reviews*. 2022. V. 226. № 1. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2021.103916>
- Kaduri M., Gratier J.P., Renard F., Çakir Z., Lasserre C.* The implications of fault zone transformation on aseismic creep: example of the North Anatolian Fault, Turkey // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2017. V. 122. № 6. <https://doi.org/10.1002/2016JB013803>
- Kanamori H., Brodsky E.E.* The physics of earthquakes // *Reports on Progress in Physics*. 2004. V. 67. P. 1429–1496. <https://doi.org/10.1088/0034-4885/67/8/R03>
- Kanamori H., Hauksson E.* A slow earthquake in the Santa Maria Basin, California // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 1992. V. 82. № 5. P. 2087–2096. <https://doi.org/10.1785/BSSA0820052087>
- Kameda J., Yamaguchi A., Saito S., Sakuma H., Kawamura K., Kimura G.* A new source of water in seismogenic subduction

- zones // *Geophysical Research Letters*. 2011. V. 38. № 22. <https://doi.org/10.1029/2011gl048883>
- Kanamori H., Stewart G.S.* Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976 // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 1978. V. 83. № B7. P. 3427–3434. <https://doi.org/10.1029/JB083iB07p03427>
- Kang J.Q., Zhu J.B., Zhao J.* A review of mechanisms of induced earthquakes: from a view of rock mechanics // *Geomechanics and Geophysics for Geo-Energy and Geo-Resources*. 2019. V. 5. № 2. P. 171–196. <https://doi.org/10.1007/s40948-018-00102-z>
- Kawai K., Sakuma H., Katayama I., Tamura K.* Frictional characteristics of single and polycrystalline muscovite and influence of fluid chemistry // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2015. V. 120. № 9. P. 6209–6218. <https://doi.org/10.1002/2015JB012286>
- Kilgore B., Blanpied M.L., Dieterich J.H.* Velocity dependent friction of granite over a wide range of conditions // *Geophysical Research Letters*. 1993. V. 20. № 10. P. 903–906. <https://doi.org/10.1029/93GL00368>
- Kimura G., Yamaguchi A., Hojo M., Kitamura Y., Kameda J., Ujii K., Hamada Y., Hamahashi M., Hina S.* Tectonic mélange as fault rock of subduction plate boundary // *Tectonophysics*. 2012. V. 568–569. P. 25–38. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.08.025>
- Kocharyan G.G., Kishkina S.B.* The Physical Mesomechanics of the Earthquake Source // *Physical Mesomechanics*. 2021. V. 24. P. 343–356. <https://doi.org/10.1134/s1029959921040019>
- Kocharyan G.G., Novikov V.A.* Experimental study of different modes of block sliding along interface. Part 1. Laboratory experiments // *Physical Mesomechanics*. 2016. V. 9. № 2. P. 189–199. <https://doi.org/10.1134/S1029959916020120>
- Kocharyan G.G., Novikov V.A., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V.* A study of different fault slip modes governed by the gouge material composition in laboratory experiments // *Geophysical J. International*. 2017. V. 208. № 1. P. 521–528. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw409>
- Kuo L.W., Li H., Smith S.A.F., Di Toro G., Suppe J., Song S.R., Nielsen S., Sheu H.S., Si J.* Gouge graphitization and dynamic fault weakening during the 2008  $M_w = 7.9$  Wenchuan earthquake // *Geology*. 2014. V. 42. № 1. P. 47–50. <https://doi.org/10.1130/G34862.1>
- Kuo L.W., Huang J.R., Fang J.N., Si J., Li H., Song S.R.* Carbonaceous Materials in the Fault Zone of the Longmenshan Fault Belt: 1. Signatures within the Deep Wenchuan Earthquake Fault Zone and Their Implications // *Minerals*. 2018. V. 8. № 9. P. 1–13. <https://doi.org/10.3390/min8090385>
- Kwiatak G., Plenkers K., Dresen G.* Source parameters of p-coseismicity recorded at Mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2011. V. 101 № 6. P. 2592–2608. <https://doi.org/10.1785/0120110094>
- Lachenbruch A.H., Sass J.H.* The stress heat-flow paradox and thermal results from Cajon Pass. // *Geophysical Research Letters*. 1988. V. 15. № 9. P. 981–984. <https://doi.org/10.1029/gl015i009p00981>
- Lacroix B., Buatier M., Labaume P., Travè A., Dubois M., Charpentier D., Ventalon S., Convert-Gaubier D.* Microtectonic and geochemical characterization of thrusting in a foreland basin: Example of the South-Pyrenean orogenic wedge (Spain) // *J. Structural Geology*. 2011. V. 33. № 9. P. 1359–1377. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.06>
- Lacroix B., Tesse T., Oliot E., Lahfid A., Collettini C.* Early weakening processes inside thrust fault // *Tectonics*. 2015. V. 34. № 7. P. 1396–1411. <https://doi.org/10.1002/2014TC003716>
- Leah H., Fagereng A., Groome N., Buchs D., Eijsink A., Nie-meijer A.* Heterogeneous Subgreenschist Deformation in an Exhumed Sediment-Poor Mélange // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2022. V. 127. № 8. <https://doi.org/10.1029/2022JB024353>
- Lin A.* Thermal pressurization and fluidization of pulverized cataclastic rocks formed in seismogenic fault zones // *J. Structural Geology*. 2019. V. 125. P. 278–284. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.010>
- Lin A., Maruyama T., Kobayashi K.* Tectonic implications of damage zone-related fault-fracture networks revealed in drill core through the Nojima Fault, Japan // *Tectonophysics*. 2007. V. 443. № 3–4. P. 161–173. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2007.01.011>
- Lin A., Nishiwaki T.* Repeated seismic slipping events recorded in a fault gouge zone: Evidence from the Nojima fault drill holes, SW Japan // *Geophysical Research Letters*. 2019. V. 46. № 3. P. 1276–1283. <https://doi.org/10.1029/2019GL081927>
- Lockner D.A., Morrow C., Moore D., Hickman S.* Low strength of deep San Andreas fault gouge from SAFOD core // *Nature*. 2011. V. 472. P. 82–85. <https://doi.org/10.1038/nature09927>
- Lockner D.A., Tanaka H., Ito H., Ikeda R., Omura K., Naka H.* Geometry of the Nojima Fault at Nojima-Hirabayashi, Japan – I. A simple damage structure inferred from Borehole Core Permeability // *Pure and Applied Geophysics*. 2009. V. 166. P. 1649–1667. <https://doi.org/10.1007/s00024-009-0515-0>
- Ma K.-F., Brodsky E.E., Mori J., Ji C., Song T.-R.A., Kanamori H.* Evidence for fault lubrication during the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake ( $M_w 7.6$ ) // *Geophys. Res. Lett.* 2003. 30(5). 1244. <https://doi.org/10.1029/2002GL015380>
- Manatschal G.* Fluid- and reaction-assisted low-angle normal faulting: evidence from rift-related brittle fault rocks in the Alps (Err nappe, eastern Switzerland) // *J. Structural Geology*. 1999. V. 21. № 7. P. 777–793. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(99\)00069-3](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(99)00069-3)
- Marone C., Raleigh C.B., Scholz C.H.* Frictional behavior and constitutive modeling of simulated fault gouge // *J. Geophysical Research Atmospheres*. 1990. V. 95. № B5. P. 7007–7025. <https://doi.org/10.1029/JB095iB05p07007>
- Marti S., Stünitz H., Heilbronner R., Plümper O., Drury M.* Experimental investigation of the brittle-viscous transition in mafic rocks – Interplay between fracturing, reaction, and viscous deformation // *Journal of Structural Geology*. 2017. V. 105. P. 62–79. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.10.011>

- McNeil L.C., Shillington D.J., Garter G.D.O. et al.* Corinth Active Rift Development // Proceedings of the International Ocean Discovery Program. 2019. V. 381. <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.381.2019>
- Meneghini F., Moore J.C.* Deformation and hydrofracture in a subduction thrust at seismogenic depths: the Rodeo Cove thrust zone, Marin Headlands, California // Geological Society of America Bulletin. 2008. V. 119. № 1–2. P. 174–183. <https://doi.org/10.1130/B25807.1>
- Moore D.E.* Crystallographic controls on the frictional behavior of dry and water-saturated sheet structure minerals // J. Geophysical Research Atmospheres. 2004. V. 109. № B3. <https://doi.org/10.1029/2003jb002582>
- Moore D.E., Lockner D.A.* Chemical controls on fault behavior: Weakening of serpentinite sheared against quartz-bearing rocks and its significance for fault creep in the San Andreas system // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2013. V. 118. № 5. P. 2558–2570. <https://doi.org/10.1002/jgrb.50140>
- Moore D.E., Lockner D.A.* Crystallographic controls on the frictional behavior of dry and water-saturated sheet structure minerals // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2004. V. 109. № B3. <https://doi.org/10.1029/2003JB002582>
- Moore D.E., Lockner D.A.* Frictional strengths of talc-serpentinite and talc-quartz mixtures // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2011. V. 116. № B1. <https://doi.org/10.1029/2010JB07881>
- Moore D.E., Lockner D.A.* Weakening of Peridotite Sheared at Hydrothermal Conditions // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2021. V. 22. № 11. <https://doi.org/10.1029/2021GC010005>
- Moore D.E., Lockner D.A., Hickman S.* Hydrothermal frictional strengths of rock and mineral samples relevant to the creeping section of the San Andreas Fault // J. Structural Geology. 2016. V. 89. P. 153–167. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2016.06.005>
- Morley C.K., von Hage C., Hansberry R.L., Collins A.S., Kanitpanyacharoen W., King R.* Review of major shale-dominated detachment and thrust characteristics in the diagenetic zone: Part I, meso- and macroscopic scale // Earth-Sci. 2017. Rev.173. P. 168–228. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.07.019>
- Niemeijer A.R., Collettini C.* Frictional Properties of a Low-Angle Normal Fault Under In Situ Conditions: Thermally-Activated Velocity Weakening // Pure and Applied Geophysics. 2014. V. 171. № 10. P. 2641–2664. <https://doi.org/10.1007/s00024-013-0759-6>
- Okamoto A.S., Verberne B.A., Niemeijer A.R., Takahashi M., Shimizu I., Ueda T., Spiers C.J.* Frictional properties of simulated chlorite gouge at hydrothermal conditions: Implications for subduction megathrusts // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2019. V. 124. P. 4545–4565. <https://doi.org/10.1029/2018JB017205>
- Okamoto A., Niemeijer A.R., Takeshita T., Verberne B.A., Spiers C.J.* Frictional properties of actinolite-chlorite gouge at hydrothermal conditions // Tectonophysics. 2020. V. 779. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2020.228377>
- Okazaki K., Katayama I., Takahashi M.* Effect of pore fluid pressure on the frictional strength of antigorite serpentinite // Tectonophysics. 2013. V. 583. P. 49–53. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2012.10.017>
- Ostapchuk A.A., Morozova K.G., Markov V.K., Pavlov D.V., Popov M.* Acoustic emission reveals multiple slip modes on a frictional fault // Frontiers in Earth Science. 2021. V. 9. <https://doi.org/10.3389/feart.2021.657487>
- Ostapchuk A.A., Polyatykin V.V., Popov M.F., Kocharyan G.G.* Seismogenic Patches in a Tectonic Fault Interface // Frontiers in Earth Science. 2022. V. 10. <https://doi.org/10.3389/feart.2022.904814>
- Pec M., Stünitz H., Heilbronner R., Drury M.* Semi-brittle flow of granitoid fault rocks in experiments // J. Geophysical Research. Solid Earth. 2016. V. 121. № 3. P. 1677–1705. <https://doi.org/10.1002/2015JB012513>
- Peng Z., Gombert J.* An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // Nature Geoscience. 2010. V. 3. № 9. P. 599–607. <https://doi.org/10.1038/ngeo940>
- Perrin C., Manighetti I., Ampuero J.P., Cappa F., Gaudemer Y.* Location of largest earthquake slip and fast rupture controlled by along-strike change in fault structural maturity due to fault growth // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2016. V. 121. № 5. P. 3666–3685. <https://doi.org/10.1002/2015JB012671>
- Proctor B., Lockner D.A., Kilgore B.D., Mitchell T.M., Beeler N.M.* Direct evidence for fluid pressure, dilatancy, and compaction affecting slip in isolated faults // Geophysical Research Letters. 2020. V. 47. № 16. <https://doi.org/10.1029/2019GL086767>
- Proctor B., Mitchell T.M., Hirth G., Goldsby D., Zorzi F., Di Toro G.* Dynamic weakening of serpentinite gouges and bare-surfaces at seismic slip rates // J. Geophysical Research: Solid Earth. 2014. V. 119. № 11. P. 8107–8131. <https://doi.org/10.1002/2014JB011057>
- Rabinowitz H. S., Savage H.M., Skarbek R.M., Ikari M.J., Carpenter B.M., Collettini C.* Frictional behavior of input sediments to the Hikurangi trench, New Zealand // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2018. V. 19. № 9. P. 2973–2990. <https://doi.org/10.1029/2018GC007633>
- Rice J.R.* Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas fault // International Geophysics. 1992. V. 51. P. 475–504. [https://doi.org/10.1016/S0074-6142\(08\)62835-1](https://doi.org/10.1016/S0074-6142(08)62835-1)
- Rice J.R., Ruina A.L.* Stability of Steady Frictional Slipping // J. Applied Mechanics. 1983. V. 50. № 2. <https://doi.org/10.1115/1.3167042>
- Renard F., Ortleva P.* Water films at grain-grain contacts: Debye-Hueckel, osmotic model of stress, salinity, and mineralogy dependence // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1997. V. 61. № 10. P. 1963–1970. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(97\)00036-7](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(97)00036-7)
- Rowe C.D., Fagereng A., Miller J.A., Mapani B.* Signature of coseismic decarbonation in dolomitic fault rocks of the Naukluft Thrust, Namibia // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 333–334. P. 200–210. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2012.04.030>
- Rowe C.D., Moore C.J., Remitti F.* The thickness of subduction plate boundary faults from the seafloor into the seis-

- mogenic zone // *Geology*. 2013. V. 41. № 9. P. 991–994.  
<https://doi.org/10.1130/G34556.1>
- Ruggieri R., Scuderi M.M., Trippetta F., Tinti E., Brignoli M., Mantica S., Petroselli S., Osculati L., Volontè G., Collettini C.* The role of shale content and pore-water saturation on frictional properties of simulated carbonate faults // *Tectonophysics*. 2021. V. 807.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2021.228811>
- Ruina A.* Slip instability and state variable friction laws // *J. Geophysical Research*. 1983. V. 88. № NB12. P. 359–370.  
<https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10359>
- Rutter E.H., Faulkner D.R., Burgess R.* Structure and geological history of the Carboneras Fault Zone, SE Spain: part of a stretching transform fault system // *J. Structural Geology*. 2012. V. 45. P. 68–86.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2012.08.009>
- Sagy A., Brodsky E.E., Axen G.J.* Evolution of fault-surface roughness with slip // *Geology*. 2007. V. 35. № 3. P. 283–286.  
<https://doi.org/10.1130/G23235A.1>
- Savage H.M., Kirkpatrick J.D., Mori J.J., Brodsky E.E., Ellsworth W.L., Carpenter B.M., Chen X., Cappa F., Kano Y.* Scientific Exploration of Induced Seismicity and Stress (SEISMS) // *Scientific Drilling*. 2017. 23. P. 57–63.  
<https://doi.org/10.5194/sd-23-57-2017>
- Schleicher A.M., van der Pluijm B., Warr L.N.* Nanocoatings of clay and creep of the San Andreas fault at Parkfield, California // *Geology*. 2010. V. 38. № 7. P. 667–670.  
<https://doi.org/10.1130/G31091.1>
- Scholz C. H.* The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge: Cambridge University Press. 2019. 512 p.  
<https://doi.org/10.1017/9781316681473>
- Schoenball M., Ellsworth W.L.* A systematic assessment of the spatio-temporal evolution of fault activation through induced seismicity in Oklahoma and southern Kansas // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2017. V. 122. № 12.  
<https://doi.org/10.1002/2017JB014850>
- Scuderi M.M., Collettini C.* The role of fluid pressure in induced vs. triggered seismicity: Insights from rock deformation experiments on carbonates // *Scientific reports*. 2016. V. 6. № 1. P. 1–9.  
<https://doi.org/10.1038/srep24852>
- Segall P., Rubin A.M., Bradley A.M., Rice J.R.* Dilatant strengthening as a mechanism for slow slip events // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2010. V. 115. № B12.  
<https://doi.org/10.1029/2010jb007449>
- Shimamoto T., Logan J.M.* Effects of simulated fault gouge on the sliding behavior of Tennessee sandstone: nonclay gouges // *J. Geophysical Research*. 1981. V. 86. № B4. P. 2902–2914.  
<https://doi.org/10.1029/JB086iB04P02902>
- Sibson R.H.* Fault rocks and fault mechanisms // *J. Geological Society*. 1977. V. 133. P. 191–213.  
<https://doi.org/10.1144/gsjgs.133.3.0191>
- Sibson R.H.* Implications of fault-valve behaviour for rupture nucleation and recurrence // *Tectonophysics*. 1992. V. 211. № 1–4. P. 283–293.  
[https://doi.org/10.1016/0040-1951\(92\)90065-E](https://doi.org/10.1016/0040-1951(92)90065-E)
- Sibson R.H.* Thickness of the Seismic Slip Zone // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2003. V. 93. № 3. P. 1169–1178.  
<https://doi.org/10.1785/0120020061>
- Smith S.A.F., Bistacchi A., Mitchell T.M., Mittempergher S., di Toro G.* The structure of an exhumed intraplate seismogenic fault in crystalline basement // *Tectonophysics*. 2013. V. 599. P. 29–44.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.03.031>
- Smith S.A.F., Tesei T., Scott J.M., Collettini C.* Reactivation of normal faults as high-angle reverse faults due to low frictional strength: experimental data from the Moonlight Fault Zone, New Zealand // *J. Structural Geology*. 2017. V. 105. P. 34–43.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.10.009>
- Solum G.S., van der Pluijm B.A.* Quantification of fabrics in clay gouge from the Carboneras fault, Spain and implications for fault behavior // *Tectonophysics*. 2009. V. 475. № 3–4. P. 554–562.  
<https://doi.org/10.1016/j.tecto.2009.07.006>
- Summers R., Byerlee J.* A note on the effect of fault gouge composition on the stability of frictional sliding // *International J. Rock Mechanics and Mining Sciences & Geomechanics Abstracts*. 1977. V. 14. № 3. P. 155–160.  
[https://doi.org/10.1016/0148-9062\(77\)90007-9](https://doi.org/10.1016/0148-9062(77)90007-9)
- Sutherland R., Townend J., Toy V.G., Upton P., Coussens J., Allen M. et al.* Extreme hydrothermal conditions at an active plate-bounding fault // *Nature*. 2017. V. 546. № 7656. P. 137–140.  
<https://doi.org/10.1038/nature22355>
- Tarling M.S., Smith S.A.F., Viti C., Scott J.M.* Dynamic earthquake rupture preserved in a creeping serpentinite shear zone // *Nature Communications*. 2018. V. 9. № 1.  
<https://doi.org/10.1038/s41467-018-05965-0>
- Tesei T., Collettini C., Barchi M.R., Carpenter B.M., Di Stefano G.* Heterogeneous strength and fault zone complexity of carbonate-bearing thrusts with possible implications for seismicity // *Earth and Planetary Science Letters*. 2014. V. 408. P. 307–318.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.10.021>
- Tesei T., Collettini C., Viti C., Barchi M.R.* Fault architecture and deformation mechanisms in exhumed analogues of seismogenic carbonate-bearing thrusts // *J. Structural Geology*. 2013. V. 55. P. 167–181.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.07.007>
- Tesei T., Harbord C.W.A., De Paola N., Collettini C., Viti C.* Friction of mineralogically controlled serpentinites and implications for fault weakness // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2018. V. 123. № 8.  
<https://doi.org/10.1029/2018JB016058>
- Tesei T., Lacroix B., Collettini C.* Fault strength in thin-skinned tectonic wedges across the smectite-illite transition: constraints from friction experiments and critical tapers // *Geology*. 2015. V. 43. № 10. P. 923–926.  
<https://doi.org/10.1130/G36978.1>
- Thomas A.M., Beroza G.C., Shelly D.R.* Constraints on the source parameters of low-frequency earthquakes on the San Andreas Fault // *Geophysical Research Letters*. 2016. V. 43. P. 1464–1471.  
<https://doi.org/10.1002/2015GL067173>
- Townend J., Zoback M.D.* How faulting keeps the crust strong // *Geology*. 2000. V. 28. P. 399–402.

- [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28<399:HFK-TCS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28<399:HFK-TCS>2.0.CO;2)
- Toy V.G., Boulton C.J., Sutherland R. et al.* Fault rock lithologies and architecture of the central Alpine fault, New Zealand, revealed by DFDP-1 drilling // *Lithosphere*. 2015. V. 7. № 2. P. 155–173.  
<https://doi.org/10.1130/L395.1>
- Uchida N., Burgmann R.* Repeating earthquakes // *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. 2019. V. 47. № 1. P. 305–332.  
<https://doi.org/10.1146/annurev-earth-053018-060119>
- Urbancic T.I., Trifu C-I, Young R.P.* Stress release estimates, scaling behavior, and source complexities of microseismic events. *Rockbursts and seismicity in mines*. London: CRC Press. 1993. P. 255–260.
- Verberne B.A., He C., Spiers C.J.* Frictional properties of sedimentary rocks and natural fault gouge from the longmen shan fault zone, Sichuan, China // *Bulletin of the Seismological Society of America*. 2010. V. 100. № 5B. P. 2767–2790.  
<https://doi.org/10.1785/0120090287>
- Verberne B.A., Niemeijer A.R., De Bresser J.H.P., Spiers C.J.* Mechanical behavior and microstructure of simulated calcite fault gouge sheared at 20–600°C: Implications for natural faults in limestones // *J. Geophysical Research. Solid Earth*. 2015. V. 120. № 12. P. 8169–8196.  
<https://doi.org/10.1002/2015JB012292>
- Viti C., Collettini C., Tesi T.* Pressure solution seams in carbonatic fault rocks: mineralogy, micro/nanostructure and deformation mechanism // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2014. V. 167. № 2.  
<https://doi.org/10.1007/s00410-014-0970-1>
- Viti C., Collettini C., Tesi T., Tarling M., Smith S.A.F.* Deformation processes, textural evolution and weakening in retrograde serpentinites // *Minerals*. 2018. V. 8. № 6. 241.  
<https://doi.org/10.3390/min8060241>
- Volpe G., Pozzi G., Carminati E., Barchi M.R., Scuderi M.M., Tinti E., Aldega L., Marone C., Collettini C.* Frictional controls on the seismogenic zone: Insights from the Apenninic basement, Central Italy // *Earth and Planetary Science Letters*. 2022. V. 583.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117444>
- Wallis D., Lloyd G.E., Phillips R.J., Parsons A.J., Walshaw R.D.* Low effective fault strength due to frictional-viscous flow in phyllonites, Karakoram Fault Zone, NW India // *J. Structural Geology*. 2015. V. 77. P. 45–61.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.010>
- Walsh F.R., Zoback M.D.* Probabilistic assessment of potential fault slip related to injection-induced earthquakes: application to north-central Oklahoma, USA // *Geology*. 2016. V. 44. № 12. P. 991–994.  
<https://doi.org/10.1130/G38275.1>
- Walter J.I., Svetlizky I., Fineberg J., Brodsky E.E., Tulaczyk S., Barcheck C.G., Carter S.P.* Rupture speed dependence on initial stress profiles: Insights from glacier and laboratory stick-slip // *Earth and Planetary Science Letters*. 2015. V. 411. № B9. P. 112–120.  
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2014.11.025>
- Warr L.N., Wojatschke J., Carpenter B.M., Marone C., Schleicher A.N., van der Pluijm B.A.* A “slice-and-view” (FIB-SEM) study of clay gouge from the SAFOD creeping section of the San Andreas Fault at ~2.7 km depth // *J. Structural Geology*. 2014. V. 69. P. 234–244.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2014.10.006>
- Wibberley C.A.J.* Initiation of basement thrust detachments by fault-zone re-action weakening // *Geological Society London Special Publications*. 2005. V. 245. № 1. P. 347–372.  
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.245.01.17>
- Wibberley C.A.J., Shimamoto T.* Internal structure and permeability of major-slip fault zones: the Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan // *J. Structural Geology*. 2003. V. 25. № 1. P. 59–78.  
[https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00014-7](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00014-7)
- Wibberley C.A.J., Yielding G., Di Toro G.* Recent advances in the understanding of fault zone internal structure; a review // *Geological Society of London Special Publications*. 2008. V. 299. P. 5–33.  
<https://doi.org/10.1144/SP299.2>
- Woodcock N., Mort K.* Classification of fault breccias and related fault rocks // *Geological Magazine*. 2008. V. 145. № 3. P. 435–440.  
<https://doi.org/10.1017/S0016756808004883>
- Xing T., Zhu W., French M., Belzer B.* Stabilizing effect of high pore fluid pressure on slip behaviors of gouge-bearing faults // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2019. V. 124. № 14. P. 9526–9545.  
<https://doi.org/10.1029/2019JB018002>
- Xu Z., Li H.* The Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling (WFSD) Project // *Earthquake and Disaster Risk: Decade Retrospective of the Wenchuan Earthquake*. Singapore: Springer. 2019. P. 69–105.  
[https://doi.org/10.1007/978-981-13-8015-0\\_3](https://doi.org/10.1007/978-981-13-8015-0_3)
- Yamanaka Y., Kikuchi M.* Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data // *J. Geophysical Research: Solid Earth*. 2004. V. 109. № B7.  
<https://doi.org/10.1029/2003JB002683>
- Yu H., Harrington R.M., Kao H. et al.* Fluid-injection-induced earthquakes characterized by hybrid-frequency waveforms manifest the transition from aseismic to seismic slip // *Nature Communications*. 2021. V. 12. № 6862.  
<https://doi.org/10.1038/s41467-021-26961-x>
- Zoback M.D.* *Reservoir Geomechanics*. Cambridge: Cambridge University Press. 2010. 449 p.
- Zoback M., Hickman S., Ellsworth W.* Scientific drilling into the San Andreas fault zone // *Eos. Transactions American Geophysical Union*. 2010. V. 91. № 22. P. 197–204.  
<https://doi.org/10.2204/iodp.sd.11.02.2011>
- Zoback M.D., Zoback M.L.* State of stress in the Earth’s lithosphere // *International handbook of earthquake and engineering seismology, Part A*. Amsterdam: Academic Press. 2002. P. 559–568.



## **Friction as a Factor Determining the Radiation Efficiency of Fault Slips and the Possibility of Their Initiation: State of the Art**

**G. G. Kocharyan<sup>a, \*</sup>, A. N. Besedina<sup>a</sup>, G. A. Gridin<sup>a</sup>, K. G. Morozova<sup>a</sup>, and A. A. Ostapchuk<sup>a</sup>**

*<sup>a</sup>Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, 119334 Russia*

*\*e-mail: gevorgkidg@mail.ru*

A conceptual state of the art review of the research on fault zone shear resistance is presented. Recent works on the subject are analyzed in the context of the approaches formulated in the authors' presentations at the Sixth Conference "Triggering Effects in Geosystems". The analysis of the results obtained in the last two or three decades by different research teams shows that the frictional properties of the slip zone gouge play a determining role in the rupture initiation and propagation patterns. The refinement of the methods for processing the parameters of weak seismicity, aimed at estimating the "slowness" of microearthquakes confined to a fault zone, may lead to new approaches in fault zone monitoring to derive indirect information on the material composition of a fault slip zone and, thus, on its seismogenic potential. At present, such methods may be useful in solving the problems of reducing the damage caused by man-made earthquakes.

*Keywords:* fault, seismogenic fault structure, sliding modes, friction, microseismic monitoring