

УДК 550.34,551.24,622.83

ВОЗНИКНОВЕНИЕ И РАЗВИТИЕ ПРОЦЕССОВ СКОЛЬЖЕНИЯ В ЗОНАХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РАЗЛОМОВ ПОД ДЕЙСТВИЕМ ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ ФАКТОРОВ. ОБЗОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ВОПРОСА¹

© 2021 г. Г. Г. Кочарян^{1, 2, *}

¹Институт динамики геосфер им. акад. М.А. Садовского РАН,
г. Москва, Россия

²Московский физико-технический институт (национальный исследовательский университет),
г. Долгопрудный, Россия

*E-mail: gevorgkidg@mail.ru

Поступила в редакцию 14.02.2021 г.

После доработки 25.02.2021 г.

Принята к публикации 03.03.2021 г.

В статье проведен обзор актуальных публикаций, посвященных процессу зарождения и эволюции процессов скольжения по разломам земной коры. Рассмотрены различные аспекты проблемы — от структуры участков локализации скольжения до инициирования динамических разрывов экзогенными факторами. Судя по опубликованным работам, в настоящее время наблюдается явная тенденция перехода от исследования отдельных эффектов к изучению взаимодействий подмножеств соответствующих процессов в нескольких пространственных и временных масштабах с целью определения потенциальных взаимосвязей различных явлений. Усилия многих научных групп, работающих в области физики очага землетрясения и разломообразования, направлены в сторону создания расчетной модели, основанной на физических принципах и успешно выполняющей прогностические функции. Обзор демонстрирует комплексность и мультимасштабность этой задачи, освещает полученные в последнее время результаты и трудности на пути достижения цели. Сформулированы некоторые перспективные направления развития геомеханики разломов так, как они представляются автору.

Ключевые слова: разлом, режимы скольжения, очаг землетрясения, трение, контактное взаимодействие.

DOI: 10.31857/S0002333721040062

ВВЕДЕНИЕ

Разломы занимают лишь небольшую долю в объеме земной коры. Тем не менее, их роль в жизни Земли трудно переоценить. Разломные зоны являются связующим звеном между земными недрами и биосферой, каналами перемещения флюидов, структурами, адаптирующими напряжения, накапливаемые в коре. К разломам часто приурочены месторождения полезных ископаемых, гидротермального тепла, границы осадочных бассейнов, содержащих запасы углеводородов и т.д. Если геология изучает разломные зоны, фактически со времени зарождения этой науки, то в последней трети XX в. круг специалистов, исследующих процессы, приуроченные к этим участкам коры, существенно расширился. Сформировались научные коллективы, состоящие из

геологов и геофизиков, сейсмологов и механиков, физиков и специалистов в численных методах, которые за последние 30 лет достигли значительных успехов в продвижении по пути построения обобщенной модели деформирования разломных зон. Тенденция такого объединения усилий, объясняемая сложностью задачи и резким увеличением объема поступающей инструментальной информации, началась, пожалуй, в 90-е гг., хотя отдельные группы исследователей, например в ИФЗ АН СССР, Ленинградском Физтехе, Ламонтской обсерватории (США), осознали это значительно раньше. Предлагаемый обзор призван, в какой-то мере, осветить достижения последних 30 лет в области геомеханики разломов.

После осознания роли блочного строения земной коры стало ясно, что для создания прогностических моделей деформационных процессов необходимо учитывать множество связанных физических явлений, происходящих на разных про-

¹ Эта статья — обзор, подготовленный в рамках проекта РФФИ победителем конкурса “Экспансия 2020” Г.Г. Кочаряном.

пространственных и временных иерархических уровнях. Пространственные масштабы деформационных процессов простираются от 10^5 – 10^6 м (протяженности разрывов крупнейших землетрясений и характерных размеров систем разломов) до 10^{-6} – 10^{-5} м (среднего размера частиц породы в заполнителе зоны магистрального сместителя разлома). Еще более широки соответствующие временные рамки: от ста тысяч лет – характерного времени неотектонических процессов – до миллисекунд – времени нарастания скорости скольжения в некоторых моделях распространения разрыва, например [Cocco, Bizzarri, 2002]. Множество разномасштабных факторов, физических и химических процессов, действующих в разное время на протяжении деформационного цикла, определяют место и время зарождения разрыва, скорость его распространения, динамику сдвига и, наконец, остановку.

Динамические подвижки, главным образом по уже существующим разломам земной коры, являются источниками неглубоких землетрясений. Если наиболее сильные землетрясения происходят, чаще всего, на крупнейших разломах, границах плит, то очаги многих, если не большинства, средних и небольших землетрясений расположены либо в зонах влияния этих крупнейших разломов, либо на более мелких разрывных нарушениях, в том числе и в континентальных областях.

Структура разломной зоны сложна и существенно различается на поверхности и на сейсмогенных глубинах. Построение адекватной структурной модели является неперенным условием продвижения в понимании того, как организован процесс деформирования и какие явления доминируют в том или ином пространственно-временном диапазоне. Именно поэтому данный обзор начинается с анализа сведений, полученных в последние годы о структуре зоны скольжения разломов.

Разломы не являются плоскими: как мелко-масштабная шероховатость, так и более крупномасштабные особенности существенно влияют на динамику скольжения.

Ядро сейсмогенных разломов включает сильно локализованные слои сдвига, по которым происходит основная часть косейсмических и более медленных перемещений. Большое количество публикаций посвящено исследованию особенностей сопротивления таких слоев сдвигу.

Свойства зоны влияния разлома, процессов разрушения и залечивания, присутствие флюидов и их перетоки во многом определяют закономерности распространения разрыва и особенности излучения сейсмической волны.

Недавние наблюдения показали, что для разломов характерен гораздо более широкий диапазон режимов деформирования, чем изначально

предполагалось. Быстрые динамические явления сосуществуют с гораздо более медленными движениями, которые могут играть существенную роль в инициировании динамических разрывов.

Пространственные и временные условия старта и остановки динамических разрывов до сих пор, несмотря на предпринимаемые усилия, представляют, пожалуй, крупнейшую загадку науки о землетрясениях. Слабые сейсмические события и асейсмические процессы, события в ионосфере и вариации атмосферного давления, разнообразные процессы, связанные с флюидами, антропогенная деятельность перераспределяют тектоническую нагрузку, изменяют свойства разломных зон и, следовательно, могут влиять на место зарождения, время и свойства возможных крупных событий.

Подавляющее большинство цитируемых источников были опубликованы после 2000 г. Стремление осветить наиболее актуальные публикации в отдельных случаях вступало в конфликт с приоритетом более ранних исследований, однако ограниченный объем статьи не позволил сослаться на все работы, лежащие в основе рассмотренных проблем, о чем автор искренне сожалеет. Ссылки на эти публикации можно найти в более ранних обзорах и монографиях.

СТРУКТУРА ЗОНЫ СКОЛЬЖЕНИЯ РАЗЛОМОВ

Проведенные в последние 30 лет геолого-геофизические исследования “*in situ*” внесли значительный вклад в существовавшие представления о структуре разломных зон и происходящих в них деформационных процессах. Большая часть сведений была получена при обследовании участков разломных зон, поднятых (эксгумированных) в ходе геологической истории с большой глубины.

При всей сложности таких объектов, как крупные разломные зоны, систематические исследования позволили выявить и общие ключевые черты строения их ядра, и определенные различия в зависимости от генезиса и истории деформирования. Получены детальные сведения о толщине основной зоны локализации сдвига [Chester et al., 1993; Sibson, 2003; и др.], структуре очага динамической подвижки по данным исследования жил псевдотахилита [Rowe et al., 2018; и др.], *P-T*-условиях [Faulkner et al., 2006; Ружич и др., 2018а; 2018б; и др.], гидромеханических свойствах разломных зон и распределении повреждений вокруг разломов, которые определяют характеристики разрыва и перетоки флюида [Evans et al., 1997; Faulkner et al., 2018; и др.].

Одним из важных достижений стало установление факта исключительно высокой локализации сдвига по сейсмогенным разломам. Было об-

наружено, что макроскопические перемещения оказываются не распределенными по толщине зоны материала, ранее разрушенного в процессе сдвига, а локализованными вдоль узкой поверхности скольжения (“зона магистрального сместителя”, “principal slip zone” (PSZ)). Эти образования неоднократно в течение длительного времени аккумулируют большую часть деформации. Важным открытием является то обстоятельство, что толщина этого слоя (пространственная протяженность в направлении, перпендикулярном плоскости разлома), по крайней мере при исследованиях разломов, эксгумированных с достаточной глубиной, может быть очень узкой. Сдвиги часто происходят внутри ультракатакластических, глиносодержащих зон толщиной в десятки–сотни миллиметров (“ядро разлома”, “магистральная часть разлома”), но участок основного косейсмического сдвига может быть локализован внутри этого ультракатаклазитового ядра в зоне толщиной менее 1–5 мм. Километры (!) относительного перемещения могут происходить в таких узких слоях [Chester, Chester, 1998; Sibson, 2003; Wibberley, Shimamoto, 2003; Faulkner et al., 2003; Sutherland et al., 2012].

Так, например, по данным [Chester, Chester, 1998], на одном из участков разлома Punchbowl fault из 10 км сдвига лишь 100 м локализовано в зоне трещиноватости толщиной около 100 м, а все остальное смещение произошло внутри узкого ультракатаклазитового ядра. При этом внутри слоя толщиной от 4 см до 1 м обнаруживается довольно плоская непрерывная поверхность, которая служила поверхностью магистрального сместителя при последних нескольких километрах перемещения. Она представляет собой слой ультракатаклазитов около 1 мм толщиной [Chester et al., 2005]. Столь большие перемещения свидетельствуют о том, что эти образования могут оставаться стабильными в течение долгого времени, несмотря на происходящие на разломе динамические и медленные подвижки.

Индивидуальные зоны магистрального сместителя редко могут быть прослежены более чем на несколько сотен метров, хотя предполагается, что их протяженность может достигать многих километров [Sibson, 2003]. Вполне вероятно, что на определенных этапах деформирования может иметь место “взаимодействие” отрезков магистральных сместителей через зоны распределенных катакластических деформаций без ясных следов единого разрыва в последних. Картина объединения кулисообразных трещин в единую систему была продемонстрирована в численном эксперименте, детально описанном в работе [Кочарян, 2016]. Результаты расчета показывают, что ширина участка локализации межблоковых перемещений на порядки меньше, чем мощность участков дробления материала при сдвиге.

Зоны локализации скольжения обычно выполнены зернистым материалом с широким гранулометрическим составом от нескольких нанометров до нескольких десятков микрон [Chester et al., 2005]. Прочность многих из этих частиц исключительно велика из-за минимального количества внутренних дефектов. В англоязычной литературе этот материал называют *gouge*. Далее мы будем использовать этот термин, который, скорее всего, не имеет точного перевода. Наиболее близким к нему в русскоязычной научной литературе является термин “разломная глина трения”.

Зоны скольжения некоторых разломов состоят из одной узкой зоны сдвига, что обычно характерно для разломов с большой кумулятивной амплитудой перемещения, эксгумированных с сейсмогенных глубин [Chester, Chester, 1998; Sibson, 2003]. В то же время детальный анализ микроэлементного состава [Rabinowitz et al., 2015] и микротрещиноватости [Keren, Kirkpatrick, 2016] кернов осадочных пород при бурении разрыва землетрясения Тохоку выявил, что перемещение могло происходить не только внутри тонкого слоя разупрочняющейся пелагической глины, как предполагалось ранее [Kirkpatrick et al., 2015], но и еще по нескольким полосам внутри 15-метрового слоя осадочных пород.

В недавней работе [Rowe et al., 2018] сформулирован новый набор критериев, позволяющих определить, какие из обнаруживаемых на обнажении жил псевдотахилитов образовались во время одного и того же землетрясения. Авторы применили свой метод для картирования на обширной эксгумированной древней разломной зоне сетей разрывов, относящихся к одному и тому же землетрясению. Им удалось обнаружить свидетельства сложного строения сейсмогенных разрывов с множеством сместителей, пересекающихся под углами от 0° до ~55°. Были выявлены участки ветвления и коалесценции разрывов, а также зоны “скопления небольших разрывов, связывающих два более длинных”. Впрочем, в работе [Lin, 2019] разветвленная сеть жил псевдотахилитов связывается с инъекцией расплава и раздробленного материала во вторичные трещины в результате термического повышения давления, вызванного трением при косейсмическом скольжении. Заметим, что некоторые сейсмологические и геодезические наблюдения также свидетельствуют о сложной геометрии очагов ряда землетрясений, однако разрешение этих методов позволяет выявить комплексность разрыва, как правило, лишь для событий с большими магнитудами [Hamling et al., 2017; и др.].

Если в 1980–2000-х гг. большая часть исследований структуры сейсмогенных разломов основывалась на результатах исследований денудированных фрагментов, то за последние два десяти-

летия в рамках обширной программы Deep Fault Drilling Project на многих участках суши и океанического дна были осуществлены проекты по бурению через активные разломные зоны.

Было выполнено бурение разломов Сан-Андреас (проект SAFOD), Nojima (землетрясение $M = 7.2$, 1995 г., Кобе); Chelungpu (землетрясение Chi-Chi, $M = 7.6$, Тайвань, 1999 г.); Wenchuan (Тохоку, $M = 9.0$, 1911 г., Alpine Fault и Коуна). Хотя глубина скважин была относительно невелика — 1–3 км — эти исследования являются единственной возможностью достоверно установить, что происходит при динамическом скольжении по разлому в натуральных условиях при давлениях порядка килобара. Они позволили получить уникальные данные о строении разломной зоны, P - T -условиях в зоне скольжения, фрикционных свойствах разломного *gouge*, проницаемости, процессах массопереноса и быстрого залечивания зоны поврежденного материала. К сожалению, из-за возникших технических сложностей, пока незавершенным остается амбициозный проект NanTro-SEIZE по глубинному бурению Нанкайского меганадвиг, в котором поставлена задача достичь зоны межплитного разлома на сейсмогенной глубине около 5200 м под уровнем морского дна [Tobin et al., 2020]. Несмотря на то, что скважина достигла глубины 3262.5 м под уровнем дна — рекордной на сегодняшний день для научного бурения в океане, — попытка достичь зоны меганадвиг пока не увенчалась успехом.

Детальный обзор результатов бурения зоны Сан-Андреас, разломов Nojima, Chelungpu и землетрясения Тохоку приведен в монографии [Кочарян, 2016]; там же приведены и ссылки на основные работы.

Бурение через Альпийский разлом в Новой Зеландии, который находится в конце своего 200–400-летнего сейсмического цикла (землетрясение $M \sim 8$ в 1717 г.), продемонстрировало необычайные аномалии температуры и давления флюида. Был обнаружен большой температурный градиент 12–15°C на 100 м глубины (при среднем значении для региона около 3°C/100 м) в окрестности основной зоны скольжения. При этом, по оценкам [Sutherland et al., 2017], латеральные изменения температуры и давления флюида могут превышать 50°C и 4 МПа соответственно, на отдельных участках температура порового флюида может превышать 200°C на глубине всего 1 км, а скорости перетока флюида составляют 10^{-6} – 10^{-7} м/с, что на 2–3 порядка выше региональных [Janku-Sarova et al., 2018]. В зоне влияния разлома выявлен уровень минерализации трещин существенно выше фонового [Sutherland et al., 2012]. Авторы [Janku-Sarova et al., 2018] связывают наблюдаемые эффекты, главным образом с тем, что центральная часть разлома является фактически не-

проницаемой, что приводит к активной циркуляции метеорных флюидов в висячем крыле, динамическому ослаблению разлома из-за термического повышения порового давления и быстрому кальцинированию трещин в зоне влияния. Исследование фрикционных свойств извлеченных из скважины образцов показало очень низкие значения коэффициента трения как для катаклазитов, так и для *gouge*. Эксперименты на влажных образцах смектитового *gouge* из PSZ продемонстрировали необычайно низкие значения пикового (0.1–0.2) и остаточного (0.03–0.09) коэффициентов трения при скоростях скольжения порядка 1 м/с, а также низкие значения удельной энергии разрушения ($E_g = 0.01$ – 0.69 МДж/м²) [Boulton et al., 2017].

Крупный проект осуществлен в Китае, где вдоль двух субпараллельных разломов, по которым произошло косейсмическое смещение при землетрясении $M_S = 8.0$, 2008 г., было пробурено шесть скважин глубиной от 552 до 2339 м [Xu, Li, 2019]. Скважины пересекли плоскость косейсмического разрыва на глубинах от 589 до 2065 м. Каждой скважиной было вскрыто несколько разломных зон, каждая из которых содержала не одну, а несколько зон сместителя. По результатам петрологического и структурного анализа кернов и скважинных исследований в каждой скважине были идентифицированы PSZ землетрясения 2008 г., которые, располагаясь в сантиметровых слоях свежего черного *gauge* с размерами зерен <10 мкм, имели толщину в доли миллиметра [Li, 2013]. Методом рентгеновской дифракции было обнаружено, что материал в слое *gouge* обогащен графитом. Присутствие графита в зоне скольжения может являться индикатором достижения высоких температур и давлений в процессе скольжения, вероятно, из-за повышения давления при нагреве во время проскальзывания по разлому [Lin, 2017]. Непрерывный контроль проницаемости зоны повреждения разлома в течение 18 мес. позволил зарегистрировать быстрое снижение проницаемости в результате заживления разлома [Xue et al., 2013]. Интересно, что этот тренд был прерван резким увеличением проницаемости, причем, по мнению авторов, это произошло в результате воздействия сейсмических колебаний от удаленных землетрясений.

ГЕОМЕТРИЯ ПОВЕРХНОСТИ СКОЛЬЖЕНИЯ

Локализация процесса косейсмического сдвига в узкой области неизбежно ставит вопрос о геометрии поверхностей скольжения. Хорошо известно, что разломы не являются плоскими и сегментированы по диапазону масштабов, причем как мелкомасштабная шероховатость, так и более крупномасштабные сложности (изгибы, пе-

рескоки) должны существенно влиять на динамику скольжения.

Интуитивно ясное понятие “шероховатость” определяется инженерами как совокупность неровностей поверхности с относительно малыми шагами, выделенная с помощью базовой длины [Анурьев, 2001], что фактически представляет собой способ оценки этого параметра путем контактного или бесконтактного измерения с помощью профилометра, атомно-силовой микроскопии, лидаров, интерферометрии и т.д. Среднюю высоту неровностей делят на длину профиля: более высокие пропорции указывают на более грубые поверхности. Многочисленные измерения позволили установить, что шероховатость реальных поверхностей горных пород связана с масштабом наблюдений как:

$$A_{av} = KL^{\xi}, \quad (1)$$

где: A_{av} – средняя высота шероховатости на масштабе L ; K – постоянный множитель; ξ – показатель или степень шероховатости.

Количественные описания шероховатости поверхностей в масштабе от долей нанометров до десятков метров как для природных объектов, так и для лабораторных экспериментов, были получены во многих работах, очертив в качестве наиболее приемлемых величины $\xi \sim 0.8$, а $K \sim 10^{-3} - 10^{-2}$ (подробнее см. [Кочарян, 2016]).

В экспериментах последних лет, проводимых с горными породами [Chen et al., 2020], на микроуровне подтверждены положения, установленные ранее для промышленных материалов: нормальное напряжение на соприкасающихся неровностях (в сейсмологии широко распространен термин *asperity*) σ_A можно грубо считать независимым от номинального приложенного нормального напряжения σ_n :

$$\sigma_A \approx E \tan \theta, \quad (2)$$

где θ – локальный наклон неровности, а E – модуль Юнга геоматериала.

При этом существует некоторый критический угол θ_c , такой, что выступы с $\theta_1 > \theta_c$ с высотой выше среднего значения для данной поверхности подвержены разрушению в процессе сдвига, тогда как пологие выступы с $\theta_2 < \theta_c$ деформируются только упруго. Для таких материалов, как гранит и габбро, величина критического угла колеблется в диапазоне от 7° до 20° [Chen et al., 2020].

В результате сдвига шероховатости с углами выше критического постепенно разрушаются. Так, для разрезанного шлифованного образца гранита с зернистостью 600 grit при нормальном напряжении от 10.2 до 14.3 МПа количество выступов с $\theta > 17^\circ$ до сдвига составляло $\sim (54 \pm 16)\%$ а после $\sim (25 \pm 15)\%$ [Chen et al., 2020].

После сдвига поверхности оказываются заметно более гладкими, чем профили, измеренные до скольжения, и, соответственно, имеют менее крутые спектральные кривые, характеризующие шероховатость. Например, в работе [Chen et al., 2013] получили значения тангенса угла наклона графика спектральной плотности мощности до скольжения ($\beta = 2.3 \pm 0.1$) и после скольжения ($\beta = 1.4 \pm 0.4$) по разлому в целом ряде экспериментов. Подобное уменьшение первоначального наклона $\beta > 2$ (без сдвига) до $\beta < 2$ (после сдвига) для профиля, параллельного направлению скольжения, было зарегистрировано при измерениях профилометром поверхностей природных разломов после скольжения от десятков до сотен метров [Sagy et al., 2007]. Результаты лабораторного исследования процесса износа плоских поверхностей гранитных блоков длиной около 3 м приведены в недавней работе [Brodsky et al., 2020]. Авторы показали, что характер износа сильно зависит от локального нормального напряжения, которое даже на относительно плоских поверхностях образца изменяется по их данным примерно на порядок вдоль разлома. Натурные измерения также продемонстрировали постепенное сглаживание контактной поверхности в процессе скольжения. При этом снижение высоты шероховатостей с кумулятивным перемещением D оказалось довольно медленным $H \sim D^{-0.1}$, что связано с накоплением разрушенного материала, снижающего эффект абразивного сглаживания [Brodsky et al., 2011].

Шероховатость поверхности существенно влияет на особенности распространения динамического разрыва. Судя по результатам лабораторных экспериментов, возрастающие нормальные напряжения на неоднородностях могут играть определенную роль в стабилизации прерывистого скольжения [Harbord et al., 2017; Tal, Hager, 2018] наряду с реологическими изменениями, вызванными повышением температуры. Численное исследование динамики распространения разрыва по фрактальным шероховатым поверхностям разломов также показывает, что скорость распространения разрыва оказывается весьма чувствительной к локальным изменениям параметров неровностей. Эти ускорения и замедления разрыва приводят к появлению плоских спектров ускорения грунта в области высоких частот, что соответствует наблюдаемым записям сильных движений [Dunham et al., 2011].

Геометрические сложности поверхности могут приводить к реализации широкого спектра деформационных режимов – от динамических до событий медленного скольжения [Romanet et al., 2018], что согласуется с развитыми представлениями о влиянии жесткости разлома на сейсмическую эффективность подвижки [Кочарян, 2016]. По мере увеличения амплитуды шероховатости и уменьшения ее минимальной длины волны, про-

исходит переход от сейсмического скольжения к асейсмическому, при котором нагрузка на разлом снимается большим количеством событий, но с более низкой скоростью скольжения, меньшим сейсмическим моментом на единицу длины и меньшим средним падением статического напряжения на разломе [Tal, Hager, 2018]. Впрочем, как показано в работе [Dieterich, Smith, 2009], многие эффекты сильно выражены именно в упругой постановке, а в реальных материалах с конечной прочностью податливость остановит рост напряжений при взаимодействии неровностей.

Вопрос о соотношении роли взаимодействия неровностей скальных поверхностей и трения внутри магистрального разрыва стоит довольно остро при построении деформационных моделей разломных зон. Многие авторы, рассматривая переход от разломов, находящихся в стадии формирования, к сформировавшимся “зрелым” (*mature*) разломным зонам, ориентируются на такие параметры, как возраст разлома, кумулятивное перемещение, сопоставляя эти параметры с шириной зоны влияния [Manighetti et al., 2007; Savage, Brodsky, 2011] и крупномасштабной геометрией следа разломной зоны на поверхности [Wessousky, 2008; Peggin et al., 2016; и др.]. Это приводит к классификации, в которой “сформировавшиеся” называют лишь крупнейшие разломы длиной более 1000 км и возрастом более 10 млн лет [Manighetti et al., 2007]. В качестве еще одного параметра для масштабирования используют среднюю скорость деформации за длительный период, полагая, что разломы, распространяющиеся с большей средней скоростью, разрушаются с большим сбросом напряжений [Anderson et al., 2017].

В ИДГ РАН с начала 90-х гг. развивался иной подход к понятию “сформировавшийся разлом”, основанный на выявленном изменении масштабных соотношений, начиная с разломов определенного ранга. На основе результатов профилирования трещин и численных экспериментов [Кочарян, 2016] было показано, что скорость роста ширины магистральной зоны разлома при сдвиге резко замедляется (рис. 1а). Оказалось, что все значимые неоднородности поверхности скольжения оказываются разрушенными, если выполняется соотношение:

$$D > 0.05L^{2/3}, \quad (3)$$

где длина разлома L и кумулятивная величина перемещения по разлому D выражены в метрах. Оставшиеся неровности поверхности скольжения играют, главным образом, роль концентраторов напряжений. Соответственно, наряду с такими участками концентрации напряжений остаются значительные по площади разгруженные области, площадь которых примерно на два порядка

больше площади, занимаемой локальными контактами [Кочарян, Спивак, 2003]. В предлагаемой модели соотношение (3) определяет, является ли разломная зона сформировавшейся.

На рис. 1б приведена построенная по результатам нескольких исследований зависимость максимального смещения по разлому от его длины. Можно видеть, что достаточно четко выделяются два интервала. В первый входят трещины и разломы небольшого масштаба $L < 500$ –1000 м. В этом интервале амплитуда перемещения примерно пропорциональна длине нарушения сплошности. Наилучшее приближение данных методом наименьших квадратов (коэффициент корреляции $R = 0.83$) дает соотношение:

$$D = 0.02L^{0.93}. \quad (4)$$

Причем можно предположить, что в этом интервале длин разломы нельзя считать сформировавшимися, поскольку для большей части данных в этом диапазоне не выполняется условие (3), показанное на рисунке пунктирной линией. Во втором интервале $L > 500$ –1000 м практически все данные находятся в диапазоне для сформировавшихся разломов, а наилучшее приближение ($R = 0.91$):

$$D = 0.0003L^{1.45}. \quad (5)$$

Анализ данных исследований, содержащих сведения об эффективной ширине разломных зон и их механических характеристиках, также приводит к выводу об изменении масштабных соотношений в диапазоне длин разломов $L \sim 500$ –1000 м. В этом смысле, согласно подходу ИДГ РАН, в этом диапазоне происходит переход к сформировавшимся разломным зонам [Кочарян, 2016]. Согласно [Kolyukhin, Torabi, 2012], может существовать два участка изменения скейлинговых соотношений. По их данным первый раз показатель степени в соотношениях типа (1), (4), (5) может меняться при превышении кумулятивным смещением величины $D \sim 1$ –10 м, а второй – при достижении значений $D \sim 1000$ м. Численное моделирование, проведенное [Amrigo, Mao, 2017], демонстрирует связь изменения скейлингового соотношения кумулятивное перемещение–толщина зоны влияния с достижением разрывом нижней сейсмогенной границы при накопленных смещениях порядка первых километров.

Основные стадии эволюции разлома показаны на рис. 1в. На стадии распространения “прото-трещины” во вмещающем массиве формируется нарушение сплошности материала, окруженное областью повышенной поврежденности, содержащей трещины более низкого иерархического уровня. На начальной стадии эволюции (стадии (I)–(II) на рис. 1в) “неразвитый” разлом представляет собой контакт сомкнутых скальных по-

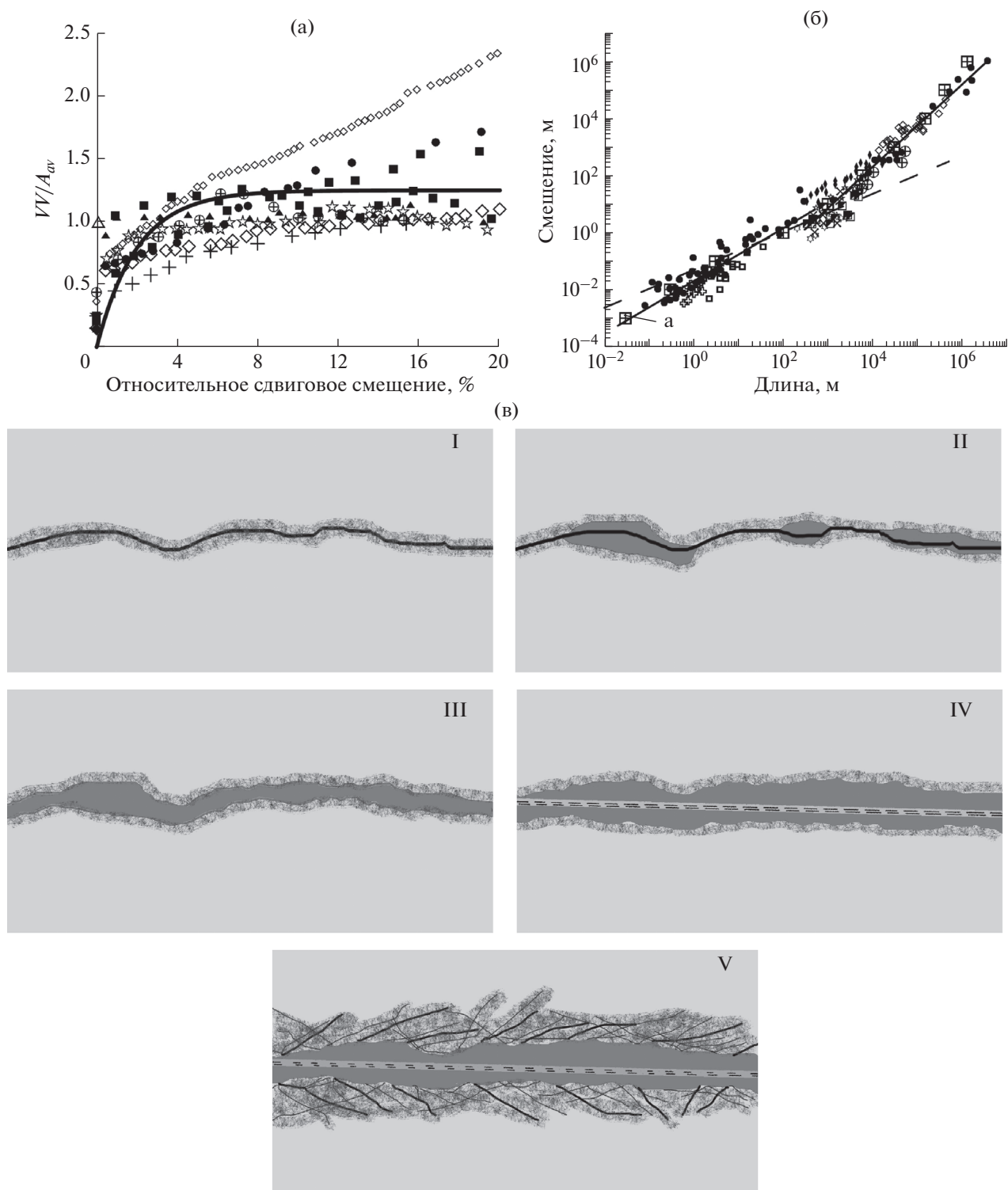


Рис. 1. Формирование магистральной части сейсмогенного разлома: (а) – зависимость средней приведенной ширины “зоны разрушения” от амплитуды сдвига в численном эксперименте оцифрованных трещин в граните (по работе [Кочарян, 2016]). Величина перемещения нормирована на длину трещины. Значки – результаты расчета для разных трещин. Ширина трещины увеличивается до 0.5–1.5% от длины блока, причем обычно это происходит при небольших смещениях – до $0.03–0.04L$, после чего интенсивность разрушения ослабевает, и рост ширины трещины замедляется; (б) – зависимость максимального смещения по разлому от его длины. Пунктир M – соотношение (3); черные линии – наилучшее приближение данных в диапазоне $L < 500$ м (а) и $L > 500$ м (I–II) данные из разных источников (по работе [Кочарян, 2016], там же ссылки на источники данных); (в) – стадии формирования магистральной части сейсмогенного разлома (по работе [Кочарян, Кишкина, 2020]). На рис. (IV)–(V) пунктиром показана зона сместителя (Principal Slip Zone) внутри магистральной части разлома.

верхностей с участками разрушенного материала. Как было отмечено выше, по мере накопления деформации эффективная ширина разрушенной зоны увеличивается примерно пропорционально амплитуде сдвига (III)–(IV). При малых скоростях и амплитудах перемещения конкурентными могут оказаться процессы гидротермального залечивания, образуя “залеченную” зону. При дальнейшем наборе относительного перемещения слой разрушенного материала (*gouge*) достигает критической толщины так, что ширина магистральной зоны почти перестает увеличиваться (IV), а эффективная прочность разлома и скорость износа заметно снижаются. Этой стадии в природе соответствует отмеченная выше граница между двумя диапазонами, в которых масштабные соотношения оказываются разными. Поскольку сильно перетертый материал в условиях высоких давлений и температур обладает высокой реакционной способностью, то слой *gouge* может испытывать упрочнение со временем (V). Увеличение жесткости магистральной части, в конечном итоге, может привести к возникновению неустойчивости с динамическим проскальзыванием и образованием вторичных разрывов. Важнейшую роль здесь играют особенности трения горных пород.

ТРЕНИЕ

Структура сейсмогенных разломов включает сильно локализованные тонкие слои сдвига, по которым происходит основная часть косейсмических перемещений. Это приводит к очевидному заключению, что сопротивление таких слоев сдвигу – часто называемое “трением на разломе” – является основным и потенциально доминирующим компонентом общей проблемы определения закономерностей подготовки, старта и остановки динамического разрыва.

Относительно небольшая ширина этих слоев позволяет исследовать многие важные эффекты в лаборатории и при помощи постоянно развиваемых численных и теоретических моделей. Мощный импульс этим работам придало установление в ранних исследованиях важности зависимости трения от скорости скольжения, амплитуды перемещения и от времени, что привело к выводу совокупности эмпирических зависимостей, получивших название “Rate and state friction law” (далее R&S) [Dieterich, 1979; Ruina, 1983; и др.]. Соотношения были первоначально разработаны как феноменологическое описание закономерностей, наблюдаемых в лабораторных экспериментах. Однако в дальнейшем этот подход стал широко применяться для объяснения как лабораторных, так и природных, и индуцированных явлений [Marone, 1998; Scholz, 2019; и др.]. Например, зарождение и распространение разрыва [Amruero,

Rubin, 2008; Lapusta, Rice, 2003; и др.], афтершоковую активность и восстановление прочности разломов после динамического срыва [Chen, Lapusta, 2009; Helmstetter, Shaw, 2009; и др.], постсейсмическое скольжение и крип на межсейсмической стадии эволюции [Barbot et al., 2009; Hetland et al., 2010; и др.], а также события медленного скольжения [Hawthorne, Rubin, 2013; Liu, Rice, 2005; Liu, Rubin, 2010; и др.].

В рамках закона трения R&S-тип зависимости трения от скорости скольжения описывается так называемым фрикционным параметром:

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

где $\Delta\mu$ – вариация коэффициента трения при увеличении скорости скольжения с V_0 до V [Dieterich, 1979]. Положительные значения разности $(a - b)$ свидетельствуют о том, что материал обладает свойством скоростного упрочнения, т.е. увеличения сопротивления сдвигу с ростом скорости, а при $(a - b) < 0$ – свойством скоростного разупрочнения (рис. 2а). Другим важным параметром является критическое перемещение D_c , требуемое для эволюции трения от одного стационарного значения до другого при изменении скорости скольжения. Для образцов лабораторного размера $D_c \sim 1-10$ мкм. Зависимость этой величины от масштаба до сих пор не ясна. Оценка для сейсмогенных разломов $D_c \sim 1-10$ мм [Scholz, 2019], выполненная на основе геометрических соображений, на порядки расходится с данными, полученными из интерпретации результатов сейсмологических наблюдений $D_c \sim 0.01-5$ м [Ide, Takeo, 1997; Kaneko et al., 2017; Yasuda et al., 2005; и др.].

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], исследовав зависимость коэффициента трения μ_0 для некоторых материалов в зависимости от шероховатости поверхности, получили важный результат. В масштабах размеров неоднородностей $\sim 0.01-10$ мкм коэффициенты трения сильно коррелируют с шероховатостью. При этом с ростом микрошероховатости величина μ_0 достаточно быстро выходит на значения $\mu_0 \sim 0.65-0.8$, соответствующие универсальному закону Байерли для трения поверхностей горных пород в макромасштабе. Это приводит авторов [Chen et al., 2013] к заключению, что снижение трения разломов в первую очередь контролируется износом (уменьшением шероховатости) в масштабе $0.01-10$ мкм, тогда как шероховатость на больших масштабах естественных разломов имеет ограниченное влияние на величину μ_0 .

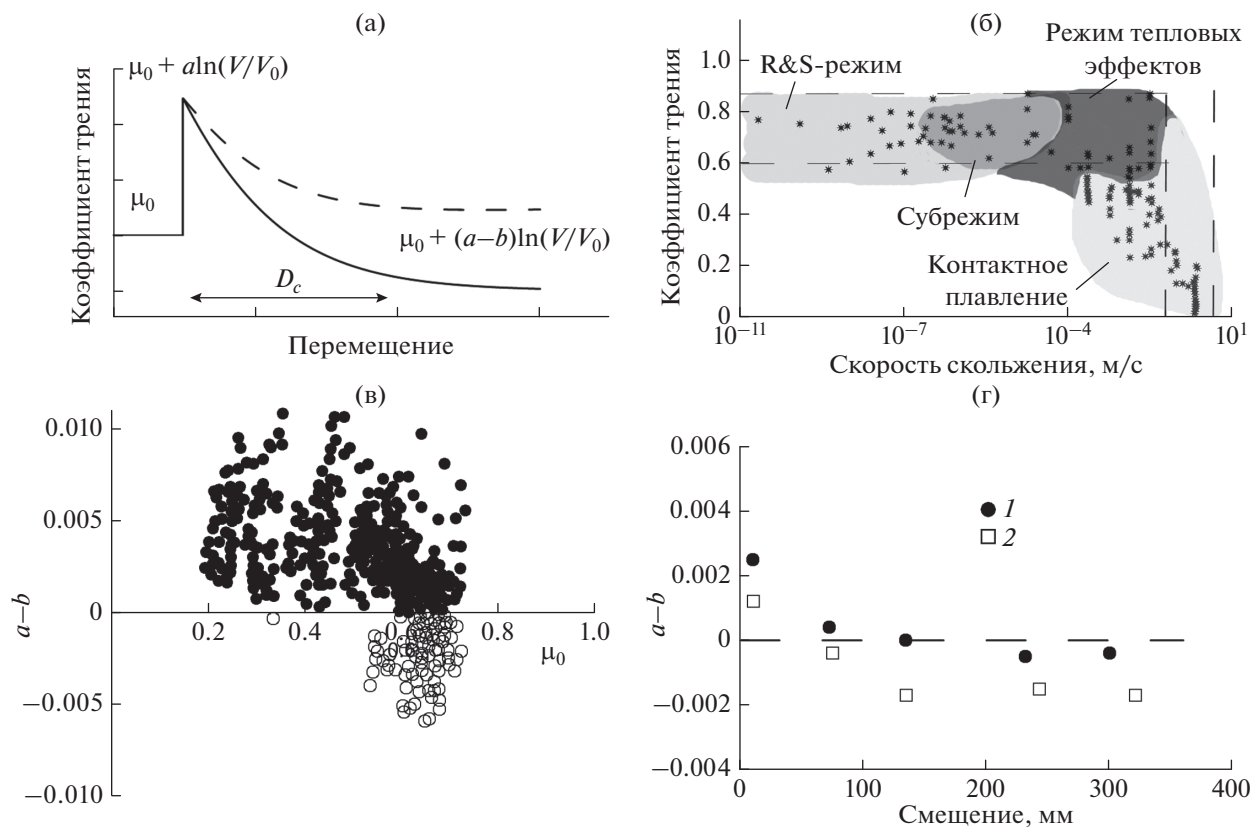


Рис. 2. Режимы фрикционного поведения: (а) – изменение коэффициента трения в результате резкого изменения скорости скольжения в рамках R&S-модели. Сплошная линия $a < b$ – скоростное разупрочнение (IV -трение); пунктир $a > b$ – скоростное упрочнение (VS -трение); (б) – динамические коэффициенты трения различных горных пород, определенные при разных скоростях скольжения. Значки – экспериментальные данные разных авторов, цитируемые по работе [Wibberley et al., 2008]. Горизонтальный пунктир – типичные значения статического коэффициента трения. Вертикальный пунктир – диапазон скоростей скольжения при динамических подвижках. Градациями серого схематично показаны четыре области разных фрикционных режимов по данным работы [Ahaonov, Scholz, 2019]. При низких скоростях скольжения трение не зависит от температуры и подчиняется соотношениям R&S. Здесь трение может быть либо IV , либо VS в зависимости от небольших изменений состава материала. В режиме R&S существует субрежим, при котором в некоторых случаях возникает локальный минимум, за которым далее следует пик. При достаточно высоких скоростях проявляются тепловые эффекты, вызывая заметное ослабление трения. При дальнейшем увеличении скорости скольжения происходит переход к контактному плавлению с дальнейшим снижением трения; (в) – фрикционный параметр в зависимости от коэффициента трения для различных материалов (по данным работы [Ikari et al., 2013]). Светлые значки – режим скоростного разупрочнения; (г) – фрикционный параметр в зависимости от амплитуды сдвига в экспериментах с гранитом Вестерли $\sigma_n = 50$ МПа: 1 – скорость протяжки 1–3 мкм/с; 2 – 30–100 мкм/с (по данным работы [Ikari et al., 2013])

Необходимо иметь в виду, что проведение лабораторных экспериментов с изучением фрикционных свойств некоторых материалов в P - T -условиях, отличных от природных, может дать ошибочные результаты. Как отметили авторы работы [Mooge, Lockner, 2007], сдвиг водонасыщенного монтмориллонита концентрируется в тонких пленках воды, которые адсорбируются на поверхности зерен. Для таких материалов характерна прямая корреляция коэффициента трения с эффективным напряжением. Существенное влияние оказывает и соленость порового флюида.

Сделаны существенные шаги по выяснению физической природы вариаций трения маги-

стрального разрыва разломов. Работы последних трех десятилетий позволили уточнить динамику фрикционного сопротивления зернистых слоев в зависимости от множества факторов: как тех, которые выступают в качестве начальных условий (жесткость слоя, P - T -условия, минеральный и гранулометрический состав заполнителя, форма частиц, характеристики и давление поровых флюидов и т.д.), так и меняющихся в процессе сдвига (дилатансия/компакция, нагрев при сдвиге, образование флюидов в процессе термического разложения, плавление, образование силикагеля и нанокристаллов и т.д.). Большая часть данных интерпретируется на основе термически активи-

руемой (зависящей от скорости скольжения) ползучести контактов [Beeler et al., 2008; Rice et al., 2001; и др.]. Представляя фрикционное скольжение как процесс ползучести с экспоненциальным реологическим уравнением, можно показать, что значение a в R&S-соотношениях (т.е. мгновенная реакция трения на изменение скорости движения) пропорционально абсолютной температуре [Rice et al., 2001; Natano, 2015; и др.]. Соответствующее соотношение было получено и для параметра эволюции b [He et al., 2013; Ikari et al., 2016; и др.]. Однако физические процессы, которые происходят в зонах локализации сейсмогенных смещений, более сложны, чем чистая ползучесть по контактам. Существенную роль играют и другие механизмы, такие как растрескивание и измельчение зерен, катакластическое течение и скольжение по границам зерен [Scuderi et al., 2014; Chen et al., 2017; и др.].

Важным эффектом является изменение объема при сдвиге – сдвигаемый материал расширяется в случае уплотненных слоев (дилатансия) и уплотняется для изначально рыхлых слоев (компакция) [Segall, Rice, 1995; Гарагаш, Николаевский, 1989; Стефанов, 2010]. Имеются некоторые свидетельства зависимости расширения/уплотнения от скорости скольжения с более высокой дилатансией при высоких скоростях сдвига [Segall, Rice, 1995; Samuelson et al., 2009]. Для флюидонасыщенных слоев, а именно этот случай чаще всего реализуется в природных разломах, расширение/уплотнение сдвигаемой области в сочетании с низкой проницаемостью вызывает значительные локальные изменения порового давления, что приводит к заметным вариациям результирующего сопротивления сдвигу. Влияние флюида может быть как стабилизирующим, например в результате уменьшения порового давления из-за вызванной сдвигом неупругой дилатансии (дилатантное упрочнение), так и дестабилизирующим, например из-за увеличения порового давления вследствие нагрева при сдвиге [Segall, Rice, 1995; Samuelson et al., 2009; Faulkner et al., 2018]. В присутствии химически активных жидкостей более активно идут процессы залечивания контактов, такие как растворение под давлением и минерализация. В стационарном положении или при скольжении с малой скоростью контакты растут и/или укрепляются, что приводит к зависящему от времени увеличению фрикционной прочности [Magone, 1998; Niemeijer et al., 2008; и др.]. Восстановление прочности (залечивание разломов), учитываемое стандартными формулировками R&S-трения и их дополнениями, не учитывает весь спектр потенциальных механизмов, таких как цементация, снижение пористости, уровень сдвиговых напряжений [Ryan et al., 2018], однако эти эффекты пока изучены недостаточно.

Пожалуй, одна из ключевых особенностей трения сейсмогенных разломов заключается в том, что сдвиг с большой скоростью может резко ослабить сдвигаемый слой из-за ряда механизмов, связанных с нагревом, влиянием флюидов и химическими изменениями. К таким механизмам относятся фрикционное плавление [Di Togo et al., 2011; и др.], локализация нагрева на площади “действительного” контакта [Rice, 2006; Beeler et al., 2008], динамическая смазка твердыми веществами [Brodsky, Kanamori, 2000], снижение эффективного трения под воздействием вибраций [Melosh, 1996; и др.], макроскопический подъем температуры и эффект скоростного разупрочнения [Noda, 2008], термальное разложение минералов, связанное с этим эффектом увеличение порового давления и генерация слабого материала [Brantut et al., 2008; и др.], смазка поверхности разлома силикагелем, образующимся при аморфизации кварца при высоком давлении и значительных деформациях [Goldsby, Tullis, 2002; Nakamura et al., 2012; Kirkpatrick et al., 2013; и др.]. Заметим, что коэффициент трения, вообще говоря, не является монотонной функцией скорости скольжения.

В последние несколько лет получены результаты, описывающие новый механизм уменьшения коэффициента трения за счет преобразования строения поверхностей на наноуровне [Соболев и др., 2016]. Исследования изменений, происходящих в строении поверхностей различных геоматериалов при трении, выполненные в развитие этих работ, показали, что трение приводит к частичному разрушению кристаллов кварца, альбита и других минералов. Вместо них на поверхности образуется тонкий слой глинистых минералов с низким коэффициентом трения – каолинита, монтмориллонита и др. [Веттегрень и др., 2018; 2019; 2020; Морозов и др., 2016].

Данные ряда исследований влияния скорости скольжения на трение, обобщены, например в работе [Wibberley et al., 2008] и приведены на рис. 26 значками.

И жесткость разлома, и параметры R&S зависят от вещественного состава зоны скольжения, обводненности, химического состава флюида, P - T -условий. Наиболее чувствительны эти характеристики именно к вещественному составу зоны магистрального сместителя. Так, например, присутствие обводненных глин (либо некоторого количества талька, который часто замещает минералы группы серпентина вдоль стенок трещин в результате химической реакции серпентина с двуокисью кремния, содержащейся в термальных флюидах) резко снижает сдвиговую жесткость разлома: так, что эта величина может составлять менее 10% от нормальной величины. Зависимость сдвиговой и нормальной жесткости разломов от

вещественного состава заполнителя детально исследована в монографии [Кочарян, 2016]. Исследование фрикционного параметра ($a-b$) для широкого круга *gouges* (см., например, [Ikari et al., 2013]) четко продемонстрировало, что фрикционное поведение этих материалов коррелирует с их коэффициентом трения покоя μ_0 . Материалы с самыми низкими коэффициентами трения (талк, монтмориллонит, биотит, мусковит и др.) при любых условиях проявляют свойства скоростного упрочнения ($a-b$) > 0 (рис. 2в, 2г). Так, например, такой материал, как сапонит, обладающий низким коэффициентом трения, увеличивающимся с ростом скорости скольжения, определяет деформационное поведение крипующей секции разлома Сан-Андреас [Scholz, 2019].

Глинки трения, содержащие материалы с большими коэффициентами трения (кварц, полевой шпат, каолинит и др.), демонстрируют в зависимости от P - T -условий, скорости нагружения и амплитуды сдвига как скоростное упрочнение, так и разупрочнение (рис. 2г). Отмечается, что с ростом базового коэффициента трения μ_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., 2016]. Природных материалов, демонстрирующих только фрикционное разупрочнение с ростом скорости скольжения, пока не обнаружено.

В недавней работе [Roesner et al., 2020] отмечено, что лабораторные исследования фрикционных свойств *gouge* необходимо проводить на “неповрежденных” образцах керн. Использование размоленных образцов может приводить к неверному определению характеристик вплоть до смены знака зависимости коэффициента трения от скорости сдвига (скоростному разупрочнению вместо скоростного упрочнения).

Хотя эмпирическая природа законов R&S-трения остается их недостатком и определяет ограниченность применения этой модели для природных объектов, в последние годы ведутся интенсивные работы по построению физической модели, удовлетворяющей закономерностям R&S-трения. Большая часть этих моделей основана на физике взаимодействия микроконтактов частиц *gouge* и шероховатостей. Так, авторы работы [Chen et al., 2017] вывели аналитические выражения для параметров трения R&S, получили новое масштабное соотношение для величины критического перемещения D_c и численно исследовали полученные соотношения [Chen, Niemeijer, 2017]. Авторы работы [Ikari et al., 2016] на основе анализа большого объема данных лабораторных экспериментов разработали микрофизическую модель, в которой скорость фрикционного упрочнения зависит от твердости

материала и активационного объема пластической деформации. Подход успешно описывает изменение характеристик сейсмичности с глубиной в верхней коре. В модели из работы [Vagbot, 2019] рассматривается эволюция размера зерен *gouge* в процессе скольжения и количественно объясняется корреляция между параметром D_c и толщиной слоя *gouge*, корреляция статического коэффициента трения с параметрами закона R&S и его зависимость от температуры, предсказывается диапазон размеров зерен *gouge*, который соответствует результатам наблюдений. Рассматривая физические эффекты на контактах зерен, авторы работы [Aharonov, Scholz, 2018] продемонстрировали наличие четырех режимов трения в зависимости от скорости скольжения (рис. 2б). В работе [Rattez, Veveakis, 2020] подчеркнута важность тепловых эффектов на микроконтактах и предложена схема, описывающая, по мнению авторов, фрикционное поведение разломов в диапазоне скоростей скольжения (от 10^{-9} до 10 м/с).

В настоящее время проводится систематическое исследование всех обнаруженных зависимостей и комплексирование их в связную, теоретически обоснованную систему на основе формулировок трения R&S и хорошо оборудованных лабораторных экспериментов, в том числе с использованием материалов, извлеченных из природных разломов.

СТРУКТУРА И СВОЙСТВА ЗОНЫ ВЛИЯНИЯ

Сильно локализованные участки сдвига окружены зонами поврежденного материала, которые обычно ассоциируются с зоной повышенной, по сравнению с вмещающим массивом, плотности трещин, которая снижается по экспоненциальному закону по мере удаления от магистрального разрыва [Рац, Чернышев, 1970; Faulkner et al., 2011; и др.]. Подобные зоны были выделены и детально описаны в серии статей и в монографиях [Шерман и др., 1983; Шерман, 2014] и названы зонами “динамического влияния разломов” (damage zone в англоязычной литературе). Зону влияния иногда дифференцируют на подзоны интенсивной и повышенной трещиноватости [Семинский, 2003]. Ширина и свойства зон повреждения сильно различаются с глубиной из-за увеличивающихся с глубиной среднего давления и температуры, а также по простиранию из-за неплоской геометрии разлома. [Anders, Wiltschko, 1994; Wilson et al., 2003; Faulkner et al., 2018; и др.]. Их ширина, определяемая расстоянием, на котором уровень повреждения возвращается к фоновым значениям, масштабируется с перемещением по разлому, вплоть до очень малых смещений [Рац, Чернышев, 1970; Кочарян, 2016; Faulkner et al., 2011; и др.].

Дополнительные наблюдения ширины зоны повреждения по данным сейсмологии, геодезии и геоморфологии показывают гораздо большие масштабы, чем результаты полевых геологических исследований [Кочарян, 2016; и др.]. Наблюдаемые зоны повреждения километровой ширины могут быть ограничены приповерхностной областью.

Образование широко распространенных эшелонированных систем разрывов хорошо описывается на основе фундаментальных положений физики длительной прочности, например широко известной модели лавинно-неустойчивого трещинообразования (ЛНТ), которая впервые была представлена в 1971 г. [Соболев, 2019].

Зоны влияния разломов играют существенную роль в распределении локальных напряжений [Faulkner et al., 2006], механических свойств [Hear et al., 2010; Blake, Faulkner, 2016; Yang et al., 2015] и в значительной степени определяют структуру проницаемости [Wibberley, Shimamoto, 2003].

В механике горных пород хорошо известен эффект снижения прочностных характеристик и деформационных модулей массива по сравнению с характеристиками образца, причем эта разница возрастает в зонах влияния выработки и в разломных зонах. Так, по данным из работы [Barton, 2007], если на глубине 300 м эффективный модуль деформации неповрежденной породы достигает величины $E \sim 80$ ГПа, то в окрестности мелких разломов эта величина составляет $E \sim 20$ ГПа, а в зоне влияния крупного разлома всего $E \sim 10$ ГПа. Интересно, что, несмотря на сниженные прочностные характеристики, внутри зоны влияния локализуется очень небольшая доля сдвигового смещения, по сравнению с магистральным сместителем [Sibson, 2003; Faulkner et al., 2010; и др.].

Важнейшим свойством разломных зон, отличающим их от большинства других областей земной коры, является быстрая, по сравнению с вмещающим массивом, эволюция их геометрии, механических характеристик и реологических свойств. Породы в зонах влияния подвергаются циклическим нагрузкам так, что сумма статических и динамических напряжений может кратковременно превышать предел прочности. В лабораторных экспериментах квазистатическое циклическое нагружение с возрастающей амплитудой влияет на упругие свойства различных горных пород. Тенденция снижения величины модулей упругости по мере увеличения поврежденности с номером цикла была удивительно похожей для каждого типа горных пород, за исключением практически не содержащего трещин интрузивного базальта, который претерпел очень незначительные изменения. В целом модуль Юнга снизился на 10–30%, а увеличение коэффициента Пуассона достигало 600% [Hear et al., 2010;

Trippetta et al., 2013; Yang et al., 2015]. Эти изменения объясняются увеличением уровня анизотропной трещиноватости в образцах.

Со временем, в условиях высоких давлений и температур, под воздействием флюидов микротрещины закрываются, “заживают” и кольматируются за счет диффузионных процессов и процессов растворения—осаждения. В результате глубокого преобразования материала наблюдается практически полное восстановление прочностных свойств материала (метаморфогенное залечивание). Характерное время этих процессов, происходящих в нижней части континентальной коры ($T \sim 650\text{--}1000^\circ\text{C}$, $P > 400$ МПа), составляет $10^6\text{--}10^7$ лет [Ружич и др., 1990]. В средней и верхней части земной коры типичным механизмом залечивания, по-видимому, является осаждение твердой фазы из гидротермальных растворов. Этот тип залечивания не приводит к полному восстановлению прочности материала. Так, в лабораторных экспериментах с образцами песчаника [Tenthorey et al., 2003] значения сдвиговой прочности образца, содержащего “залеченную” трещину, достигали величины 60–70% прочности ненарушенного образца. Исследование микроструктуры образцов показало, что механизм восстановления прочности связан с цементацией и уплотнением разрушенного материала, а также с заполнением микротрещин в зоне разрушения. В лабораторном эксперименте пористость разрушенной зоны снизилась в процессе залечивания примерно вдвое, по сравнению с состоянием после первичного разрушения (36.5 и 19.8% соответственно), оставаясь при этом много выше, чем пористость образца (5%) [Tenthorey et al., 2003]. Скорость восстановления прочности радикально зависит от пористости разрушенной зоны. При возрастании пористости образца с 5 до 7%, значение пористости нарушенной зоны выросло с 36.5 до 47.5%, а время восстановления прочности до 50% первоначального значения увеличилось примерно в пять раз. Пересчет результатов модельных экспериментов на P - T -условия, характерные для глубин 10–20 км, дает оценку времени 50% восстановления прочности микротрещин 5–50 лет [Tenthorey et al., 2003]. Эксперименты на образцах известняка в водонасыщенных условиях [Brantut, 2015] показали, что при статической выдержке в течение двух дней скорости сейсмических волн восстановились примерно на 5% из-за закрытия трещин. Эксперимент показывает, что сети микротрещин заживают быстрее, чем крупные трещины, что приводит к появлению выраженных неоднородностей [Richard et al., 2015].

Залечивание повреждений в межсейсмический период, а также связанные с этим флюидные эффекты могут существенно повлиять на энергетический баланс землетрясения, динамику скольжения и эволюцию прочности разломов.

Временные и пространственные масштабы, связанные с этими процессами, определяют, насколько быстро поврежденные породы восстанавливают прочность и жесткость и регулируют поток флюидов в разломной зоне. Фрикционная прочность трещин также может возрастать со временем вследствие увеличения реальной площади контакта и адгезии.

Сейсмологические наблюдения позволили получить инструментальные свидетельства нарушения разломных зон в верхней коре при косейсмических подвижках, проявляющиеся в изменении скорости распространения и затухания сейсмических волн, а также последующего восстановления этих параметров в течение нескольких месяцев или лет [Vidale, Li, 2003; Li et al., 2006; Brenguier et al., 2008; Kelly et al., 2013; и др.].

Интересное наблюдение отмечено в работе [Perrin et al., 2016], где авторы утверждают, что более зрелые сегменты разлома с высокой амплитудой кумулятивного сдвига имеют уплощенную, менее сегментированную структуру и более узкие зоны влияния. Это связано с большим временем залечивания повреждений, связанных с этапом распространения разлома. Авторы работы [Perrin et al., 2016] также обнаружили более высокие скорости разрыва в зрелых участках разлома, что согласуется с предсказанным влиянием низкоскоростных приразломных зон на динамику разрыва.

Процессы, ответственные за формирование зоны повреждения, были рассмотрены многими авторами и включают взаимодействие геометрических неоднородностей, объединение структур, высокие напряжения на вершине динамического разрыва. Как показало численное моделирование, эти процессы могут действовать вместе; например, образование динамических повреждений в носике разрыва может быть модулировано и усилено геометрией/шероховатостью разломов [Dieterich, Smith, 2009; Fang, Dunham, 2013; Shi, Day, 2013]. Обширная зона влияния в окрестности зоны сдвига, как полагают, образуется вследствие нескольких причин. К ним относятся: изменение геометрии зоны скольжения при резких сменах направления распространения разрыва [Sibson, 1986]; формирование сдвига преимущественно в менее прочных пропластках в пределах зоны разломов [Fagereng, Sibson, 2010]; концентрация напряжений, превышающих прочность пород в окрестности разлома при образовании динамического разрыва [Andrews, 2005], и т.д.

Значительные усилия предпринимаются для численных исследований влияния параметров зоны повреждения разлома на характеристики очага землетрясения. Крупномасштабные численные модели сейсмогенных разломов не могут в явном виде включать мелкомасштабные трещины в зоне влияния и поэтому основываются на

моделях сплошной среды с эффективными характеристиками. Моделирование зоны влияния в виде упругого, более низкоскоростного слоя, показывает, что волны, отраженные от границ нарушенной зоны, могут производить модуляцию свойств разрыва — скорости распространения и скорости скольжения (например, [Huang et al., 2014; 2016]). Это приводит к возникновению пространственно-периодической картины участков пластических деформаций как внутри, так и за пределами зоны влияния разлома. С другой стороны, использование моделей Кулона—Мора или Друкера—Прагера показывает, что пластическая диссипация в зонах повреждения снижает напряжения и скорости скольжения на фронте разрыва, что приводит к уменьшению амплитуды косейсмического скольжения на малых глубинах, где накопление пластической деформации усиливается низким уровнем литостатического сжатия [Andrews, 2005; Roten et al., 2017; Erickson et al., 2017; Ampuero, Mao, 2017]. В недавней работе [Preuss et al., 2020] рассчитана эволюция сложной разломной зоны с несколькими магистральными разрывами в процессе ряда циклов динамических подвижек и асейсмического скольжения. Интересно, что в широком диапазоне вариаций условий расчета вклад “сейсмического” удлинения разломной зоны ограничен по сравнению с вкладом асейсмического роста. Авторы отмечают, что динамические подвижки скорее приводят к большей локализации в областях распределенной деформации вблизи “носика трещины”.

Различные реологические соотношения связывают эволюцию поврежденности (например, плотности трещин) с изменением эффективных модулей среды. Наряду с известными подходами, например, [Kachanov, 1992], развиваются модели нового типа, основанные на механике микротрещин, которые учитывают динамическую эволюцию модулей среды, зависящую от скорости деформации, что особенно важно в процессах, связанных с землетрясениями [Bhat et al., 2012; Thomas, Bhat, 2018].

Известную проблему при построении адекватной модели зоны разлома составляют так называемые парадокс напряжений и парадокс теплового потока — несоответствие многих наблюдаемых/оцениваемых параметров закону трения Байерли и теории разломообразования Андерсона. Длительные дебаты вокруг результатов измерений теплового потока в окрестности разлома Сан-Андреас не привели к консенсусу между сторонниками “высокой” и “низкой” прочности крупных разломов (подробнее см., например, [Scholz, 2019]). В пользу последнего, кроме низкого теплового потока, говорит такой аргумент, как малое количество расплава, редко обнаруживаемого в зонах локализации скольжения. Его отсутствие ограничивает максимальную температуру

ниже солидуса минералов в ядре разлома. В ходе проведенных в последнее время работ по быстрому бурению после землетрясения не удалось получить никаких свидетельств макроскопического плавления, которого можно было бы ожидать от сильно локализованного косейсмического сдвига при высоких напряжениях [Tanikawa, Shimamoto, 2009; Fulton et al., 2013; Yang et al., 2013; 2016].

Основные гипотезы, выдвинутые для объяснения этих наблюдений, хорошо известны. Первая — повышенное поровое давление флюида [Киссин, 2015; Родкин, Рундквист, 2017; и др.]. Считается, что такая схема применима, главным образом, к надвигам, для которых напряжение, нормальное к плоскости разлома, максимальное. Для того, чтобы поровое давление оказалось столь высоким для сбросов или сдвигов, необходимо вводить дополнительные предположения, например наличие изолированных слоев в центральной части разлома, ограниченных малопроницаемыми формациями, а избыточное давление ограничивается каким-то внешним источником, расположенным, по предположению Дж. Райса, в верхней мантии [Rice, 1992]. По оценкам автора работы [Scholz, 2019], эта схема требует аномально малой величины отношения горизонтальной и вертикальной проницаемости $\sim 10^{-6}$, что в большинстве случаев представляется маловероятным. К тому же многие измерения в глубоких скважинах в континентальных областях дают величину порового давления, близкую к гидростатическому, как, например, в сверхглубокой скважине *КТВ*, пробуренной в Германии до глубины 9101 м [Sibson, 2011; Киссин, 2015]. В то же время на Кольской сверхглубокой скважине (12261 м), на глубинах свыше 4.5 км наблюдалось высокое, близкое к литостатическому, давление воды, источником которой являлась метаморфическая дегидратация минералов. По крайней мере, некоторые участки субдукционных меганадвигов также имеют повышенное давление порового флюида [Saffer, Tobin, 2011; и др.].

Вторая гипотеза предполагает крайне низкие статические коэффициенты трения материалов, слагающих центральную зону разлома [Moore, Rymer, 2007; Lockner et al., 2011]. Подходящими минералами с подобными свойствами являются набухающие глины — каолинит и монтмориллонит, а также некоторые формы серпентинита. Так, например, анализ состава образцов, полученных при бурении скважины SAFOD, обнаружил значительное количество иллита и смектита в узких низкоскоростных зонах [Jeppson et al., 2010]. Рекордно низкие значения пикового (0.1–0.2) и остаточного (0.03–0.09) коэффициентов трения продемонстрировали образцы смектитового *gouge* из PSZ Альпийского разлома [Boulton et al., 2017].

Третья гипотеза, интенсивно развиваемая в последнее время, состоит в резком разупрочне-

нии разломов во время косейсмического сдвига из-за снижения коэффициента трения и/или кратковременного повышения порового давления. Судя по результатам лабораторных экспериментов, подобное динамическое разупрочнение при скольжении может быть связано с широким спектром процессов, включая макроскопическое плавление, повышение давления, связанное с нагревом, термическое разложение геоматериала, образование силикагеля, эффекты преобразования минералов и т.д. (подробнее см., например, [Кочарян, 2016] и ссылки там). Большая часть моделей третьей группы не описывает механизм снижения величины трения покоя. Это означает, что если коэффициент трения покоя соответствует закону Байерли, а динамический коэффициент трения падает до низких величин ($\mu \sim 0.2$), то амплитуда сброса напряжений при землетрясении должна составлять величину $\Delta\sigma \sim 100$ МПа, что более чем на порядок превышает обычные значения. Авторы работ [Lapusta, Rice, 2003; Noda et al., 2011; и др.] попытались преодолеть эту проблему. Они предложили модель, в которой коэффициент трения по разлому соответствует закону Байерли, однако с сильным динамическим разупрочнением, назвав такой тип разломов “очень прочные, но очень хрупкие”. В этой модели землетрясения зарождаются в локализованных областях повышенного напряжения сдвига или пониженной прочности, а затем разрыв распространяется динамически через прочные участки, благодаря концентрации напряжений в окрестности носика и динамическому разупрочнению. На параметры последнего также может влиять формирование пластических областей в зоне влияния разломов [Dunham et al., 2011a; Gabriel et al., 2013] и сложная геометрия [Fang, Dunham, 2013; Jiang, Lapusta, 2016; 2017]. Таким образом, уровень сдвиговых напряжений в прочных сегментах разлома остается все время ниже величины статического трения, так что величина сброшенного напряжения может оказаться небольшой.

Оценить пригодность той или иной модели применительно к конкретному разлому можно по параметрам микросейсмичности. Участки разломов с постоянно низкой прочностью (первая гипотеза) должны быть более чувствительными к внешнему воздействию и более микросейсмически активными, чем области, на которых средние напряжения значительно ниже их статической прочности (третья гипотеза) [Jiang, Lapusta, 2016]. Дополнительными возможностями дает анализ характеристик сейсмичности, вызванной закачкой или извлечением флюида [Maurer, Segall, 2018].

Как показывают результаты многочисленных исследований, значительная часть активных разломов, расположенных в стороне от границ тектонических плит, обладает прочностью на уровне трения Байерли [Townend, Zoback, 2000; и др.].

Высокую прочность обычно связывают с более высокой структурной сложностью и, как следствие, с недостаточной степенью локализации сдвига – отсутствием развитых магистральных разрывов, проходящих непрерывно вдоль разлома, а также с дополнительным сопротивлением сдвигу, связанным с взаимодействием крупномасштабных неровностей [Dieterich, Smith, 2009; Fang, Dunham, 2013].

МЕДЛЕННЫЕ ДВИЖЕНИЯ ПО РАЗЛОМАМ

Развитие систем наблюдений позволило обнаружить несомненную причинно-следственную связь между медленными движениями по разломам и крупными землетрясениями. В этой связи, перед тем как перейти к обсуждению проблем зарождения динамических разрывов, рассмотрим актуальные сведения о медленных движениях по разломам. Традиционные воззрения механики разломообразования в течение многих лет предполагали существование двух режимов деформирования. Считалось, что в тех областях, где скорость деформации достаточно велика, происходит накопление упругих напряжений с последующим динамическим разрушением горных пород, сопровождаемым интенсивным излучением сейсмических волн. Если же скорость деформации ограниченного объема среды настолько низкая, что напряжения на всех структурных неоднородностях успевают релаксировать, то реализуется режим крипа – деформации с постоянной скоростью без разрушения [Родионов и др., 1986].

По мере накопления наблюдательного материала, сейсмологами стали обнаруживаться качественные и количественные различия между событиями одного и того же размера. Так, например, оказалось, что сейсмическая энергия, излучаемая землетрясениями с приблизительно одинаковым сейсмическим моментом, может различаться на несколько порядков. Отсюда появились термины “мягкие”, “вялые” и “жесткие” очаги [Ризниченко, 1974; Шебалин, 1997; и др.], которые, впрочем, не получили широкого распространения.

В последние два–три десятилетия радикальное увеличение точности и плотности сейсмологических и геодезических систем наблюдений позволило выявить широкий диапазон типов движений по разломам. Были открыты и классифицированы режимы перемещений, которые можно считать переходными от квазистатического стабильного скольжения к динамическому разрушению. К таким режимам относятся сейсмические явления скольжения по разломам, трещинам, границам раздела со скоростями на 1–3 порядка ниже, чем при “нормальных” землетрясениях, а также эпизоды асейсмического скольжения (SSE – slow slip events) [Ide et al., 2007;

Peng, Gombert, 2010; Кочарян, 2016; и др.]. В первой группе явлений излучаются низкочастотные колебания довольно малой амплитуды. Во второй сейсмическое излучение не регистрируется, однако скорость перемещения значительно превышает фоновые значения. Обнаружение во многих субдукционных зонах явления эпизодического тремора (ETS), сопровождающее эпизоды медленного скольжения, признается одним из крупных достижений геофизики за последние десятилетия [Seismological..., 2009]. Начиная с работ Эльзассера, регулярно обсуждаются модели генерации медленных деформационных волн и их влияние на режимы скольжения разломов [Быков, 2019; Кузьмин, 2020; Шерман, 2014; Борняков и др., 2017; и др.]. В работах Ю.О. Кузьмина на большом наблюдательном материале обосновывается наличие так называемых раздвиговых движений [Кузьмин, 2018а; 2018б; 2019; и др.].

Открытие этих явлений в значительной степени изменило понимание того, как реализуется энергия, накопленная в процессе деформирования земной коры: медленные движения по разломам воспринимаются уже не как особый вид деформаций, а образуют единый ряд режимов скольжения от крипа до землетрясения [Peng, Gombert, 2010]. На некоторых участках разломов медленное скольжение может быть относительно устойчивым, а на других может происходить в виде кратковременных событий медленного скольжения (SSE). Если участок разлома реализует большую часть тектонической деформации за счет асейсмического скольжения, то его сейсмический потенциал снижается. С другой стороны, медленное скольжение может увеличить нагрузку на близлежащие заблокированные участки разлома и, таким образом, приблизить их к разрушению. Явления медленного скольжения возникают спонтанно и, в отличие от постсейсмического скольжения, имеют фазу нарастания скорости, а зависимость перемещения от времени на стадии затухания процесса скорее экспоненциальная, что свидетельствует о значительном вкладе вязкоупругой составляющей [Кочарян, 2016]. Для SSE характерны небольшие величины амплитуды сброшенного напряжения, малые скорости смещения, хотя реализованный сейсмический момент может достигать весьма значительных величин 10^{21} – 10^{22} Н · м. Масштабные соотношения для очаговых параметров явлений медленного скольжения радикально отличаются от “нормальных” землетрясений [Ide, 2007; Gao, 2012; Gombert et al., 2016].

R. Bürgmann, рассмотрев данные геодезических, сейсмологических и геологических наблюдений, продемонстрировал, что асейсмические сдвиги происходят в коре по всей глубине как на разломах сдвигового типа, так и в межплитных зонах [Bürgmann, 2018]. В частности, он подчерк-

нул, что свидетельства SSE проявляются в геологической структуре разломов, поднятых с разных глубин.

Исследования последних лет показали, что медленные землетрясения и гигантские мегаземлетрясения могут быть локализованы в соседних областях сейсмогенной зоны и иметь похожие механизмы [Obara, Kato, 2016]. Некоторым крупным землетрясениям предшествовали SSE и связанные с ними последовательности форшоков. Продолжительность этих процессов — предвестников скольжения — колеблется от секунд до лет, а размеры областей, охваченных скольжением, изменяются в широком диапазоне [Roeloffs, 2006; Kato et al., 2012; Radiguet et al., 2016; Socquet et al., 2017]. Предсейсмический сдвиг часто происходит рядом с будущим косейсмическим разрывом, а не в зоне его возможного зарождения [Avouac, 2015; Bürgmann, 2018]. Хотя прямая корреляция между SSE и некоторыми крупными землетрясениями определенно установлена, например [Uchida et al., 2016], большинство SSE не влечет за собой сильных землетрясений. Судя по всему, SSE является возможной, но не обязательной частью процесса зарождения землетрясений. В этой связи едва ли стоит рассчитывать на использование информации об этих явлениях в интересах краткосрочного прогноза, однако их изучение дает ценную информацию о физике очага.

В явном виде инициирование динамических срывов медленным скольжением наблюдалось в натурном эксперименте при проведении инъекции флюида в скважину глубиной 518 м, пройденную в массиве известняка [Guglielmi et al., 2015]. Динамические срывы начали происходить лишь после того, как размер зоны скольжения превысил определенную величину. В.Ю. Рига и С.Б. Турунтаев численно моделировали подобный процесс с использованием двухпараметрического закона трения R&S [Riga, Turuntaev, 2019]. Ими было показано, что закономерности скольжения по разлому

существенно зависят от проницаемости вмещающего массива.

Влияние закачки флюида на инициирование медленного скольжения по разлому более крупного масштаба показано в работе [Wei et al., 2015]. Проведенный в этой работе анализ разнообразных данных — записей широкополосных датчиков, датчиков сильных движений, геодезических наблюдений и т.д. — позволил выявить детальную картину сейсмогенных и асейсмичных деформационных событий, связанных с закачкой флюида на геотермальном поле вблизи г. Brawley в Южной Калифорнии.

Исследование этих, пока слабо изученных, переходных режимов деформирования разломов представляет большой интерес и с прикладной точки зрения. Построение модели этих событий может оказаться крайне полезным при разработке научного направления, связанного с исследованиями возможности искусственной трансформации напряженно-деформированного состояния локальных участков массива горных пород, например в горнодобывающей промышленности [Кочарян, 2016; Ружич и др., 2020].

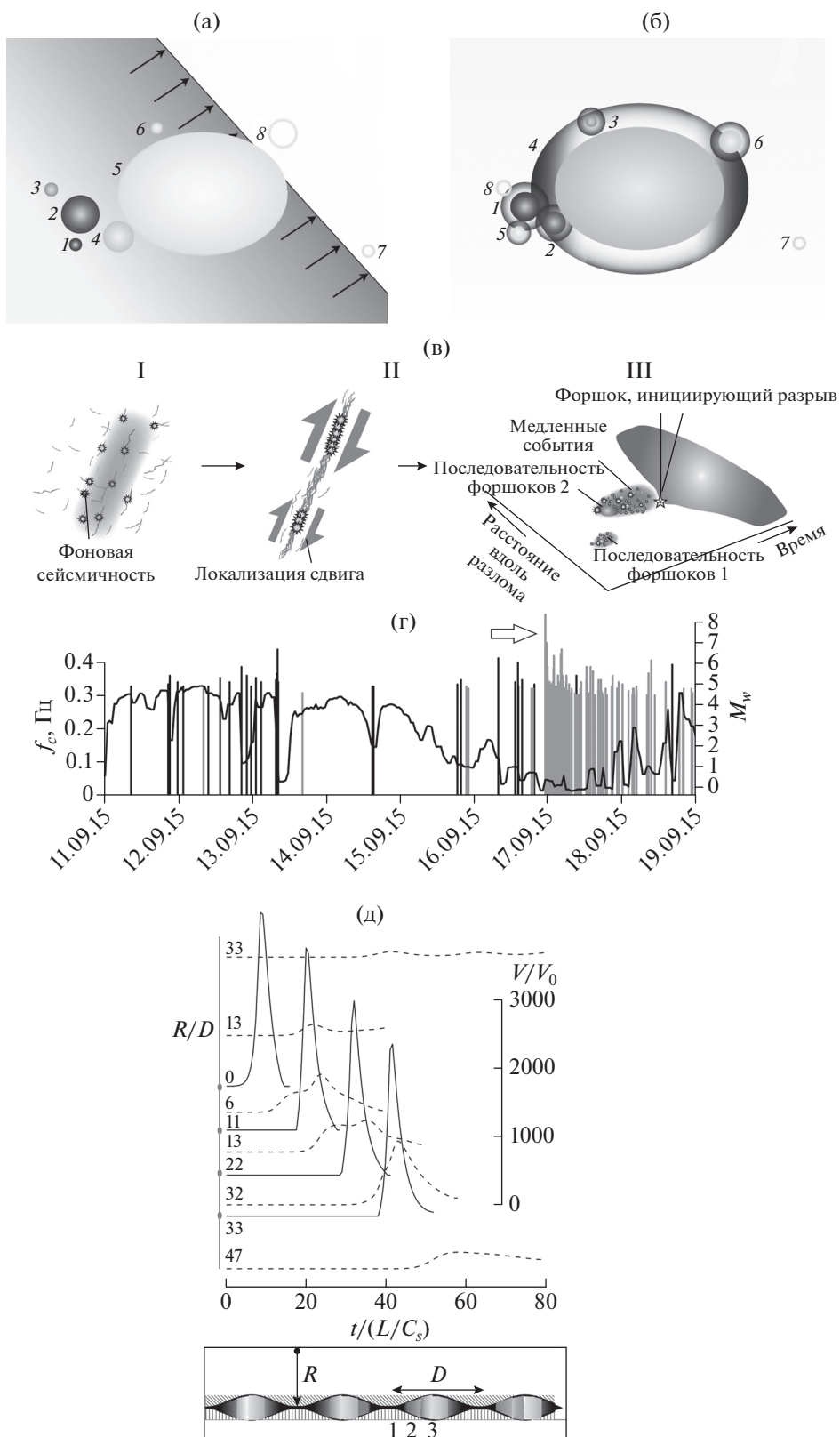
СТАРТ, РАСПРОСТРАНЕНИЕ И ОСТАНОВКА ДИНАМИЧЕСКОГО РАЗРЫВА

Одними из важнейших являются вопросы о том, как начинаются землетрясения и когда определяется их окончательный размер — до начала землетрясения или в процессе развития разрыва. По выражению J. Gomberg “...эти вопросы продолжают ставить в тупик науку о землетрясениях” [Gomberg, 2018].

Можно выделить два основных подхода к объяснению процесса инициирования землетрясения на “подготовленном” участке разлома (рис. 3а).

Первый подход, называемый “детерминистской моделью”, связывает инициирование земле-

Рис. 3. Подготовка, старт и распространение разрыва: детерминистская (а), стохастическая (б) и комплексная (в) модели инициирования динамической подвижки по разлому. (а), (б): $1-\delta$ — разрушающиеся динамические участки разлома (форшоки). Большой эллипс — очаг крупного события; прямая линия — фронт распространения события медленного скольжения (по работе [Gomberg, 2018]); (в): (I) — постепенная локализация сдвиговой деформации и фоновой сейсмичности вокруг большой зоны разрушения; (II) — локализация сдвига и несколько последовательностей форшоков до возникновения неустойчивости, ведущей к большому разрыву; (III) — пространственно-временная диаграмма ступенчатого увеличения сдвига разлома перед сильным землетрясением, связанного с сочетанием медленного сдвига и форшоков. В качестве примера показаны две последовательности форшоков, сопровождаемых медленным скольжением (по работе [Kato, Ben-Zion, 2021]); (г): изменение спектрального центраида, рассчитанного в диапазоне 0.01–0.5 Гц для станции LCO. Момент землетрясения 16.09.2015 г., $M_w = 8.3$, показан стрелкой. Черными вертикальными линиями показаны телесеismicические землетрясения по всему миру, серыми — локальные события (по работе [Беседина и др., 2020]); (д): эпюры скорости смещения материала в направлении, параллельном поверхности скольжения в варианте расчета с четырьмя одинаковыми участками скоростного разупрочнения. Расположение участков/пятен показано толстыми отрезками на левой оси. Вне пятен — кулоновское трение. Цифры около кривых — расстояние от точки старта разрыва, нормированное на диаметр пятна D . Сплошные линии — эпюры, соответствующие точкам внутри пятен; пунктирные — вне пятен. Амплитуда массовой скорости нормирована на величину скорости смещения внешнего края блока. Для лучшей читаемости рисунка показаны только первые фазы движения. На вставке — фрагмент модели гетерогенного контакта; 1 — зона скоростного разупрочнения; 2 — переходная зона; 3 — зона скоростного упрочнения [Батухтин и др., 2019; Кочарян, Кишкина, 2020].



трясений с такими процессами, как медленное, ускоряющееся скольжение по разлому (преслип), или распространение фронта изменения порового давления [Elthworth, Bulut, 2018; Shelly et al., 2016; Guglielmi et al., 2015; и др.]. В этом случае землетрясения, предшествующие главному толчку, являются лишь пассивными индикаторами, показывающими развитие деформационного процесса.

Измерения, проведенные в последние годы, дали многочисленные примеры проявления крупной сейсмичности вслед за медленным скольжением либо проявления сейсмичности в виде невулканического тремора на фоне событий медленного скольжения [Frank et al., 2016; Radiguet et al., 2016; Mavromatis et al., 2014; Schurr et al., 2014; Obara, Kato, 2016; Uchida et al., 2016; и др.]. Нагружение участков сейсмогенных разломов медленным скольжением в окружающих областях в процессе подготовки более крупного события является одним из вероятных объяснений механизма возникновения форшоков [Dodge et al., 1995; 1996; Bouchon et al., 2013; Huang et al., 2020; и др.].

С другой стороны, перед некоторыми землетрясениями не найдено никаких доказательств, подтверждающих влияние асейсмического скольжения. Напротив, обнаруживается, что форшоки образуют непрерывную серию разрывов, которые систематически продвигаются в направлении будущего гипоцентра главного толчка. Так, например, 44-минутная последовательность форшоков землетрясения в Измите $M = 7.6$, 1999 г. выглядела как инициированный каскад, в котором один форшок нагружает соседний участок разлома, вызывая его разрушение, причем инициирование главного удара ничем не отличалось от инициирования форшоков [Ellsworth et al., 2018].

На основе таких наблюдений основан второй подход – стохастический, в котором инициирование основного землетрясения рассматривается как случайный процесс, являющийся результатом реакции разлома на возмущения, вызванные предыдущими, как правило, небольшими землетрясениями – форшоками (каскадная модель) [Mignan, 2014; Kato et al., 2016; Tape et al., 2018; и др.]. Триггерами могут являться как динамические напряжения (сейсмические волны) [Hill, Prejean, 2007; Соболев и др., 2016; и др.], так и изменения поля статических напряжений вследствие подвижки в очаге соседнего события [King et al., 1994]. Заметим, что последовательности форшоков признаются такими, как правило, лишь постфактум и менее чем за одним событием из 20 следует более крупное [Christophersen, Smith, 2008].

Несмотря на возрастающую плотность сетей наблюдений и тщательный анализ данных, сейсмологические и геодезические наблюдения, как правило, пока не в состоянии аргументированно различить эти два случая [Mignan, 2014; Gombert,

2018]. Проводя измерения вблизи поверхности, практически невозможно выявить небольшие пятна нуклеации на сейсмогенной глубине. Скорее всего, на заключительной фазе подготовки крупного землетрясения имеют место как медленные переходные процессы, так и форшоковая активность. Какой механизм будет превалировать, зависит от конкретных условий. Так, в условиях относительно более высоких температур и обилия флюидов (например, в зонах субдукции) создаются условия для реализации механизма инициирования крупных землетрясений событиями медленного скольжения. В более структурно-сложных разломах континентальной коры сильным землетрясениям предшествует генерация повреждений, которая проявляется в виде прогрессирующей сейсмичности в окрестности будущего очага. В недавней работе [Kato, Ben-Zion, 2021] предложена феноменологическая модель для объяснения разнообразия деформационных процессов, происходящих на заключительной стадии подготовки крупного землетрясения в разных тектонических условиях. Модель включает стадии (I) постепенной локализации повреждений среды и фоновой сейсмичности, (II) локализации сдвига, включая образование нескольких последовательностей форшоков и (III) перевод разлома в динамическую стадию комбинацией медленного слипа и форшоков (рис. 3в).

В последнее десятилетие на лабораторном уровне подтвердилась гипотеза о радикальном изменении механических характеристик разломной зоны при переходе очаговой области будущего землетрясения в метастабильное состояние. Было показано, что переход модельного разлома в метастабильное состояние сопровождается снижением сдвиговой жесткости разлома, предшествующим динамическому событию. Это снижение, вероятно, связано с динамикой трения и возникновением за счет микропроскальзываний локальных необратимых деформаций в окрестности будущей зоны макроскопического скольжения [Johnson, Jia, 2005].

В этом смысле снижение жесткости аналогично снижению величины эффективного упругого модуля материала при переходе к квазипластическому течению. В экспериментах [Кочарян и др., 2018б; Kocharyan et al., 2018a] было продемонстрировано снижение величины спектрального центроида спектра шума непосредственно перед эпизодами прерывистого скольжения. Позже авторы работы [Беседина и др., 2020] обнаружили аналогичный эффект при обработке параметров микросейсмического фона перед крупнейшими землетрясениями в Чилийской зоне субдукции. Было показано, что длительность снижения величины спектрального центроида в диапазоне 0.008–0.45 Гц может достигать 2 сут (рис. 3г).

Что касается места старта разрыва, то мнения разных авторов расходятся в вопросе о том, определяется ли расположение будущей зоны нуклеации вариациями напряженного состояния или локальными особенностями фрикционных свойств участка разлома. Лабораторные эксперименты, в зависимости от постановки, позволяют заключить о приемлемости как первого [Ke et al., 2018], так и второго предположения [Батухтин и др., 2019]. В работах [Батухтин и др., 2019; Кочарян, Кишкина, 2020] предложена простая иерархическая модель, которая позволяет соединить эти подходы. Модель основана на том, что сложная топография поверхности скольжения приводит, как отмечалось выше, к появлению областей концентрации напряжений и относительно разгруженных областей. В разгруженных областях происходит осаждение минералов, переносимых флюидами, что способствует формированию прослоев слабых материалов, богатых филлосиликатами, т.е. участков поверхности с фрикционными свойствами скоростного упрочнения. В зоне концентрации напряжений образуются области прочного *gouge*, сформированные преимущественно из кварца и полевого шпата, изначально почти не содержащие филлосиликатов. Из-за более высокого уровня напряжений растет и степень локализации сдвига. Таким образом, именно контакты шероховатостей (области концентрации напряжений) оказываются динамически неустойчивыми при скольжении по разлому, тогда как для участков разломной зоны, расположенных между контактирующими неровностями, характерны фрикционные свойства стабильного скольжения. Области концентрации напряжений считаются зонами, обладающими свойствами скоростного разупрочнения. Области максимальной разгрузки (3 на вставке рис. 3д), напротив, зонами увеличения коэффициента трения при сдвиге. Между этими областями расположена переходная зона (2 на вставке рис. 3д), в которой материал не обладает выраженной зависимостью трения от скорости и перемещения. Использование сведений о параметрах шероховатости разломов позволяет в рамках упругого подхода оценить характерный размер зоны разупрочнения, который составляет примерно 10% от расстояния между соседними пятнами [Кочарян, Кишкина, 2020]. Понятно, что в действительности и расположение неровностей поверхности не является регулярным, и свойства материала-заполнителя определяются множеством факторов, а не только уровнем напряжений. В этой связи размеры зон упрочнения и разупрочнения могут быть разными. Большие участки, сложенные материалами, упрочняющимися в процессе скольжения, могут оказаться непреодолимым препятствием для динамического разрыва.

В работе [Батухтин и др., 2019] приведены результаты численного моделирования процесса относительного сдвига двух упругих блоков, разделенных поверхностью скольжения. При задании граничного условия на контакте трение описывалось с помощью R&S-закона. При этом на плоскости скольжения выделялись одно или несколько пятен, на которых коэффициенты модели обеспечивали режим скоростного разупрочнения. На остальной поверхности скольжения сила трения либо не зависела от скорости и смещения, либо описывалась тем же законом R&S, но с константами, обеспечивающими режим скоростного упрочнения. В расчетах контролировались кинематические параметры движения, компоненты тензора напряжений, пространственное распределение изменения плотности энергии сдвиговой деформации блоков, кинетической энергии в различные моменты времени относительно начала срыва. Судя по результатам расчета, пример которых приведен на рис. 3д, разрыв распространяется по напряженному тектоническому разлому до зоны, внутри которой контакт обладает свойством скоростного упрочнения, где скорость смещения быстро снижается. Если размеры зоны упрочнения достаточно велики, то происходит остановка разрыва. Небольшую зону разрыв “проскакивает”, потом вновь “разгоняясь” на пятнах разупрочнения. Этот вопрос является сложным для изучения, т.к. до последнего времени не удавалось создать в лабораторном эксперименте контролируемый разрыв конечного размера на фрикционном контакте скальных пород. Первые работы в этом направлении выполнены в Корнельском университете США [Ke et al., 2018].

Ясно, что кроме зон упрочнения, преградой для дальнейшего роста разрывов являются резкие изменения геометрии разлома – изгибы, ступенчатые перескоки, зоны распределенных катакластических деформаций. Автор работы [Wespousky, 2006] исследовал поверхностные разрывы длиной от 10 до 420 км от 22 землетрясений сдвигового типа и заключил, что примерно 2/3 разрывов были остановлены ступенчатым строением разлома. Он предложил амплитуду ступеньки $L_t = 3-4$ км как непреодолимую преграду для распространения разрыва. По данным [Li, Zhou, 2018], эта величина меняется от $L_t = 3$ км для разрывов землетрясений с $M_s = 6.5-6.9$ до $L_t = 8$ км для $M_s = 8.0-8.5$.

Анализ результатов лабораторных экспериментов, численных расчетов и полевых наблюдений показывает, что скольжение обычно начинается с небольшой, по сравнению с окончательными размерами разрыва, области разлома – “зоны нуклеации землетрясения” – участка, на котором скорость разрыва возрастает до динамического значения [Scholz, 2019]. Эту величину в настоя-

шее время оценить можно лишь очень приблизительно. По сейсмологическим данным [Ide, Takeo, 1997; Kaneko et al., 2017; Yasuda et al., 2005; и др.] размер зоны нуклеации L_n может достигать величины порядка нескольких процентов от длины разрыва будущего землетрясения (подробнее см. [Кочарян, 2016 и ссылки там]).

В рамках модели R&S для развития процесса необходимо, чтобы размер этой зоны превышал некоторую критическую величину L_c , которая, согласно [Scholz, 2019], определяется выражением:

$$L_c \approx \frac{\eta G D_c}{\sigma_n (b - a)}, \quad (7)$$

где: G – модуль сдвига материала; σ_n – эффективное напряжение, нормальное к плоскости скольжения; D_c , b , a – константы R&S, определяемые фрикционными свойствами контакта; η – коэффициент формы – величина ~ 1 .

Область проскальзывания (разрыв) распространяется вдоль разлома, при этом скорость ее фронта (известная как скорость разрыва) составляет значительную долю, 0.7–0.8, скорости поперечной волны C_s , независимо от размера события [Костров, 1975; Kostrov, Das, 2005; и др.]. Скорости распространения трещины в однородной среде выходят на предельные значения – C_s и скорость распространения волны Релея C_R для соответствующих типов разрушения. В действительности, скорость распространения разрыва, особенно для крупных событий, может быть существенно ниже, что связано с геометрией разрыва, когда один из размеров определяется сейсмогенной глубиной, а доля энергии, идущей на разрушение, увеличивается по мере распространения разрыва [Viesca, Garagash, 2015].

В последние годы значительное внимание уделяется исследованию возможности распространения разрывов со скоростью распространения $V > C_s$. Возможность существования таких разрывов, которые становятся стабильными при скорости распространения $C > \sqrt{2}C_s$, была показана около полувека назад в ряде теоретических работ и в лабораторных экспериментах. Ссылки на эти работы и их описание можно найти в только что вышедшей электронной монографии [Bhat, 2021], где собрана обширная библиография, включающая и сведения о регистрации таких “сверхсдвиговых” разрывов при землетрясениях 2002 г. $M_w = 7.9$ Denali Earthquake (Аляска), 2001 г. $M_w = 7.8$ Kunlun (Китай) и др. Обычно сверхсдвиговой разрыв наблюдается на очень прямых сегментах разлома на расстоянии более десятков километров от гипоцентра (например, [Bruhat et al., 2016] и ссылки там). Интерес к изучению таких разрывов понятен из-за интенсивного излучения высокочастотных колебаний, приводящих к повышенному ущербу.

Существует множество работ, в которых численно моделируется процесс распространения динамического разрыва вдоль шероховатого контакта [Bruhat et al., 2016; Fang, Durham, 2013; и др.]. Установлено, что взаимодействие напряжений и характеристики скольжения разломов со случайной фрактальной волнистостью в упругой среде качественно и количественно отличаются от таковых для разломов с плоскими поверхностями. Взаимодействие скальных шероховатостей может приводить к возникновению разнообразных эффектов, таких как торможение разрыва, вторичные импульсы скольжения, которые повторно разрушают ранее сдвинутые участки разлома, переходы к сверхбыстрым разрывам с “межзвуковой” скоростью распространения ($C > C_s$). При этом устойчивое распространение такого разрыва более характерно для локально более гладких участков [Bruhat et al., 2016].

Любопытный подход предложен в работе [Ye et al., 2018], где использован новый параметр для оценки сейсмической эффективности подвижки по разлому – коэффициент увеличения излученной энергии (Radiated Energy Enhancement Factor, REEF). Этот параметр определяется как отношение измеренной величины излученной энергии землетрясения к расчетной минимальной величине для источника с таким же сейсмическим моментом и продолжительностью. Измеренные величины REEF для 119 крупных землетрясений показали вариацию от 5 до 150. Авторы полагают, что величина этого параметра отражает сложность разрыва. Маленькие значения REEF соответствуют “гладким разрывам”, чаще с единственной разрываемой областью, а большие – разрушающим несколько *asperities*.

СБРОС НАПРЯЖЕНИЙ

Важным параметром, характеризующим механику динамического скольжения по разлому, является величина падения статического напряжения $\Delta\tau_s$ (“стресс-дроп”), представляющая собой среднюю разницу между начальным и конечным напряжением, касательным к плоскости разлома. В отличие от действующих напряжений, величина $\Delta\tau_s$ может быть определена из сейсмологических данных и давно исследуется в сейсмологии. Хотя некоторое время назад были попытки вывести масштабную зависимость сброса напряжений от иерархического уровня события [Осокина, 1987], огромный набор данных, в том числе полученных в последние годы при проведении качественных измерений, демонстрирует инвариантность $\Delta\tau_s$ во всем диапазоне магнитуд – от лабораторных событий с $M_w \sim 8$ до сильнейших землетрясений с $M_w \sim 9$ [Allmann, Shearer, 2009];

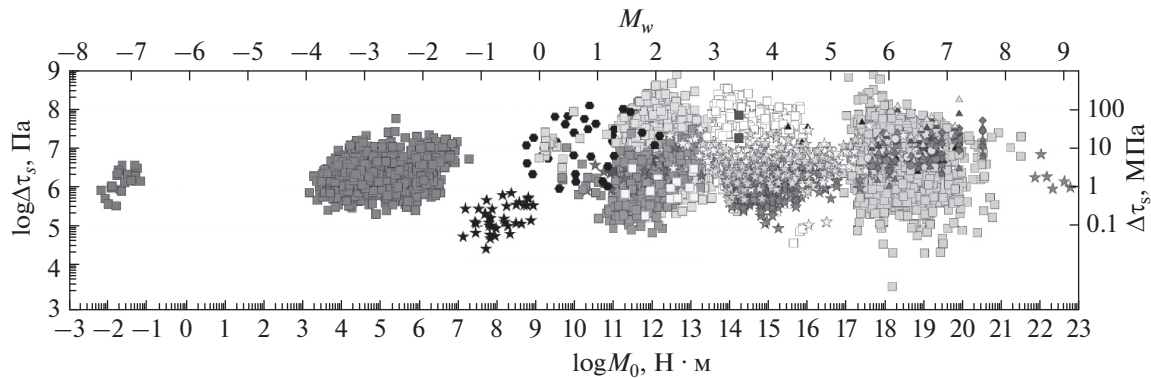


Рис. 4. Вариации величины сброса напряжений в зависимости от значения сейсмического момента. На верхней оси показаны значения моментной магнитуды M_w . Обозначения и источники данных (см. в работе [Cocco et al., 2016]).

Cocco et al., 2016; Сычева, Богомолов, 2020; и др.] (рис. 4).

Квазистатическое падение напряжения при землетрясении составляет от 0.1 до 100 МПа при среднем значении около 3 МПа. Также нет систематической зависимости от глубины для сбросов напряжения в целом, хотя недавние наблюдения обнаружили некоторое увеличение величины $\Delta\tau_s$ с глубиной в определенных регионах [Uchide et al., 2014], корреляцию с величиной теплового потока [Oth, 2013], а также с типом разломов, изменениями средней скорости тектонического сдвига, минералогическим составом пород и т.д. [Goebel et al., 2015; Trugman, Shearer, 2017], в том числе и для техногенно индуцированных событий [Wu et al., 2018].

В целом, анализ имеющихся сведений позволяет заключить, что величина сброшенного напряжения слабо зависит от перечисленных факторов, а перепады $\Delta\tau$ разбросаны вокруг средних значений ~ 1 –10 МПа. Однако в пределах отдельных последовательностей землетрясений и участков локализации зависимость величины сброшенного напряжения от размера землетрясения может быть довольно сильной. Аналогичный эффект наблюдается при анализе зависимости вели-

чины кажущегося напряжения $\sigma_a = \mu \frac{E_S}{M_0}$ от размера землетрясения [Кочарян, 2016]. Этот факт представляется удивительным, учитывая различия в уровнях напряжений, механических свойствах и тектонических условиях. В простой модели фрикционного разрушения линейное увеличение эффективного нормального напряжения должно приводить к пропорциональному росту величины $\Delta\tau_s$. Остается предположить, что либо величина эффективного нормального напряжения существенно не меняется с глубиной (например, из-за избыточного порового давления), либо рост нормального давления приводит к изменению соот-

ношения между максимальной и остаточной сдвиговой прочностью.

Необходимо подчеркнуть, что определение величины падения напряжения сильно зависит от используемых моделей и подходов. Так, например, сейсмологи обычно используют модель круговой осесимметрично расширяющейся трещины, с постоянной скоростью разрыва и равномерным падением напряжения. При этом каждый из таких факторов, как неопределенность в скорости разрыва, учет отличия формы очага от эллиптического пятна, неоднородность фрикционных свойств, может исказить величину $\Delta\tau_s$ более чем на порядок [Noda et al., 2013; Lin, Lapusta, 2018; Perry et al., 2020; и др.].

Тем не менее, в целом, инвариантность средней величины падения напряжения при землетрясении дает уверенность в том, что важнейшие свойства разрыва, включая величину излученной энергии, определяются ограниченным числом основных физических процессов с относительно небольшим количеством управляющих параметров. Это дает надежду на возможность построения адекватных расчетных моделей для воспроизведения процесса возникновения и распространения разрыва.

О ХАРАКТЕРНЫХ РАЗМЕРАХ ASPERITIES

Косвенные сведения о размерах и расположении зон упрочнения (*asperities*) в природе можно почерпнуть из двух типов наблюдений. Первый — данные о расположении очагов так называемых повторных землетрясений — событий близкой магнитуды, которые происходят практически в одном и том же месте в разные моменты времени [Uchida, Burgmann, 2019 и ссылки там]. Совпадение местоположения очагов свидетельствует о том, что повторные землетрясения с большой вероятностью “разрывают” один и тот же участок разлома — *asperity*. На это указывает и практиче-

ски полная идентичность форм сейсмограмм, зарегистрированных от разных событий из одного мультиплета на одной и той же станции. “Повторные” события весьма распространены. Например, среди 7409 событий, зарегистрированных за 15 лет наблюдений на Calaveras Fault (Калифорния), 4890 (66%) имели хотя бы 1 повторное событие на расстоянии не более 25 м. Повторные землетрясения обнаруживаются как в “фоновой” сейсмичности, так и в последовательностях афтершоков более крупных событий в разных регионах мира [Uchida, Burgmann, 2019]. Локация источника и определение размеров разрыва повторных землетрясений происходит с очень высокой точностью, так что их анализ может дать неплохую оценку размеров *asperities*-источников небольших сейсмических событий. В работе [Vougeouis, Bernard, 2007] были описаны и проанализированы повторные события в микросейсмичности, приведенной при закачке воды в глубоководную скважину. Распределение этих мультиплетов по размеру исследовано в работе [Смирнов и др., 2010], где показано, что наклон спадающей ветви, при формальном переходе к моментным магнитудам, составляет величину $b = 0.8$, “...что близко к среднемировому значению параметра Гуттенберга–Рихтера”.

Другой источник данных – геодезический мониторинг. По результатам GPS-измерений определяется коэффициент сейсмической эффективности χ или сейсмическое сцепление (англ. термин *seismic coupling*) [Scholz, 2019]:

$$\chi = \frac{\dot{P}_s}{v_p S_f}. \quad (8)$$

В выражении (8) $P_s = \frac{M_0}{G} = \int_S u dS$, где: M_0 – сейсмический момент; G – модуль сдвига; u – вектор косейсмического смещения; S_f – площадь разрыва; v_p – скорость смещения плиты под действием тектонических сил.

Предполагается, что в районе *asperities*, где разлом заперт в межсейсмический период, $\chi \approx 1$, т.е. все перемещение набирается за счет подвижки при землетрясении. В окружающей области скольжение условно стабильно (скольжение стабильно при квазистатической нагрузке, но может стать нестабильным при динамической нагрузке выше определенной величины), а коэффициент сейсмической эффективности $0 < \chi < 1$. На участках крипа, где крупных землетрясений нет, величина коэффициента χ невелика.

По понятным причинам такие измерения информативны, главным образом, на участках типа зон субдукции, где достаточно велики скорости смещения плит и происходят крупные землетрясения.

На рис. 5а приведен пример распределения сейсмической эффективности (верхняя линия) в зависимости от широты участка субдукционной зоны Чили. Здесь же показано распределение косейсмического сдвига (нижняя линия) при трех крупнейших землетрясениях. Затененные серым цветом вертикальные области соответствуют зонам низкой сейсмической эффективности, которые ограничивают “сцепленные участки”. Хорошо видно, что разрыв почти не проникает в области низкого сцепления (предположительно, области с доминированием фрикционных свойств скоростного упрочнения).

Используя сведения о расположении разрывов крупных палеоземлетрясений вдоль субдукционной зоны Чили [Metois et al., 2017], была построена суммарная плотность длины разрывов по простиранию зоны субдукции. Как видно из графика, участки максимальной плотности разрывов примерно соответствуют распределению сейсмической эффективности, полученной по результатам GPS-наблюдений (рис. 5б), и позволяют предположить, что характерные размеры *asperities* мегаземлетрясений с $M_w > 8$ составляют величину в 100–200 км, причем разрыв землетрясения Maule $M_w = 8.8$ включает две таких области.

Установить достоверно размеры зон *asperities* как физических объектов – областей с определенными фрикционными характеристиками – в настоящее время затруднительно. Проблема в том, что и из анализа размеров областей максимальной амплитуды скольжения, и из данных о коэффициенте сейсмической эффективности трудно установить границу между областью фрикционного разупрочнения (“истинной” *asperity*) и условно стабильными областями, куда разрыв может распространяться при условии, что скорость подвижки достаточно высока.

На рис. 5в приведены опубликованные данные о характерных размерах *asperities* в зависимости от размера землетрясения. Несмотря на то, что эти сведения относятся к различным регионам, а разные авторы идентифицировали *asperities* по разным признакам, совокупность данных с коэффициентом детерминации $R = 0.986$ описывается соотношением:

$$\sqrt{S} = 6.33 \times 10^{-6} M_0^{0.34}, \quad (9)$$

где: S – площадь *asperity* в км², M_0 – сейсмический момент землетрясения в Н·м. Показатель степени в соотношении (9) соответствует геометрическому подобию, которое обычно хорошо выполняется при рассмотрении характеристик сейсмичности в широком диапазоне магнитуд. Величина \sqrt{S} довольно близка к эмпирическим зависимостям, используемым для оценки характерных длин разрывов землетрясения от величины сейсмического момента, которые приведены во многих рабо-

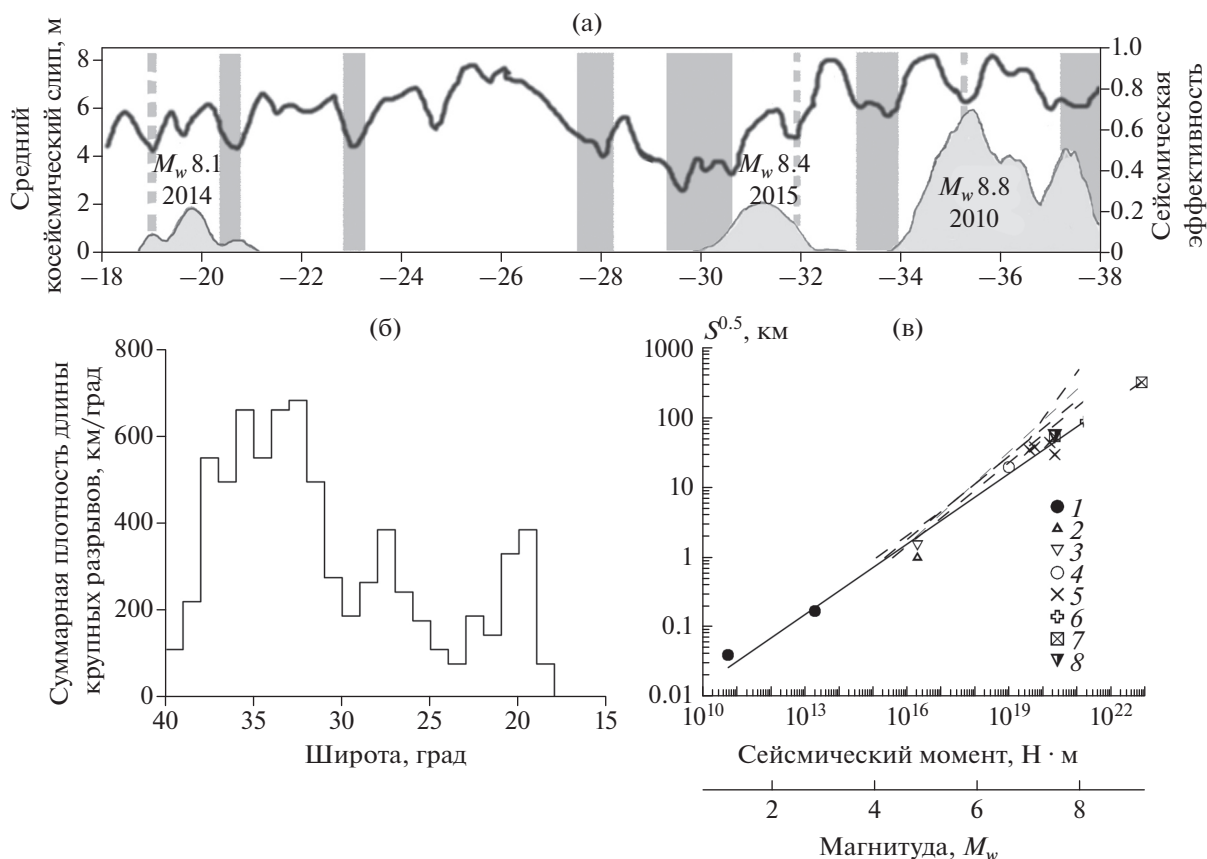


Рис. 5. Оценка размеров зон *asperities*: (а) – распределение сейсмической эффективности вдоль субдукционной зоны Чили по данным работы [Metois et al., 2017]. Верхняя кривая – распределения сейсмической эффективности в зависимости от широты участка (правая ось ординат). Вертикальные области – зоны низкой сейсмической эффективности. Нижние кривые – распределение амплитуды косейсмического перемещения при трех крупнейших землетрясениях (левая ось ординат); (б) – суммарная плотность длины разрывов крупных землетрясений (1615–2015 гг.) по простирающую субдукционной зоны Чили; (в) – зависимость среднего размера *asperities* от размера землетрясения; S – эффективная площадь *asperity*. Источники данных см. в работе [Кочарян, Кишкина, 2020].

тах и для удобства собраны в монографии [Кочарян, 2016]. Некоторые из них показаны на рис. 5в пунктиром. Можно видеть, что параметр \sqrt{S} областей, интерпретируемых как *asperities*, в среднем в 1.5–3 раза меньше длины разрыва. По-видимому, размеры зон разупрочнения все-таки должны быть заметно меньше. Более достоверно установить размеры и тонкую структуру этих зон может позволить тщательный анализ высокочастотных сейсмограмм и результатов регистрации деформаций датчиками GPS в окрестности очага.

ИНИЦИИРОВАНИЕ ДВИЖЕНИЙ ПО РАЗЛОМАМ ЭКЗОГЕННЫМИ ФАКТОРАМИ

Активные разломы земной коры находятся в состоянии, близком к предельному равновесию [Townend, Zoback, 2000]. Как и любая метастабильная система, они способны с одной стороны неопределенно долго сохранять равновесие, а с

другой, некоторое значимое возмущение может привести к возникновению динамической неустойчивости. Хотя постепенное “подведение” участка разломной зоны к критическому состоянию есть процесс, детерминированный эволюцией соответствующего участка коры, сам момент динамического срыва во многом случаен и может определяться, порой, довольно слабыми воздействиями.

Инициирование тектоническими движениями в виде событий медленного скольжения и/или форшоков было обсуждено выше. В этом разделе рассматривается ряд потенциально возможных, внешних, по отношению к очаговой зоне, природных и антропогенных триггерных воздействий.

При любом типе инициирования должны выполняться геомеханические условия возникновения неустойчивости: (I) – близость величины эффективных напряжений, касательных к плоскости разлома, к локальному или текущему пре-

делу прочности; (II) – снижение величины фрикционного сопротивления с ростом скорости скольжения и/или амплитуды перемещения (“скоростное разупрочнение”); (III) – необходимое соотношение между скоростью динамического высвобождения упругой энергии деформации K и скоростью расходования энергии на распространение трещины k_s [Кочарян и др., 2019а; 2019б]. При фрикционном скольжении первый параметр есть скорость, с которой напряжение может быть упруго разгружено в материале с модулем упругости G , вмещающим разлом: $K = \eta \frac{G}{\hat{L}}$, а второй

$|k_s| = \left| \frac{\partial \tau}{\partial D} \right|$ – скорость, с которой трение изменяется с кумулятивным смещением D . В этих выражениях G – модуль сдвига вмещающего массива; $\eta \sim 1$ – коэффициент формы; \hat{L} – характерный размер, связанный с магнитудой землетрясения.

Если условие $\psi = \frac{|k_s|}{K} > 1$ выполняется, то энергия излучается из системы. В противоположном случае, динамическое скольжение и, соответственно, излучение энергии невозможны. Величина отношения $\psi = \frac{|k_s|}{K}$ определяет не только возможность, но и характер скольжения – динамический срыв, крип или переходные режимы [Кочарян, 2016].

Важным триггером являются динамические напряжения, распространяющиеся в виде сейсмических волн от сильных землетрясений. Детальные обзоры дистанционного инициирования деформационных событий сейсмическими волнами приведены в нескольких работах [Freed, 2005; Hill, Prejean, 2015; Кочарян, 2016]. В них обсуждены как конкретные примеры, так и возможная физика явления. В большинстве случаев возникновение динамически инициированной сейсмичности начинается не с первого вступления P -волны, а через некоторое время после вступления высокоамплитудных поверхностных волн. Инициирование относительно высокочастотными объемными волнами менее эффективно на больших расстояниях, хотя несколько таких случаев известно. Задержки между временем прихода сейсмических волн и инициированным событием изменяются от секунд до недель и более. Данные о больших временах задержки, конечно, менее надежны, но величины Δt в десятки часов можно считать установленными.

Зарегистрированные и оцененные максимальные величины скорости колебаний, инициирующих динамические события, в большинстве случаев находятся в диапазоне от 0.1 до 10 см/с (напряжения 0.01–1 МПа, деформации 5×10^{-7} – 5×10^{-5}), хотя по некоторым данным порог инициирова-

ния может быть существенно ниже – вплоть до уровня динамических деформаций $\sim 10^{-8}$ [Соболев и др., 2016].

Важным является наблюдение, что в тех случаях, где проводились деформографические и наклонномерные измерения, на участках, проявивших инициированную сейсмичность, неизменно регистрировались деформации, нараставшие со скоростями, на порядки превышавшими фоновые значения [Кочарян, 2016]. Это наводит на мысль, что сейсмические волны инициируют медленное скольжение, которое, в свою очередь, приводит к динамической подвижке по разлому. Возможность реализации такого сценария была продемонстрирована в лабораторных экспериментах [Kocharyan et al., 2018b].

Хотя случаи динамического инициирования встречаются в регионах с различной тектонической обстановкой, большая часть данных ассоциируется с зонами растяжения, участками увеличенной фоновой сейсмичности, геотермальными областями и зонами четвертичного и современного вулканизма. Воздействие низкочастотных сейсмических колебаний может оказаться эффективным механизмом изменения флюидодинамического режима разломной зоны, локального перераспределения порового давления и, как следствие, инициирования подвижек по разломам. Механизм такого воздействия рассмотрен в работе [Brodsky et al., 2003].

В качестве одного из популярных триггерных механизмов генерации сейсмической активности рассматриваются медленные деформационные волны [Шерман, 2014]. Эта проблема остается пока дискуссионной. Вопрос о механизмах возбуждения, закономерностях распространения и о самой природе этих псевдо-волн неоднократно обсуждался в литературе и пока не привел к появлению общепризнанных представлений [Быков, 2019; Кузьмин, 2020; и др.].

Один из традиционных, длительное время обсуждаемых вопросов связан с возможным вкладом приливов во временное распределение землетрясений. На сегодняшний день четкой причинно-следственной связи между землетрясениями и фазами приливного напряжения не выявлено. Общепризнанными исключениями являются рои неглубоких землетрясений в вулканических и геотермальных областях [Hill, Prejean, 2015], а также модуляция приливным воздействием пространственно-временного распределения коровых землетрясений в некоторых регионах тихоокеанского бассейна [Cochran et al., 2004]. В.А. Салтыков предложил новый механизм приливных эффектов на основе модели амплитудно-зависимой диссипации [Салтыков, 2014]. В работе [Ide et al., 2016] вычислены приливные напряжения на плоскостях разломов в течение

двух недель до начала крупных землетрясений по всему миру. Авторы обнаружили, что очень большие землетрясения, в том числе Суматра 2004 г., Мауле 2010 г., землетрясения Чили 2010 г. и Тохоку-Оки 2011 г. в Японии, как правило, происходят вблизи времени максимума амплитуды приливных напряжений. Эта тенденция не очевидна для небольших землетрясений. Однако *b-value* в соотношении Гутенберга—Рихтера уменьшается по мере того, как амплитуда приливных сдвиговых напряжений возрастает. Это означает, что доля крупных землетрясений увеличивается в периоды высоких приливных напряжений. Авторы связывают этот эффект с ростом, по их мнению, вероятности каскадного развития разрыва до очень большой величины при увеличении уровня приливных напряжений. В работах [Баранов и др., 2019; Shebalin, Baranov, 2020] исследовано свыше 30 последовательностей афтершоков с $M \geq 6$ в двух регионах с высокими океанскими приливами у побережья Камчатки и Новой Зеландии. Отмечена устойчивая модуляция афтершоковых последовательностей на фоне закона Омори—Утсу. Авторы подчеркивают различие в характере воздействия приливов на фоновую сейсмичность и на афтершоки и предлагают в качестве основного механизма инициирования снижение эффективного трения в зоне разлома из-за увеличения порового давления при высокой воде или снижения нормального напряжения при низкой воде.

Рассматриваются корреляции времени возникновения сильных землетрясений с атмосферными явлениями, в частности циклонами и тайфунами. Имеющиеся наблюдательные данные довольно противоречивы. Анализ связи 102 тайфунов, произошедших вблизи о. Тайвань с 1995 по 2011 гг., с сейсмичностью региона, выполненный в работе [Lin, 2013], показал, что после сентября 1999 г. 78% тайфунов выступают в качестве триггеров землетрясений, тогда как до этого времени доля тайфунов-триггеров составляла только 16.67%. Автор связывает этот эффект с изменением напряженно-деформированного состояния коры в результате землетрясения $M_w = 7.6$ Chi-Chi, произошедшего 21.09.1999 г. Рассматривая в качестве потенциальных механизмов инициирования эффект изменения атмосферного давления и влияние обильных осадков, автор на основе статистического подхода обнаруживает превалирование барической составляющей. Авторы работы [Liu et al., 2009] в этом же регионе обнаружили вероятную связь с тайфунами медленных землетрясений. Они предположили, что инициируемые метеорологическими факторами периодически повторяющиеся события медленного скольжения могут быть причиной того, что в восточной части Тайваня, находящейся в условиях сильного сжатия, сильные землетрясения крайне редки.

В то же время авторы работы [Соболев и др., 2012], исследовав в диапазоне нескольких десятков лет влияние мощных тихоокеанских циклонов на сейсмичность Камчатки, Японии и Филиппин, установили, что возникающие на западе Тихого океана циклоны в целом не оказывают значимого триггерного эффекта на сейсмичность указанных регионов. Позже эти же авторы установили, что статистически не случайное совпадение по времени аномалий низкочастотного сейсмического шума и нескольких произошедших землетрясений в районе Тянь-Шаня совпадало с увеличением амплитуды вариаций атмосферного давления [Соболев Закржевская, 2020].

Г.А. Соболевым с коллегами рассматривалось возможное влияние на сейсмичность и на параметры низкочастотного сейсмического шума магнитных бурь. Сопоставление энергии, закачиваемой бурями E_m , с выделившейся сейсмической энергией показало, что величины E_m недостаточно для прямого преобразования в сейсмические колебания, т.е. влияние магнитных бурь на сейсмичность носит, вероятно, триггерный характер [Соболев, Пономарев, 2003; Соболев и др., 2020].

Авторы работы [Новиков и др., 2020] на основе представленной теоретической модели показали, что поглощение ионизирующего излучения солнечных вспышек может вызвать вариации плотности теллурических токов в сейсмогенных разломах, сопоставимые с плотностями тока, генерируемыми в земной коре искусственными импульсными источниками, используемыми для активного электромагнитного мониторинга (МГД-генераторы и электроимпульсные установки) [Авагимов, Зейгарник, 2016; Закупин и др., 2014]. Современное состояние проблемы влияния электромагнитного поля на процессы деформирования в образцах горных пород рассмотрено в работе [Мубассарова и др., 2019].

Многие техногенные факторы, влияющие на инициирование процессов скольжения по разломам, рассмотрены в недавних обзорах [Адушкин, Турунтаев, 2015; Foulger et al., 2018; Grigoli et al., 2017; и др.], где можно найти ссылки на соответствующие публикации.

Авторы [Foulger et al., 2018] собрали обширную базу данных, которая содержит сведения о техногенно индуцированных событиях с $M > 2$ за период с 1868 по 2016 гг. Около 38% из них связаны с горными работами, 15% с традиционными методами добычи углеводородов, а большая часть остальных — с изменением гидродинамического режима в том или ином виде — с заполнением водохранилищ, закачкой и откачкой больших объемов флюидов при добыче геотермального тепла, сланцевой нефти, закачкой отходов и т.д.

Большой резонанс вызвало беспрецедентное увеличение сейсмичности в центральных и восточных областях США, связанное с возросшими темпами добычи углеводородов. Если в 1973–2008 гг. в среднем происходило 24 сейсмических события в год с магнитудой $M \geq 3$, то в течение только одного 2014 г. было зарегистрировано 688 таких землетрясений. Наряду с общим увеличением количества сейсмических событий произошло и несколько достаточно сильных землетрясений с магнитудой до $M = 5.6$, возникновение которых также связывают с добычей углеводородов [Elthworth, 2013; Weingarten et al., 2015]. Рассмотрев особенности статистики землетрясений в Оклахоме, связанных с закачкой больших объемов флюида, авторы работы [Vorobieva et al., 2020] отмечают повышенную вероятность инициирования крупных событий на периферии области закачки в будущем, что необходимо учитывать при прогнозе в регионах интенсивной добычи углеводородов, используя данные по скорости закачки.

В качестве основного физического механизма обычно рассматривается повышение внутривещного или пластового давления и, соответственно, снижение эффективной кулоновской прочности разломов и трещин в результате техногенного вмешательства.

В недавней работе [Goebel, Brodsky, 2018] анализ наведенной сейсмичности в окрестности изолированно расположенных нагнетательных скважин по всему миру показал, что в некоторых случаях скважины могут вызывать землетрясения на расстоянии до 10 км. Авторами утверждается, что вопреки общепринятому мнению, инжекция флюида в осадочные породы, а не в более твердые породы кристаллического фундамента, часто вызывает более сильные и отдаленные землетрясения за счет эффекта пороупругости.

Что касается предельной магнитуды землетрясения, которое может быть инициировано закачкой флюида, то в настоящее время эту величину часто оценивают, следуя работе [McGarr, 2014], согласно которой эта величина пропорциональна объему закачанного флюида, хотя все больше авторов подвергают эту модель сомнению. Так, например, сильнейшее в Корее за все время инструментальных наблюдений землетрясение магнитудой $M_w = 5.5$ в Pohang произошло вблизи участка, на котором проводились работы по гидроразрыву и закачке флюида после того, как было закачено $\sim 10^4$ м³ воды [Grigoli et al., 2018]; тогда как, согласно [McGarr, 2014], для инициирования землетрясения такой магнитуды требуется объем закачки на три порядка больше.

Если инжекция производится непосредственно в разлом, то может произойти аномально сильное землетрясение. Это положение подтверждается

целым рядом свидетельств о влиянии на сейсмичность настолько слабых вариаций гидростатического давления (порядка миллибар), что гипотеза вариаций кулоновского напряжения становится маловероятной [Foulger, 2018; и др.]. Это означает, что инжекция или откачка флюида способна изменять характеристики геоматериала.

Фрикционный параметр материала ($a-b$) в R&S законе резко снижается, т.е. скоростное разупрочнение становится более выраженным даже при добавлении очень небольшого количества флюида. В лабораторных опытах добавки флюида в 0.1% от массы материала-заполнителя лабораторного разлома оказывается достаточно для радикального изменения характера скольжения от крипа до выраженного стик-слипа [Кочарян, 2016]. Инжекция значительно меньшего количества воды в экспериментах с нагружением монолитного гетерогенного образца [Соболев, Пономарев, 2011] вызывала значимые вариации режима акустической эмиссии и кинетики процесса макроразрушения. Эти процессы обусловлены, вероятно, физико-химическими взаимодействиями в носиках трещин, типа эффекта Ребиндера.

Отдельное крупное направление составляют исследования закономерностей сейсмичности, индуцированной вариациями уровня воды в водохранилищах. Ссылки на эти работы можно найти, например, в работах [Адушкин, Турунтаев, 2015; Foulger et al., 2018]. Пожалуй, наиболее обследованным с этой точки зрения является регион расположения водохранилищ Койна–Варна, где наблюдения ведутся свыше 50 лет [Gupta, 2018; и др.]. Так, детальные исследования позволили рассмотреть тонкие механизмы сезонных вариаций наведенной сейсмичности, связав ее с активизацией различных систем разломов [Смирнов и др., 2017; 2018].

Начиная с 60–70-х гг. прошлого века, времени проведения наиболее мощных подземных ядерных взрывов, в литературе регулярно обсуждается вопрос об инициировании землетрясений взрывами [Кочарян, 2016; Foulger et al., 2018; и ссылки там]. Следует отметить, что убедительных доказательств способности сейсмических волн взрыва изменять сейсмический режим на больших расстояниях так и не было представлено. Как правило, отмечается “заметная активизация сейсмичности” в некоторых ограниченных областях, однако природа этих активизаций не обсуждается, например [Тарасов, Тарасова, 2019]. В любом случае, это явление достаточно редкое. По данным работы [Foulger et al., 2018], из проведенных 1352 подземных ядерных взрывов лишь с 22 связывают доказанные инициированные землетрясения. Большая часть сейсмических событий происходили немедленно после взрыва, их эпицентры

располагались на глубине < 5 км, ближе чем в 15 км до центра взрыва и контролировались расположением тектонически нарушенных зон. Максимальное расстояние, на котором произошло доказанное индуцированное землетрясение, составляло 40 км, и активность спадала в течение нескольких дней или недель [Foulger et al., 2018].

Подземные взрывы мегатонного класса инициировали смещение по разломам до 1 м по вертикали и 15 см по горизонтали для разломов до 8 км длиной, главным образом в эпицентральной области – зоне откола. Однако после взрыва Faultless (19.01.1968 г.) мощностью 1 Мт было обнаружено выраженное смещение по разлому на расстоянии 40 км от эпицентра [Foulger et al., 2018].

Сопоставив эффекты инициирования от подземных ядерных взрывов на Невадском полигоне и от землетрясений близкой магнитуды, произошедших в этом же регионе, авторы работы [Parsons, Velasco, 2009] пришли к выводу, что инициирующий потенциал взрывов крайне мал по сравнению с землетрясениями. Авторы предполагают две причины, определяющие подобный эффект. Во-первых, изменения статического поля напряжений при взрывах практически отсутствуют, тогда как в ближней зоне землетрясений афтершоки определяются именно вариациями статического поля в результате подвижки по разлому. Во-вторых, триггерный эффект от взрыва на большом расстоянии оказывается слабее, поскольку при взрыве относительно невелики амплитуды колебаний в низкочастотных поверхностных волнах, которые являются основным инициирующим фактором при землетрясениях.

В последние годы, в связи с широким обсуждением природы крупных сейсмических событий, происходящих в окрестности горнодобывающих предприятий, способность инициировать довольно крупные землетрясения с магнитудой $M > 3$ иногда приписывается массовым взрывам при наземной и подземной разработке месторождений [Адушкин, 2016; 2018]. При этом механика инициирования динамической неустойчивости, как правило, не обсуждается. Проведенный анализ результатов детальных сейсмических наблюдений при массовых взрывах на карьерах и рудниках показывает, что максимальные амплитуды сейсмических колебаний на глубинах более 2 км, где наиболее вероятно расположение потенциальных очагов крупных техногенных землетрясений, как правило, составляет величину менее 1 мм/с. Выполненные оценки и их сопоставление с результатами прецизионных деформографических наблюдений показывают, что на сейсмогенных глубинах величины остаточных смещений по разломам при воздействии массовых взрывов, как правило, не превышают десятков–сотен микрон. По сейсмологическим данным, таких воздействий недо-

статочно для инициирования землетрясений с магнитудами $M > 4$, хотя более мелкие индуцированные события, несомненно, могут иметь место [Кочарян и др., 2019а; 2019б].

Как отмечалось выше, значительная часть крупных землетрясений, индуцированных техногенной деятельностью, связана с добычей твердых полезных ископаемых и с горными работами. Развитие новых технологий добычи и беспрецедентное увеличение объемов извлекаемой породы привели к заметному росту числа и энергии довольно крупных землетрясений, связываемых с техногенной деятельностью. Рост сейсмичности в Кузбассе, крупные инциденты на месторождениях Тимано-Печерского региона, всплеск сейсмичности в окрестностях угольных карьеров в Новосибирской области – далеко не полный перечень подобных событий [Адушкин, 2016; 2018;]. Землетрясение с магнитудой $M_L = 6.1$, произошедшее в Кузбассе 18.06.2013 г., стало самым крупным сейсмическим событием, связанным с горными работами [Еманов, 2016; и др.]. Механика инициирования горными работами динамических подвижек по разломам обсуждалась во многих публикациях, например [Адушкин, Турунтаев, 2015; Адушкин, 2016; Foulger et al., 2018; и ссылки там]. Принимая в качестве основных техногенных воздействий на массив горных пород изменение флюидодинамического режима, воздействие сейсмических колебаний, выемку и перемещение больших объемов породы при ведении горных работ, в серии публикаций был исследован возможный вклад этих факторов в процесс инициирования динамических подвижек по разлому [Кочарян и др., 2018а; 2019а; 2019б; 2019в]. В качестве основы для анализа использовались геомеханические критерии возникновения неустойчивости, сформулированные выше. Проведенный анализ показал, что наиболее сильным техногенным инициирующим фактором является перемещение породы при ведении горных работ. Выемка материала в крупном добывающем карьере приводит к изменению кулоновских напряжений на плоскостях разломов до единиц МПа на глубине в несколько километров. Этой величины, составляющей незначительную долю от уровня литостатических напряжений, может оказаться достаточно для инициирования сейсмогенерирующих подвижек по напряженным разломам. Об этом, в частности, свидетельствуют известные расчеты изменения поля статических напряжений в окрестности гипоцентров афтершоков крупных землетрясений [King et al., 1994], а также результаты исследований влияния морских приливов (вариация напряжения около 0.1 МПа) на статистику афтершоковых последовательностей [Баранов и др., 2019; Shebalin, Baranov, 2020]. Заметим, что динамическое проскальзывание по сформированному макроразрыву в образце песчаника в

лабораторном эксперименте инициировалось на стадии нагружения, скачками напряжений значительно меньше Кулоновской прочности [Смирнов и др., 2019]. Важно подчеркнуть, что для крупных карьеров размер зоны, в которой изменение кулоновских напряжений на плоскости разлома превышает несколько десятых МПа, значительно превышает размер зоны нуклеации землетрясений с магнитудой $M \leq 6$. При этом открытые горные работы едва ли влияют на локализацию очагов крупных землетрясений: они способны только приблизить момент события, уже подготовленного естественной эволюцией коры [Кочарян и др., 2019б].

Иная ситуация может сложиться при подземной отработке месторождений. В этом случае выемка породы меняет эффективные упругие свойства породного массива в значительной области в окрестности активного разлома. В этой связи, вполне вероятно, что при отсутствии антропогенного вмешательства накопленная энергия деформирования реализовалась бы не через динамическую подвижку (землетрясение), а иным способом; например, путем медленного крипа или событий медленного скольжения [Кочарян и др., 2018а; 2019а].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выполненный обзор недавних публикаций по геомеханике разломных зон демонстрирует готовность научного сообщества к постановке и проведению согласованных исследований, направленных на построение комплексной, основанной на физических принципах, модели деформационных процессов в разломных зонах, происходящих на протяжении всего цикла их эволюции.

Генерация динамических движений включает сложные многомасштабные процессы, которые могут иметь различные доминирующие черты в разных тектонических условиях. Понятно, что явное включение всех пространственно-временных масштабов и соответствующих физических и химических процессов в единую модель едва ли возможно в обозримом будущем. Тем не менее, налицо наблюдаемая во многих сериях публикаций тенденция перехода от исследования отдельных эффектов к изучению взаимодействий подмножеств соответствующих процессов в нескольких пространственных и временных масштабах с целью определения потенциальных взаимосвязей различных явлений, что совершенно необходимо для корректной интерпретации результатов наблюдений.

Ряд сделанных обобщений, например выявленное постоянство сброса напряжений при динамических подвижках, дает надежду, что суще-

ствует ограниченное количество ключевых факторов, которые должны быть включены в будущую комплексную модель.

На основе выполненного обзора можно сформулировать перечень некоторых направлений перспективного развития работ в интересах создания такой модели.

1. Построение широких, в том числе принципиально новых, наблюдательных сетей в окрестности разломных зон. Наблюдения развиваются как по линии создания постоянных обсерваторий, так и путем построения плотных систем наблюдений на относительно небольшой площади. Примерами является использование для измерений в окрестности разломной зоны 1000 дешевых короткопериодных приборов, расположенных с плотностью 10–30 м [Meng, Ben-Zion, 2017], или применение телекоммуникационных оптоволоконных сетей в качестве плотных сейсмических групп [Yu et al., 2019] и т.д. Длительное использование в окрестности активных разломов плотных групп, включающих акселерометры, широкополосные сейсмические станции, чувствительные геодезические приборы, дает надежду на успех решения давней задачи – регистрации эволюции процесса скольжения на сейсмогенной глубине в преддверии главного толчка.

2. Продолжение геологических изысканий, особенно работ по быстрому бурению очагов крупных землетрясений, с постановкой измерений *in situ* и детальными камеральными исследованиями свойств извлеченного керна.

3. Продуманные и хорошо оснащенные лабораторные эксперименты будут по-прежнему составлять основу для развития понимания физических процессов, происходящих в разломных зонах. Некоторыми очевидными тенденциями развития являются: укрупнение размера установок, что позволяет резко улучшить измерительное оснащение опытов и моделировать недоступные ранее процессы; разработка лабораторного оборудования для проведения исследований процесса высокоскоростного скольжения на образцах достаточно большого размера в более реалистичном диапазоне P - T -условий и в присутствии флюидов; исследование, наряду с процессами скольжения, эффектов деформирования, накопления повреждения и залечивания в зонах влияния разломов; изучение механизмов взаимодействия микрочастиц, которые, в зависимости от P - T -условий, давления и состава порового флюида, разной скорости деформации обеспечивают тип фрикционного поведения – упрочнение или разупрочнение; использование новых методов визуализации и обработки (рентгеновская томография, атомная микроскопия и др.).

4. В связи с резким увеличением объема поступающей информации неизменным атрибутом

передовых исследований становится анализ полевых и лабораторных данных с помощью методов машинного обучения, искусственного интеллекта и других передовых методов. Уже первые опыты применения новых подходов к обработке продемонстрировали потенциальную возможность построения успешных прогнозов развития деформационного процесса на основе ограниченного ряда наблюдений [Ren et al., 2020; Johnson et al., 2021]. Успех этого направления может привести к созданию системы мониторинга состояния разломной зоны в реальном времени.

5. Проведение численного моделирования отдельных стадий процесса с целью определения связи между различными физическими механизмами и оценки их относительной важности.

6. Развитие новых подходов к комплексному численному моделированию процессов зарождения и эволюции процессов скольжения по разломам. Одним из перспективных способов преодоления широкого диапазона временных и пространственных масштабов физических процессов, которые должны быть учтены при построении комплексной расчетной модели, является интегрирование методов искусственного интеллекта и машинного обучения в численные коды. Вполне вероятно, что обученная глубокая нейронная сеть сможет эффективно моделировать многие процессы намного быстрее, чем расчеты на основе учета полной физики явлений. Это может позволить приблизиться к решению глобальной задачи построения расчетной модели, основанной на физических принципах и успешно выполняющей прогностические функции.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 20-15-50255.

БЛАГОДАРНОСТИ

Автор признателен рецензентам статьи А.В. Пономареву и П.Н. Шебалину и куратору от редколлегии В.Б. Смирнову, чьи замечания и советы помогли улучшить изложение материала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Анализ триггерного воздействия электромагнитными полями на геологическую среду, количественные оценки взаимодействия // Физика Земли. 2016. № 2. С. 87–95.

Адушкин В.В. Тектонические землетрясения техногенного происхождения // Физика Земли. 2016. № 2. С. 22–44.

Адушкин В.В. Развитие техногенно-тектонической сейсмичности в Кузбассе // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 5. С. 709–724.

Адушкин В.В., Турунтаев С.Б. Техногенная сейсмичность – индуцированная и триггерная. М.: ИДГ РАН. 2015. 364 с.

Баранов А.А., Баранов С.В., Шебалин П.Н. Количественная оценка степени воздействия морских приливов на активность афтершоков в районе Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2019. № 1. С. 67–82.

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 / Под ред. Адушкина В.В., Кочаряна Г.Г. М.: ТОРУС ПРЕСС. 2019. С. 137–149.

Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г., Ряховский И.А. Анализ микросейсмического фона до и после сильных землетрясений на примере Чилийской зоны субдукции // Физика Земли. 2020. № 2. С. 10–20.

Борняков С.А., Салко Д.В., Семинский К.Ж., Дэмбэрэл С., Ганзориг Д., Батсайхан Ц., Тогтохбаяр С. Инструментальная регистрация медленных деформационных волн на Южно-Байкальском геодинамическом полигоне // Докл. РАН. 2017. Т. 473. № 3. С. 355–358.

Быков В.Г. Формирование режимов скольжения в разломах и медленные деформационные волны // Физическая мезомеханика. 2019. Т. 22. № 4. С. 39–46. <https://doi.org/10.31857/S000233720040055>

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.

Веттегрень В.И., Пономарев А.В., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П., Кулик В.Б., Ермаков В.А. // Изменение строения поверхности гетерогенного тела (ксенолита) при трении // Физика твердого тела. 2018. Т. 60. № 10. С. 1982–1985.

Гарагаш И.А., Николаевский В.Н. Неассоциированные законы течения и локализации пластической деформации // Успехи механики. 1989. Т. 12. № 1. С. 131–183.

Еманов А.Ф., Еманов А.А., Фатеев А.В., Лескова Е.В. Техногенное Бачатское землетрясение 18.06.2013 г. ($M_L = 6.1$) в Кузбассе – сильнейшее в мире при добыче твердых полезных ископаемых // Вопросы инженерной сейсмологии. 2016. Т. 43. № 4. С. 34–60.

Закупин А.С., Богомолов Л.М., Мубассарова В.А., Ильичев П.В. Сейсмоакустические проявления воздействий мощных импульсов тока по данным скважинных измерений на Бишкекском геодинамическом полигоне // Физика Земли. 2014. № 5. С. 105–120.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука. 2015. 328 с.

Костров Б.В. Механика очага тектонического землетрясения. М.: Наука. 1975. 176с.

Кочарян Г.Г. Геомеханика разломов. М.: ГЕОС. 2016. 424 с.

- Кочарян Г.Г., Батухтин И.В., Будков А.М., Иванченко Г.Н., Кишкина С.Б., Павлов Д.В.* Об инициировании динамических подвижек по разломам техногенным воздействием // Геофизические процессы и биосфера. 2019а. Т. 18. № 3. С. 104–116. <https://doi.org/10.21455/GPB2019.3-7>
- Кочарян Г.Г., Будков А.М., Кишкина С.Б.* Об инициировании тектонических землетрясений при подземной отработке месторождений // ФТПРПИ. 2018а. № 4. С. 34–44.
- Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б.* Физическая мезомеханика очага землетрясения // Физическая мезомеханика. 2020. Т. 23 № 6. С. 9–24.
- Кочарян Г.Г., Кишкина С.Б., Будков А.М., Иванченко Г.Н.* О генезисе Бачатского землетрясения 2013 года // Геодинамика и тектонофизика. 2019б. Т. 10. № 3. С. 741–759. <https://doi.org/10.5800/GT-2019-10-3-0439>
- Кочарян Г.Г., Куликов В.И., Павлов Д.В.* О влиянии массовых взрывов на устойчивость тектонических разломов // ФТПРПИ. 2019в. № 6. С. 49–58. <https://doi.org/10.15372/FTPRPI20190605>
- Кочарян Г.Г., Остапчук А.А., Павлов Д.В., Будков А.М.* О перспективе обнаружения процесса подготовки землетрясения в спектре сейсмического шума. Лабораторный эксперимент // Физика Земли. 2018б. № 6. С. 117–129.
- Кочарян Г.Г., Спивак А.А.* Динамика деформирования блочных массивов горных пород. М.: ИКЦ “Академкнига”. 2003. 423 с.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика раздвиговых разломов // Физика Земли. 2018а. № 6. С. 87–105.
- Кузьмин Ю.О.* Современные аномальные деформации земной поверхности в зонах разломов: сдвиг или раздвиг? // Геодинамика и тектонофизика. 2018б. Т. 9. № 3. С. 967–987.
- Кузьмин Ю.О.* Индуцированные деформации разломных зон // Физика Земли. 2019б. № 5. С. 61–75.
- Кузьмин Ю.О.* Современная геодинамика и медленные деформационные волны // Физика Земли. 2020. № 4. С. 172–182.
- 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., Юдин Д.С., Травин А.В., Смутьская А.И., Кулаковский А.Л., Матвеев М.А.* Первые находки и $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ – датирование псевдотрахитов в палеопротерозойском зонально метаморфизованном ладожском комплексе фенноскандии // Докл. РАН. 2020. Т. 493. № 1. С. 5–9.
- Мубассарова В.А., Богомолов Л.М., Закупин А.С., Пантелеев И.А.* Вариации акустической эмиссии и деформации горных пород при триггерных воздействиях электромагнитных полей (обзор). Часть 1 // Геосистемы переходных зон. 2019. Т. 3. № 2. С. 155–174.
- Новиков В.А., Сорокин В.М., Яценко А.К.* Может ли солнечная вспышка инициировать землетрясение? // Вестник ОИВТ. 2019. Т. 3. № 2. С. 15–21.
- Осокина Д.Н.* Об иерархических свойствах тектонического поля напряжений и деформаций в земной коре. Поля напряжений и деформаций в земной коре / Под ред. Буланже Ю.Д. М.: Наука. 1987. С. 136–151.
- Рац М.В., Чернышев С.Н.* Трещиноватость и свойства трещиноватых горных пород. М.: Недра. 1970. 160 с.
- Ризниченко Ю.В.* Проблемы сейсмологии. Избранные труды. М.: Наука. 1985. 405 с.
- Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М.* Основы геомеханики. М.: Недра. 1986. 301 с.
- 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., 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., Медведев В.Я., Иванова Л.А.* Залечивание сейсмогенных разрывов и повторяемость землетрясений. Сейсмичность байкальского рифта. Прогностические аспекты / Под ред. Павлова О.В., Мишариной А.Л. Новосибирск: Наука. 1990. С. 44–50.
- Ружич В.В., Кочарян Г.Г., Травин А.В., Савельева В.Б., Остапчук А.А., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Юдин Д.С.* Определение P-T-условий при формировании сейсмогенных подвижек по глубинному сегменту краевого шва сибирского кратона // Докл. РАН. 2018а. Т. 481. № 4. С. 434–437.
- 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. 2018б. Т. 9. № 3. С. 1039–1061. <https://doi.org/10.5800/GT-2018-9-3-0383>
- Салтыков В.А.* Механизм приливных эффектов в сейсмичности на основе модели амплитудно-зависимой диссипации // Физическая мезомеханика. 2014. Т. 17. № 5. С. 103–110.
- Семинский К.Ж.* Внутренняя структура континентальных разломных зон. Тектонофизический аспект. Новосибирск: изд-во СО РАН, Филиал “Гео”. 2003. 243 с.
- Смирнов В.Б., Михайлов В.О., Пономарев А.В., Arora K., Chadha R., Srinagesh D., Потанина М.Г.* О динамике сезонных компонент наведенной сейсмичности в области Койна-Варна, западная Индия // Физика Земли. 2018. № 4. С. 100–109.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Бернар П., Патонин А.В.* Закономерности переходных режимов сейсмического процесса по данным лабораторного и природного моделирования // Физика Земли. 2010. № 2. С. 17–49.
- Смирнов В.Б., Пономарев А.В., Станчиц С.А., Потанина М.Г., Патонин А.В., Dresen G., Narteau C., Bernard P., Строганова С.М.* Лабораторное моделирование афтершоковых последовательностей: зависимость параметров Омори и Гуттенберга–Рихтера от напряжений // Физика Земли. 2019. № 1. С. 149–165.
- Смирнов В.Б., Шринагеш Д., Пономарев А.В., Чадда Р., Михайлов В.О., Потанина М.Г., Карташов И.М., Строганова С.М.* Режим сезонных вариаций наведенной

- сейсмичности в области водохранилищ Койна-Варна, западная Индия // *Физика Земли*. 2017. № 4. С. 40–49.
- Соболев Г.А.* Модель лавинно-неустойчивого трещинообразования – ЛНТ // *Физика Земли*. 2019. № 1. С. 166–179.
- Соболев Г.А., Закржевская Н.А.* Локальные тектонические деформации и близкие по месту и времени землетрясения // *Вулканология и сейсмология*. 2020. № 3. С. 3–11.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Физика землетрясений и предвестники. М.: Наука. 2003. 270 с.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В.* Динамика разрушения моделей геологической среды при триггерном влиянии жидкости // *Физика Земли*. 2011. № 10. С. 48–63.
- Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Соболев Д.Г.* К вопросу о влиянии циклонов на сейсмичность // *Вулканология и сейсмология*. 2012. № 2. С. 1–12.
- Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Соболев Д.Г.* Триггерное возбуждение повторных землетрясений // *Физика Земли*. 2016. № 2. С. 3–21.
- Соболев Г.А., Закржевская Н.А., Мигунов И.Н., Соболев Д.Г., Бойко А.Н.* Влияние магнитных бурь на низкочастотный сейсмический шум // *Физика Земли*. 2020. № 3. С. 3–28.
- Соболев Г.А., Киреевкова С.М., Морозов Ю.А., Смутьская А.И., Веттегрень В.И., Кулик Б.В., Мамалимов Р.И., Щербаков И.П.* Нанокристаллы в горных породах. М.: ГЕОС. 2016. 110 с.
- Стефанов Ю.П.* Режимы дилатансии и уплотнения развития деформации в зонах локализованного сдвига // *Физическая мезомеханика*. 2010. Т. 13: Спец. выпуск. С. 44–52.
- Сычева Н.А., Богомолов Л.М.* О сброшенных напряжениях в очагах землетрясений Северной Евразии и приведенной сейсмической энергии // *Геосистемы переходных зон*. 2020. Т. 4. № 4. С. 393–446.
- Тарасов Н.Т., Тарасова Н.В.* Влияние на сейсмичность электромагнитных полей и взрывов, геодинамические последствия. Триггерные эффекты в геосистемах: материалы V международной конференции / Под. ред. Адушкина В.В., Кочаряна Г.Г. М.: ТОРУС ПРЕСС. 2019. С. 113–122.
- Шебалин Н.В.* Сильные землетрясения: Избранные труды. М.: изд-во Академии горных наук. 1997. 542 с.
- Шерман С.И.* Сейсмический процесс и прогноз землетрясений: тектонофизическая концепция. Новосибирск: Гео. 2014. 359 с.
- Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю.* Области динамического влияния разломов (результаты моделирования). Новосибирск: Наука. СО АН СССР. 1983. 110 с.
- Aharonov E., Scholz C.H.* A physics-based rock friction constitutive law: Steady state friction // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. V. 123. № 2. P. 1591–1614. <https://doi.org/10.1002/2016JB013829>
- Allmann B.P., Shearer P.M.* Global variations of stress drop for moderate to large earthquakes // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2009. V. 114. P. B01310. <https://doi.org/10.1029/2008JB005821>
- Ampuero J.P., Mao X.* Upper limit on damage zone thickness controlled by seismogenic depth. Fault zone dynamic processes / Eds. M.Y. Thomas, T.M. Mitchell, H.S. Bhat. John Wiley and Sons, Inc. 2017. V. 227. 243 p.
- Ampuero J.-P., Rubin A.M.* Earthquake nucleation on rate-and-state faults: Aging and slip laws // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2008. V. 113. P. B01302. <https://doi.org/10.1029/2007JB005082>
- Anders M.H., Wiltschko D.V.* Microfracturing, paleostress and the growth of faults // *J. Struct. Geol.* 1994. V. 16. № 6. P. 795–815.
- Anderson J., Biasi G., Wesnousky S.* Fault-scaling relationships depend on the average fault slip rate // *BSSA*. 2017. V. 107. № 6. P. 2561–2577. <https://doi.org/10.1785/0120160361>
- Andrews D.J.* Rupture dynamics with energy loss outside the slip zone // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2005. V. 110. № B1. P. B01307
- Avouac J.P.* From geodetic imaging of seismic and aseismic fault slip to dynamic modeling of the seismic cycle // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2015. V. 43. P. 233–271. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-060614-105302>
- Barbot S.* Modulation of fault strength during the seismic cycle by grain-size evolution around contact junctions // *Tectonophysics*. 2019. V. 765. P. 129–145. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.05.004>
- Barbot S., Fialko Y., Bock Y.* Postseismic deformation due to the Mw 6.0 2004 Parkfield earthquake: Stress driven creep on a fault with spatially variable rate-and-state friction parameters // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. P. B07405. <https://doi.org/10.1029/2008JB005748>
- Barton N.* Rock quality, seismic velocity, attenuation, and anisotropy. London, UK: Taylor & Francis Group. 2007. 729 p.
- Beeler N.M., Tullis T.E., Goldsby D.L.* Constitutive relationships and physical basis of fault strength due to flash heating // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2008. V. 113. № B1. P. B01401. <https://doi.org/10.1029/2007JB004988>
- Bhat H.S.* Supershear earthquakes. Theory. Experiments. Observations. 2020. <https://harshasbhat.github.io/files/Bhat2021a.pdf>
- Bhat H.S., Biegel R.L., Rosakis A.J., Sammis C.G.* The effect of asymmetric damage on dynamic shear rupture propagation II: with mismatch in bulk elasticity // *Tectonophysics*. 2010. V. 493. № 3–4. P. 263–271.
- Blake O.O., Faulkner D.R.* The effect of fracture density and stress state on the static and dynamic bulk moduli of Western granite // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2016. V. 121. P. 2382–2399. <https://doi.org/10.1002/2015JB012310>
- Boneh Y., Reches Z.* Geotribology-friction, wear, and lubrication of faults // *Tectonophysics*. 2018. V. 733. P. 171–181. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.11.022>
- Bourouis S., Bernard P.* Evidence for couplet seismic and aseismic fault slip during water injection in the geothermal site of Soultz (France), and implications for seismogenic transients // *Geophys. J. Int.* 2007. V. 169. P. 723–732.
- Boulton C., Janku-Capova L., Williams J.N., Coussens J.P.* A window into thousands of earthquakes: Results from the Deep Fault Drilling Project (DFDP) // *N. Z. Sci. Rev.* 2017a. V. 74. P. 27–35.
- Boulton C., Menzies C.D., Toy V.G., Townend J., Sutherland R.* Geochemical and microstructural evidence for interseismic

- changes in fault zone permeability and strength, Alpine Fault, New Zealand // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2017. V. 18. № 1. P. 238–265.
- 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. Struct. Geol.* 2017b. V. 97. P. 71–92.
- Bouchon M., Durand V., Marsan D., Karabulut H., Schmittbuhl J.* The long precursory phase of most large interplate earthquakes // *Nat. Geosci.* 2013. V. 6. P. 299–302.
- Brantut N.* Time-dependent recovery of microcrack damage and seismic wave speeds in deformed limestone // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2015. V. 120. № 12. P. 8088–8109. <https://doi.org/10.1002/2015JB012324>
- Brantut N., Schubnel A., Rouzaud J.-N., Brunet F., Shimamoto T.* High-velocity frictional properties of a clay bearing, fault gouge and implications for earthquake mechanics // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. B10401. <https://doi.org/10.1029/2007JB005551>
- Brenguier F., Campillo M., Hadziioannou C., Shapiro N.M., Nadeau R.M., Larose E.* Postseismic relaxation along the San Andreas fault at Parkfield from continuous seismological observations // *Science.* 2008. V. 321. № 5895. P. 1478–1481.
- Brodsky E.E., Kanamori H.* Elastohydrodynamic lubrication of faults // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2000. V. 106. P. 16357–16374.
- Brodsky E.E., Gilchrist J.J., Sagy A., Collettini C.* Faults smooth gradually as a function of slip // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. V. 302. № 1–2. P. 185–193.
- Brodsky E.E., McLaskey G.C., Ke C.Y.* Groove generation and coalescence on a large scale laboratory fault // *AGU Advances.* 2020. V. 1. P. e2020AV000184. <https://doi.org/10.1029/2020AV000184>
- Brodsky E., Roeloffs E., Woodcock D., Gall I., Manga M.* A mechanism for sustained ground water pressure changes induced by distant earthquakes // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. P. 2390–2400.
- Bruhat L., Fang Z., Dunham E.M.* Rupture complexity and the supershear transition on rough faults // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2016. V. 121. P. 210–224. <https://doi.org/10.1002/2015JB012512>
- Bürgmann R.* The Geophysics, geology and mechanics of slow fault slip // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 495. P. 112–134. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.04.062>
- Carpenter B.M., Ikari M.J., Marone C.* Laboratory observations of time-dependent frictional strengthening and stress relaxation in natural and synthetic fault gouges // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2016. V. 121. P. 1183–1201. <https://doi.org/10.1002/2015JB012136>
- Chen T., Lapusta N.* Scaling of small repeating earthquakes explained by interaction of seismic and aseismic slip in a rate and state fault model // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. P. B01311. <https://doi.org/10.1029/2008JB005749>
- Chen J., Niemeijer A.R.* Seismogenic potential of a gouge-filled fault and the criterion for its slip stability: Constraints from a microphysical model // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2017. V. 122. P. 9658–9688. <https://doi.org/10.1002/2017JB014228>
- Chen X., Carpenter B.M., Reches Z.* Asperity failure control of stick-slip along brittle faults // *Pure Appl. Geophys.* 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>
- Chen J., Niemeijer A.R., Spiers C.J.* Microphysically derived expressions for rate-and-state friction parameters a , b , and Dc // *J. Geophys. Res.* 2017. V. 122. P. 9627–9657.
- Chester F.M., Chester J.S.* Ultracataclastic structure and friction processes of the Punchbowl fault, San Andreas system, California // *Tectonophysics.* 1998. V. 295. 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. № 7055. P. 133–136.
- Chester F.M., Evans J.P., Biegel R.L.* Internal structure and weakening mechanisms of the San Andreas fault // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 1993. V. 98. № B1. P. 771–786.
- Christophersen A., Smith E.G.* Foreshock rates from after-shock abundance // *BSSA.* 2008. V. 98. P. 2133–2148.
- Cocco M., Bizzarri A.* On the slip-weakening state-dependent constitutive laws // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 29. № 11. P. 11-1–11-4.
- Cocco M., Tinti E., Cirella A.* On the scale dependence of earthquake stress drop // *J. Seismol.* 2016. V. 20. № 4. P. 1151–70.
- Cochran E.S., Vidale J.E., Tanaka S.* Earth tides can trigger shallow thrust fault earthquakes // *Science.* 2004. V. 306. P. 1164–1166.
- Dieterich J.H.* Modeling of Rock Friction: 1. Experimental results and constitutive equations // *J. Geophys. Res.* 1979. V. 84. P. 2161–2168.
- Dieterich J.H., Smith D.E.* Nonplanar faults: mechanics of slip and off-fault damage // *Pure Appl. Geophys.* 2009. V. 166. P. 1799–1815. <https://doi.org/10.1007/s00024-009-0517-y>
- Di Toro G., Han R., Hirose T., De Paola N., Nielsen S., Mizoguchi K., Ferri F., Cocco M., Shimamoto T.* Fault lubrication during earthquakes // *Nature.* 2011. V. 471. № 7339. P. 494–498. <https://doi.org/10.1038/nature09838>
- Di Toro G., Hirose T., Nielsen S., Pennacchioni G., Shimamoto T.* Natural and experimental evidence of melt lubrication of faults during earthquakes // *Science.* 2006. V. 311. P. 647–649. <https://doi.org/10.1126/science.1121012>
- Dodge D.A., Beroza G.C., Ellsworth W.L.* Foreshock sequence of the 1992 Landers, California, earthquake and its implications for earthquake nucleation // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. P. 9865–9880.
- Dodge D.A., Beroza G.C., Ellsworth W.L.* Detailed observations of California foreshock sequences: Implications for the earthquake initiation process // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 22371–22392.
- Dunham E.M., Belanger D., Cong L., Kozdon J.E.* Earthquake ruptures with strongly rate-weakening friction and off-fault plasticity, Part 1: Planar faults // *BSSA.* 2011. V. 101. № 5. P. 2296–2307.

- Ellsworth W.L., Bulut F.* Nucleation of the 1999 Izmit earthquake by a triggered cascade of foreshocks // *Nat. Geosci.* 2018. V. 11. P. 531–535.
<https://doi.org/10.1038/s41561-018-0145-1>
- Ellsworth W.L.* Injection-Induced Earthquakes // *Science.* 2013. V. 341. P. 142–149.
- Erickson B.A., Dunham E.M., Khosravifar A.* A finite difference method for off-fault plasticity throughout the earthquake cycle // *J. Mech. Phys. Solids.* 2017. V. 109. P. 50–77.
<https://doi.org/10.1016/j.jmps.2017.08.002>
- Evans J.P., Forster C.B., Goddard J.V.* Permeability of fault-related rocks, and implications for hydraulic structure of fault zones // *J. Struct. Geol.* 1997. V. 19. № 11. P. 1393–1404.
- Fagereng A., Sibson R.H.* Melange rheology and seismic style // *Geology.* 2010. V. 38. P. 751–754.
<https://doi.org/10.1130/G30868.1>
- Fang Z., Dunham E.M.* Additional shear resistance form fault roughness and stress levels on geometrically complex faults // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. № 7. P. 3642–3654.
- Faulkner D.R., Jackson C.A.L., Lunn R.J.R., Schlische 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 // *J. Struct. Geol.* 2010. V. 32. № 11. P. 1557–1575.
- Faulkner D.R., Mitchell T.M., Healy D., Heap M.J.* Slip on weak faults by the rotation of regional stress in the fracture damage zone // *Nature.* 2006. V. 444. № 7121. P. 922–925.
<https://doi.org/10.1038/nature05353>
- Faulkner D.R., Mitchell T.M., Jensen E., Cembrano J.* Scaling of fault damage zones with displacement and the implications for fault growth processes // *J. Geophys. Res. Solid Earth.* 2011. V. 116. № 5. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007788>
- Faulkner D.R., Sanchez-Roa C., Boulton C., den Hartog, S.A.M.* Pore fluid pressure development in compacting fault gouge in theory, experiments, and nature // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2018. V. 123. № 1. P. 226–241.
<https://doi.org/10.1002/2017JB015130>
- Foulger G.R., Wilson M.P., Gluyas J.G., Julian B.R., Davies R.J.* Global review of human-induced earthquakes // *Earth-Sci. Rev.* 2018. V. 178. P. 438–514.
- Frank W.B.* Slow slip hidden in the noise: The intermittence of tectonic release // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. № 19. P. 10125–10133.
<https://doi.org/10.1002/2016GL069537>
- Freed A.M.* Earthquake triggering by static, dynamic, and post-seismic stress transfer // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2005. V. 33. P. 335–367.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122505>
- Fulton P.M., Brodsky E.E.* *In situ* observations of earthquake-driven fluid pulses within the Japan Trench plate boundary fault zone // *Geology.* 2016. V. 44. № 10. P. 851–854.
<https://doi.org/10.1130/G38034.1>
- Fulton P.M., Brodsky E.E., Kano Y., Mori J., Chester F., Ishikawa T., Harris R.N., Lin W., Eguchi N., Toczko S. and the Expedition 343, 343T, and KR13-08 Scientists* Low coseismic friction on the Tohoku-Oki fault determined from temperature measurements // *Science.* 2013. V. 342. P. 1214–1217.
- Gabriel A.A., Ampuero J.P., Dalguer L.A., Mai P.M.* Source properties of dynamic rupture pulses with off-fault plasticity // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 2013. V. 118. № 8. P. 4117–4126.
<https://doi.org/10.1002/jgrb.50213>
- Gao H., Schmidt D.A., Weldon R.J.* Scaling relationships of source parameters for slow slip events // *BSSA.* 2012. V. 102. № 1. P. 352–360.
<https://doi.org/10.1785/10120110096>
- Goebel T.H.W., Brodsky E.E.* The spatial footprint of injection wells in a global compilation of induced earthquake sequences // *Science.* 2018. V. 361. P. 899–904.
- Goebel T.H.W., Hauksson E., Shearer P.M., Ampuero J.P.* Stress-drop heterogeneity within tectonically complex regions: a case study of San Geronio Pass, southern California // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 202. № 1. P. 514–528.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggv160>
- Goldsby D.L., Tullis T.E.* Low frictional strength of quartz rocks at sub seismic slip rates // *Geophys. Res. Lett.* 2002. V. 9. P. 1844.
<https://doi.org/10.1029/2002GL015240>
- Gomberg J.* Unsettled earthquake nucleation // *Nat. Geosci.* 2018. V. 11. P. 463–464.
<https://doi.org/10.1038/s41561-018-0149-x>
- Gomberg J., Wech A., Creager K., Obara K., Agnew D.* Reconsidering earth-quake scaling // *Geophys. Res. Lett.* 2016. V. 43. N. 12. P. 6243–6251.
<https://doi.org/10.1002/2016GL069967>
- Grigoli F., Cesca S., Priolo E., Rinaldi A.P., Clinton J.F., Stabile T.A., Dost B., Fernandez M.G., Wiemer S., Dahm T.* Current challenges in monitoring, discrimination, and management of induced seismicity related to underground industrial activities: A European perspective // *Rev. Geophys.* 2017. V. 55. P. 310–340.
<https://doi.org/10.1002/2016RG000542>
- Grigoli F., Cesca S., Rinaldi A.P., Manconi A., López-Camino J.A., Clinton J.F., Westaway R., Cauzzi C., Dahm T., Wiemer S.* The November 2017 M_w 5.5 Pohang earthquake: A possible case of induced seismicity in South Korea // *Science.* 2018. V. 360. № 6392. P. 1003–1006.
<https://doi.org/10.1126/science.aat2010>
- Guglielmi Y., Cappa F., Avouac J.-P., Henry P., Elsworth D.* Seismicity triggered by fluid injection-induced aseismic slip // *Science.* 2015. V. 348. P. 1224–1226.
<https://doi.org/10.1126/science.aab0476>
- Gupta H.K.* Reservoir Triggered Seismicity (RTS) at Koyna, India, over the Past 50 Yrs // *BSSA.* 2018. V. 108. № 5B. P. 2907–2918.
- Hamling I.J., Hreinsdóttir S., Clark K., Elliott J., Liang C., Fielding E., Stirling M.* Complex multi-fault rupture during the 2016 M_w 7.8 Kaikoura earthquake, New Zealand // *Science.* 2017. V. 356. № 6334. P. eaam7194.
<https://doi.org/10.1126/science.aam7194>
- Harbord C.W.A., Nielsen S.B., De Paola N., Holdsworth R.E.* Earthquake nucleation on rough faults // *Geology.* 2017. V. 45. P. 931–934.
<https://doi.org/10.1130/G39181.1>
- Hatano T.* Rate and state friction law as derived from atomistic processes at asperities // *Statistical Mechanics.* 2015.
<https://doi.org/10.1101/05078> [cond-mat.stat-mech]
- Hawthorne J.C., Rubin A.M.* Laterally propagating slow slip events in a rate and state friction model with a velocity-

- weakening to velocity-strengthening transition // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 3785–3808.
<https://doi.org/10.1002/jgrb.50261>
- Hawthorne J.C., Bartlow N.M.* Observing and modeling the spectrum of a slow slip event // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. V. 123.
<https://doi.org/10.1029/2017JB015124>
- He C., Wong T.-f., Beeler N.M.* Scaling of stress drop with recurrence interval and loading velocity for laboratory derived fault strength relations // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2003. V. 108. № B1. P. 2037.
<https://doi.org/10.1029/2002JB001890>
- Heap M.J., Faulkner D.R., Meredith P.G., Vinciguerra S.* Elastic moduli evolution and accompanying stress changes with increasing crack damage: implications for stress changes around fault zones and volcanoes during deformation // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 183. P. 225–236.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04726.x>
- Helmstetter A., Shaw B.* Afterslip and aftershocks in the rate-and-state friction law // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. P. B01308.
<https://doi.org/10.1029/2007JB005077>
- Hetland E.A., Simons M., Dunham E.M.* Post-seismic and interseismic fault creep I: Model description // *Geophys. J. Int.* 2010. V. 181. P. 81–98.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04522.x>
- Hill D.P., Prejean S.G.* Dynamic Triggering. *Treatise on Geophysics* / Ed. G. Schubert. 2015. P. 273–304.
<https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53802-4.00078-6>
- Huang Y., Ampuero J.-P., Helmberger D.V.* Earthquake ruptures modulated by waves in damaged fault zones // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2014. V. 119. P. 3133–3154.
<https://doi.org/10.1002/2013JB010724>
- Huang Y., Ampuero J.-P., Helmberger D.V.* The potential for supershear earthquakes in damaged fault zones – Theory and observations // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 433. P. 109–115.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2015.10.046>
- Hui H., Lingsen M., Roland B., Wei W., Kang W.* Spatio-temporal foreshock evolution of the 2019 M 6.4 and M 7.1 Ridgecrest, California earthquakes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 551.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116582>
- Ide S., Takeo M.* Determination of constitutive relations of fault slip based on seismic wave analysis // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102. № B12. P. 27379–27391.
<https://doi.org/10.1029/97JB02675>
- Ide S., Beroza G.C., Shelly D.R., Uchide T.* A scaling law for slow earthquakes // *Nature*. 2007. V. 447. P. 76–79.
- Ide S., Yabe S., Tanaka Y.* Earthquake potential revealed by tidal influence on earthquake size–frequency statistics // *Nat. Geosci.* 2016. V. 9. P. 834–837.
<https://doi.org/10.1038/ngeo2796>
- Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M., Kopf A.J.* Slip weakening as a mechanism for slow earthquakes // *Nat. Geosci.* 2013. V. 6. P. 468–472.
<https://doi.org/10.1038/NNGEO18198>
- 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 // *Geochem., Geophys., Geosyst.* 2018. V. 19. № 8. P. 2631–2646.
<https://doi.org/10.1029/2017GC007317>
- 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. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. B12423.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007563>
- Jiang J., Lapusta N.* Deeper penetration of large earthquakes on seismically quiescent faults // *Science*. 2016. V. 352. № 6291. P. 1293–1297.
- Jiang J., Lapusta N.* Connecting depth limits of interseismic locking, microseismicity, and large earthquakes in models of long-term fault slip // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2017. V. 122. № 8. P. 6491–6523.
<https://doi.org/10.1002/2017JB014030>
- Johnson P.A., Jia X.* Nonlinear dynamics, granular media and dynamic earthquake triggering // *Nature*. 2005. V. 437. № 6. P. 871–874.
- Johnson P.A., Rouet-Leduc B., Pyrak-Nolte L.J., Beroza G.C., Marone C.J., Hulbert C., Howard A., Singer P., Gordeev D., Karaflos D., Levinson C.J., Pfeiffer P., Puk K.M., Reade W.* Laboratory earthquake forecasting: A machine learning competition // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2021. V. 118. № 5. P. e2011362118.
<https://doi.org/pnas.2011362118>
- Kachanov M.* Effective elastic properties of cracked solids: critical review of some basic concepts // *Appl. Mech. Rev.* 1992. V. 45. № 8. P. 304–335.
<https://doi.org/10.1115/1.3119761>
- Kaneko Y., Fukuyama E., Hamling I.J.* Slip-weakening distance and energy budget inferred from near-fault ground deformation during the 2016 M_w 7.8 Kaikoura earthquake // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44. № 10. P. 4765–4773.
<https://doi.org/10.1002/2017GL073681>
- Kato A., Ben-Zion Y.* The generation of large earthquakes // *Nat. Rev. Earth Environ.* 2021. V. 2. P. 26–39.
<https://doi.org/10.1038/s43017-020-00108-w>
- Kato A., Obara K., Igarashi T., Tsuruoka H., Nakagawa S., Hirata N.* Propagation of slow slip leading up to the 2011 M_w 9.0 Tohoku-Oki earthquake // *Science*. 2012. V. 335. № 6069. P. 705–708.
<https://doi.org/10.1126/science.1215141>
- Kato A., Fukuda J., Kumazawa T., Nakagawa S.* Accelerated nucleation of the 2014 Iquique, Chile M_w 8.2 earthquake // *Sci. Rep.* 2016. V. 6. P. 24792.
<https://doi.org/10.1038/srep24792>
- Ke C.-Y., McLaskey G.C., Kammer D.S.* Rupture termination in laboratory-generated earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 12784–12792.
<https://doi.org/10.1029/2018GL080492>
- Kelly C.M., Rietbrock A., Faulkner D.R., Nadeau R.M.* Temporal changes in attenuation associated with the 2004 M 6.0 Parkfield earthquake // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2013. V. 118. P. 630–645.
<https://doi.org/10.1002/jgrb.50088>
- Keren T.T., Kirkpatrick J.D.* The damage is done: low fault friction recorded in the damage zone of the shallow Japan Trench décollement // *J. Geophys. Res.* 2016. V. 121. № 5. P. 3804–3824.

- King G.C.P., Stein R.S., Lin J.* Static stress changes and the triggering of earthquakes // *BSSA*. 1994. V. 84. P. 935–953.
- Kirkpatrick J.D., Rowe C., White J.C., Brodsky E.E.* Silica gel formation during fault slip: Evidence from the rock record // *Geology*. 2013. V. 41. № 9. P. 1015–1018. <https://doi.org/10.1130/G34483.1>
- Kirkpatrick J.D., Rowe C.D., Ujiie K., Moore J.C., Regalla C., Remitti F., Toy V., Wolfson-Schwehr M., Kameda J., Bose S., Chester F.M.* Structure and lithology of the Japan Trench subduction plate boundary fault // *Tectonics*. 2015. V. 34. P. 53–69. <https://doi.org/10.1002/2014TC003695>
- Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V.* Traces of laboratory earthquake nucleation in the spectrum of ambient noise // *Sci. Rep.* 2018a. V. 8. P. 10764. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-28976-9>
- Kocharyan G.G., Ostapchuk A.A., Pavlov D.V., Markov V.K.* The effects of weak dynamic pulses on the slip dynamics of a laboratory fault // *BSSA*. 2018b. V. 108. № 5B. P. 2983–2992. <https://doi.org/10.1785/0120170363>
- Kolyukhin D., Torabi A.* Statistical analysis of the relationships between faults attributes // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. P. B05406. <https://doi.org/10.1029/2011JB008880>
- Kostrov B.V., Das Sh.* Principles of Earthquake Source Mechanics. Cambridge Univ. Press. 2005. 286 p.
- Lapusta N., Rice J.R.* Nucleation and early seismic propagation of small and large events in a crustal earthquake model // *J. Geophys. Res. Solid Earth*. 2003. V. 108. № B4.
- Leclere H., Faulkner D., Llana-Funez S., Bedford J., Wheeler J.* Reaction fronts, permeability and fluid pressure development during dehydration reactions // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. V. 496. P. 227–237. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2018.05.005>
- Li Z., Zhou B.* Influence of fault steps on rupture termination of strike-slip earthquake faults // *J. Seismol.* 2018. V. 22. P. 487–498. <https://doi.org/10.1007/s10950-017-9719-4>
- Li Y.G., Chen P., Cochran E.S., Vidale J.E., Burdette T.* Seismic evidence for rock damage and healing on the San Andreas fault associated with the 2004 M 6 Parkfield earthquake // *BSSA*. 2006. V. 96. № 4B. P. 349–363.
- Li H., Wang H., Xu Z., Si J., Pei J., Li T., Huang Y., Songe S.-R., Kuo L.-W., Sunac Z., Chevalier M.-L., Liu D.* Characteristics of the fault-related rocks, fault zones and the principal slip zone in the Wenchuan earthquake fault scientific drilling project Hole-1 (WFSD-1) // *Tectonophysics*. 2013. V. 584. P. 23–42.
- Lin A.* Thermal pressurization and fluidization of pulverized cataclastic rocks formed in seismogenic fault zones // *J. Struct. Geol.* 2019. V. 125. P. 278–284.
- Lin J.W.* An empirical correlation between the occurrence of earthquakes and typhoons in Taiwan: a statistical multivariate approach // *Natural Hazards*. 2013. V. 65. № 1. P. 605–634.
- Lin Y.-Y., Lapusta N.* Microseismicity Simulated on asperity-like fault patches: on scaling of seismic moment with duration and seismological estimates of stress drops // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. № 16. P. 8145–8155. <https://doi.org/10.1029/2018GL078650>
- Lin A., Nishiwaki T.* Repeated seismic slipping events recorded in a fault gouge zone: Evidence from the Nojima fault drill holes, SW Japan // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 1276–1283. <https://doi.org/10.1029/2019GL081927>
- Liu C.-C., Linde A.T., Sacks I.S.* Slow earthquakes triggered by typhoons // *Nature*. 2009. V. 459. P. 833–836.
- Liu Y.J., Rice J.R.* Aseismic slip transients emerge spontaneously in three-dimensional rate and state modeling of subduction earthquake sequences // *J. Geophys. Res.* 2005. V. 110. P. B08307. <https://doi.org/10.1029/2004JB003424>
- Liu Y., Rubin A.M.* Role of fault gouge dilatancy on aseismic deformation transients // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. P. B10414. <https://doi.org/10.1029/2010JB007522>
- 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>
- Manighetti I., Campillo M., Bouley S., Cotton F.* Earthquake scaling, fault segmentation, and structural maturity // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2007. V. 253. P. 429–438. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2006.11.004>
- Maurer J., Segall P.* Magnitudes of Induced Earthquakes in Low-Stress Environments // *BSSA*. 2018. V. 108. № 3A. P. 1087–1106. <https://doi.org/10.1785/0120170295>
- Marone C.* Laboratory-derived friction laws and their application to seismic faulting // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1998. V. 26. № 1. P. 643–696. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.26.1.643>
- Marone C., Vidale J.E., Ellsworth W.L.* Fault healing inferred from time dependent variations in source properties of repeating earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22. P. 3095–3098.
- Mavrommatis A.P., Segall P., Uchida N., Johnson K.M.* Long-term acceleration of aseismic slip preceding the M_w 9 Tohoku-Oki earthquake: constraints from repeating earthquakes // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. P. 9717–9725.
- McGarr A.* Maximum magnitude earthquakes induced by fluid injection // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2014. V. 119. P. 1008–1019.
- McGuire J.J., Boettcher M.S., Jordan T.H.* Foreshock sequences and short-term earthquake predictability on East Pacific Rise transform faults // *Nature*. 2005. V. 434. P. 457–461.
- Melosh H.J.* Dynamical weakening of faults by acoustic fluidization // *Nature*. 1996. V. 379. P. 601–606.
- Meng H., Ben-Zion Y.* Detection of small earthquakes with dense array data: Example from the San Jacinto fault zone, southern California // *Geophys. J. Int.* 2017. V. 212. № 1. P. 442–457.
- Metois M., Vigny C., Socquet A.* Interseismic coupling, megathrust earthquakes and seismic swarms along the Chilean subduction zone (38° – 18° S) // *Pure Appl. Geophys.* 2017. V. 173. № 5. P. 1431–1449. <https://doi.org/10.1007/s00024-016-1280-5>
- Mignan A.* The debate on the prognostic value of earthquake foreshocks: A meta-analysis // *Sci. Rep.* 2014. V. 4.

- P. 4099.
<https://doi.org/10.1038/srep04099>
- Moore D.E., Rymer M.J. Talc-bearing serpentinite and the creeping section of the San Andreas fault // *Nature*. 2007. V. 448. № 7155. P. 795.
- Moore D.E., Lockner D.A. Friction of the smectite clay montmorillonite: A review and interpretation of data / Eds. T.H. Dixon, J.C. Moore. *The Seismogenic Zone of Subduction Thrust Faults: New York, USA*, Columbia University Press. 2007. P. 317–345.
<http://cup.columbia.edu/book/the-seismogenic-zone-of-subduction-thrust-faults/9780231138666>
- Nakamura Y., Muto J., Nagahama H., Shimizu I., Miura T., Arakawa I. Amorphization of quartz by friction: Implication to silica gel lubrication of fault surfaces // *Geophys. Res. Lett.* 2012. V. 39. P. L21303.
<https://doi.org/10.1029/2012GL053228>
- Niemeijer A., Marone C., Elsworth D. Healing of simulated fault gouges aided by pressure solution: results from rock analogue experiments // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. B04204.
<https://doi.org/10.1029/2007JB005376>
- Noda H. Frictional constitutive law at intermediate slip rates accounting for flash heating and thermally activated slip process // *J. Geophys. Res.* 2008. V. 113. P. B09302.
<https://doi.org/10.1029/2007JB005406>
- Noda H., Dunham E.M., Rice J.R. Earthquake ruptures with thermal weakening and the operation of major faults at low overall stress levels // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2009. V. 114. № B7.
<https://doi.org/10.1029/2008JB006143>
- Noda H., Lapusta N., Kanamori H. Comparison of average stress drop measures for ruptures with heterogeneous stress change and implications for earthquake physics // *Geophys. J. Int.* 2013. V. 193. № 3. P. 1691–1712.
<https://doi.org/10.1093/gji/ggt074>
- Obara K., Kato A. Connecting slow earthquakes to huge earthquakes // *Science*. 2016. V. 353. P. 253–257.
<https://doi.org/10.1126/science.aaf1512>
- Oth A. On the characteristics of earthquake stress release variations in Japan // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 377. P. 132–141.
- Peng Z., Gomberg J. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena // *Nat. Geosci.* 2010. V.3. 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. Geophys. Res.* 2016. V. 121. № 5. P. 3666–3685.
- Perry S.M., Lambert V., Lapusta N. Nearly Magnitude-invariant stress drops in simulated crack-like earthquake sequences on rate-and-state faults with thermal pressurization of pore fluids // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2020. V. 125. № 3.
<https://doi.org/10.1029/2019JB018597>
- 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. Geophys. Res.* 2014. V. 119. P. 8107–8131.
<https://doi.org/10.1002/2014JB011057>
- Rabinowitz H.S., Savage H., Plank T., Polissar P.J., Kirkpatrick J.D., Rowe C. Multiple major faults at the Japan Trench: Chemostratigraphy of the plate boundary at IODP Expedition 343: JFAST // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 423. P. 57–66.
- Radiguet M., Perfettini H., Cotte N., Gualandi A., Valette B., Kostoglodov V., Lhomme T., Walpersdorf A., Cabral Cano E., Campillo M. Triggering of the 2014 M_w 7.3 Papanoa earthquake by a slow slip event in Guerrero, Mexico // *Nat. Geosci.* 2016. V. 9. P. 829–833.
<https://doi.org/10.1038/ngeo2817>
- Rattez H., Veveakis M. Weak phases production and heat generation control fault friction during seismic slip // *Nat. Commun.* 2020. V. 11. № 1.
<https://doi.org/10.1038/s41467-019-14252-5>
- Reches Z., Lockner D.A. Fault weakening and earthquake instability by powder lubrication // *Nature*. 2010. V. 467. P. 452–455.
<https://doi.org/10.1038/nature09348.39>
- Ren C. X., Hulbert C., Johnson P.A., Rouet-Leduc B. Chapter two – machine learning and fault rupture. *Advances in geophysics* / Eds. B. Moseley, L. Krischer. Elsevier. 2020. V. 61. P. 57–107.
- Rice J.R. Fault stress states, pore pressure distributions, and the weakness of the San Andreas fault. In *Fault mechanics and transport properties of rocks* / Eds. B. Evans, T.-F. Wong. 1992. P. 475–504.
- Rice J.R. Heating and weakening of faults during earthquake slip // *J. Geophys. Res.* 2006. V. 111. № B5. P. B05311.
<https://doi.org/10.1029/2005JB004006>
- Rice J. R., Lapusta N., Ranjith K. Rate and state dependent friction and the stability of sliding between elastically deformable solids // *J. Mech. Phys. Solids*. 2001. V. 49. № 9. P. 1865–1898.
- Richard J., Doan M.L., Gratier J.P., Renard F. Microstructures induced in porous limestone by dynamic loading, and fracture healing: an experimental approach // *Pure Appl. Geophys.* 2015. V. 172. № 5. P. 1269–1290.
<https://doi.org/10.1007/s00024-014-0958-9>
- Riga V., Turuntaev S. Modeling of fault deformation driven by fluid injection. *Trigger effects in Geosystems*. Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences / Eds. G. Kocharyan, A. Lyakhov. Springer. 2019. P. 279–288.
- Roeloffs E.A. Evidence for aseismic deformation rate changes prior to earthquakes // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2006. V. 35. P. 591–627.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.34.031405.124947>
- Roesner A., Ikari M.J., Saffer D.M., Stanislawski K., Eijsink A.M., Kopf A.J. Friction experiments under in-situ stress reveal unexpected velocity-weakening in Nankai accretionary prism samples // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 538. P. 116180.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020>
- Romanet P., Bhat H.S., Jolivet R., Madariaga R. Fast and slow slip events emerge due to fault geometrical complexity // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. № 10. P. 4809–4819.
<https://doi.org/10.1029/2018GL077579>
- Roten D., Olsen K.B., Day S.M. Off-fault deformations and shallow slip deficit from dynamic rupture simulations with

- fault zone plasticity // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44. № 15. P. 7733–7742.
<https://doi.org/10.1002/2017GL074323>
- Rowe C.D., Ross C., Swanson M.T., Pollock S., Backeberg N.R., Barshi N.A. et al.* Geometric complexity of earthquake rupture surfaces preserved in pseudotachylyte networks // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. V. 123. P. 7998–8015.
<https://doi.org/10.1029/2018JB016192>
- Ruina A.* Slip instability and state variable laws // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. № B12. P. 10359–10370.
<https://doi.org/10.1029/JB088iB12p10359>
- Ryan K.L., Rivière J., Marone C.* The role of shear stress in fault healing and frictional aging // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. V. 123.
<https://doi.org/10.1029/2018JB016296>
- Saffer D.M., Tobin H.J.* Hydrogeology and mechanics of subduction zone forearcs: Fluid flow and pore pressure // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2011. V. 39. P. 157–186.
- Sagy A., Brodsky E.E., Axen G.J.* Evolution of fault-surface roughness with slip // *Geology*. 2007. V. 35. № 3. P. 283–286.
- Samuelson J., Elsworth D., Marone C.* Shear-induced dilatancy of fluid-saturated faults: Experiment and theory // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2009. V. 114.
<https://doi.org/10.1029/2008jb006273>
- Savage H.M., Brodsky E.E.* Collateral damage: Evolution with displacement of fracture distribution and secondary fault strands in fault damage zones // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2011. V. 116. № B3.
<https://doi.org/10.1029/2010JB007665>
- Schmitt S.V., Segall P., Dunham E.M.* Nucleation and dynamic rupture on weakly stressed faults sustained by thermal pressurization // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2015. V. 120. № 11. P. 7606–7640.
<https://doi.org/10.1002/2015JB012322>
- Schoenball M., Ellsworth W.L.* A systematic assessment of the spatiotemporal evolution of fault activation through induced seismicity in Oklahoma and Southern Kansas // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2017. V. 122. № 12. P. 10189–10206.
- Scholz C.H.* The mechanics of earthquakes and faulting. 3rd edition. Cambridge, UK: Cambridge University Press. 2019. 517 p.
- Schurr B., Asch G., Hainzl S., Bedford J., Hoehner A., Palo M., Wang R., Moreno M., Bartsch M., Zhang Y., Oncken O., Tilmann F., Dahm T., Victor P., Barrientos S., Vilotte J.-P.* Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake // *Nature*. 2014. V. 512. P. 299–302.
<https://doi.org/10.1038/nature13681>
- Scuderi M.M., Carpenter B.M., Marone C.* Physicochemical processes of frictional healing: Effects of water on stick-slip stress drop and friction of granular fault gouge // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2014. V. 119. P. 4090–4105.
<https://doi.org/10.1002/2013JB010641>
- Segall P., Rice J.R.* Dilatancy, compaction, and slip instability of a fluid-infiltrated fault // *J. Geophys. Res.* 1995. V. 100. № B11. P. 22155–22171.
<https://doi.org/10.1029/95JB02403>
- Seismological grand challenges in understanding Earth's dynamic systems / Ed. T. Lay. Report to the National Science Foundation. IRIS Consortium. 2009. 76 p.
- Shebalin P.N., Baranov A.A.* Aftershock rate changes at different ocean tide heights // *Frontiers in Earth Science*. 2020. V. 8. P. 559624.
<https://doi.org/10.3389/feart.2020.559624>
- Shelly D.R., Ellsworth W.L., Hill D.P.* Fluid-faulting evolution in high definition: connecting fault structure and frequency-magnitude variations during the 2014 Long Valley Caldera, California, earthquake swarm // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2016. V. 121. P. 1776–1795.
- Shi Z., Day S.M.* Rupture dynamics and ground motion from 3-D rough-fault simulations // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. № 3. P. 1122–1141.
- Sibson R.H.* Brecciating processes in fault zones // *Pure Appl. Geophys.* 1986. V. 124. P. 159–175.
- Sibson R.H.* Thickness of the seismic slip zone // *BSSA*. 2003. V. 93. № 3. P. 1169–1178.
<https://doi.org/10.1785/0120020061>
- Sibson R.H.* The scope of earthquake geology: geology of the earthquake source: a volume in honour of Rick Sibson / Eds. A. Fagereng, V.G. Toy, J.V. Rowland. Geological Society, London, Special Publications. 2011. V. 359. P. 319–331.
- Socquet A., Valdes J.P., Jara J., Cotton F., Walpersdorf A., Cotte N., Specht S., Ortega-Culaciati F., Carrizo D., Norabuena E.* An 8 month slow slip event triggers progressive nucleation of the 2014 Chile megathrust // *Geophys. Res. Lett.* 2017. V. 44. P. 4046–4053.
<https://doi.org/10.1002/2017GL073023>
- 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>
- Sutherland R., Toy V.G., Townend J., Cox S.C., Eccles J.D., Faulkner D.R., Prior D.J., Norris R.J., Mariani E., Boulton C., Carpenter B.M., Menzies C.D., Little T.A., Hasting M., De Pascale G.P., Langridge R.M., Scott H.R., Lindroos Z.R., Fleming B., Kopf A.J.* Drilling reveals fluid control on architecture and rupture of the Alpine fault, New Zealand // *Geology*. 2012. V. 40. № 12. P. 1143–1146.
- Tal Y., Hager B.H.* The slip behavior and source parameters for spontaneous slip events on rough faults subjected to slow tectonic loading // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2018. V. 123. № 2. P. 1810–1823.
<https://doi.org/10.1002/2017JB014737>
- Tanikawa W., Shimamoto T.* Frictional and transport properties of the Chelungpu fault from shallow borehole data and their correlation with seismic behavior during the 1999 Chi-Chi earthquake // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № B1
<https://doi.org/10.1029/2008JB005750>
- Tape C., Holtkamp S., Silwal V., Hawthorne J., Kaneko Y., Ampuero J.P., Ji C., Ruppert N., Smith K., West M.E.* Earthquake nucleation and fault slip complexity in the lower crust of central Alaska // *Nat. Geosci.* 2018. V. 11. P. 536–541.
<https://doi.org/10.1038/s41561-018-0144-2>
- Tenthorey E., Cox S.F., Todd H.F.* Evolution of strength recovery and permeability during fluid-rock reaction in experimental fault zones // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2003. V. 206. P. 161–172.
- Thomas M.Y., Bhat H.S.* Dynamic evolution of off-fault medium during an earthquake: A micromechanics based

- model // *Geophys. J. Int.* 2018. V. 214. № 2. P. 1267–1280. <https://doi.org/10.1093/GJI/GGY129>
- Tobin H., Hirose T., Ikari M. et al.* NanTroSEIZE Plate Boundary Deep Riser 4: Nankai Seismogenic/Slow Slip Megathrust. Proceedings of the International Ocean Discovery Program. College Station, TX (International Ocean Discovery Program). 2020. V. 358. <https://doi.org/10.14379/iodp.proc.358.101.2020>
- 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)
- Trippetta F., Collettini C., Meredith P.G., Vinciguerra S.* Evolution of the elastic moduli of seismogenic Triassic Evaporites subjected to cyclic stressing // *Tectonophysics*. 2013. V. 592. P. 67–79. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2013.02.011>
- Trugman D.T., Shearer P.M.* Application of an improved spectral decomposition method to examine earthquake source scaling in Southern California // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2017. V. 122. P. 2890–2910. <https://doi.org/10.1002/2017JB013971>
- Uchida N., Burgmann R.* Repeating earthquakes // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2019. V. 47. P. 305–32.
- Uchida N., Iinuma T., Nadeau R.M., Bürgmann R., Hino R.* Periodic slow slip triggers megathrust zone earthquakes in northeastern Japan // *Science*. 2016. V. 351. P. 488–492. <https://doi.org/10.1126/science.aad3108>
- Uchide T., Shearer P.M., Imanishi K.* Stress drop variations among small earthquakes before the 2011 Tohoku-oki, Japan, earthquake and implications for the main shock // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 2014. V. 119. P. 7164–7174. <https://doi.org/10.1002/2014JB010943>
- Ujii K., Tanaka H., Saito T., Tsutsumi A., Mori J.J., Kameda J., Brodsky E.E., Chester F.M., Eguchi N., Toczko S.* Expedition 343 and 343T Scientists Low coseismic shear stress on the Tohoku-Oki megathrust determined from laboratory experiments // *Science*. 2013. V. 342. № 6163. P. 1211–1214. <https://doi.org/10.1126/science.1243485>
- Vidale J.E., Li Y.G.* Damage to the shallow Landers fault from the nearby Hector Mine earthquake // *Nature*. 2003. V. 421. P. 524–526.
- Viesca R.C., Garagash D.I.* Ubiquitous weakening of faults due to thermal pressurization // *Nat. Geosci.* 2015. V. 8. P. 875–879. <https://doi.org/10.1038/ngeo2554>
- Vorobieva I., Shebalin P., Narteau C.* Condition of Occurrence of Large Man-Made Earthquakes in the Zone of Oil Production, Oklahoma // *Izv., Phys. Solid Earth*. 2020. V. 56. № 6. P. 911–919.
- Wei S., Avouac J.-P., Hudnut K.W., Donnellan A., Parker J.W., Graves R.W., Helmberger D., Fielding E., Liu Z., Cappa F., Eneva M.* The 2012 Brawley swarm triggered by injection-induced aseismic slip // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 422. P. 115–122.
- Weingarten M., Ge S., Godt J.W., Bekins B.A., Rubinstein J.L.* High-rate injection is associated with the increase in U.S. mid-continent seismicity // *Science*. 2015. V. 348. P. 337–340.
- Wesnowsky S.G.* Displacement and geometrical characteristics of earthquake surface ruptures: Issues and implications for seismic-hazard analysis and the process of earthquake rupture // *BSSA*. 2008. V. 98. № 4. P. 1609–1632. <https://doi.org/10.1785/0120070111>
- Wibberley C.A.J., Shimamoto T.* Internal structure and permeability of major strike-slip fault zones: the Median Tectonic Line in Mie Prefecture, Southwest Japan // *J. Struct. Geol.* 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, London, Special Publications*. 2008. V. 299. № 1. P. 5–33. <https://doi.org/10.1144/sp299.2>
- Wilson J.E., Chester J.S., Chester F.M.* Microfracture analysis of fault growth and wear processes, Punchbowl Fault, San Andreas System, California // *J. Struct. Geol.* 2003. V. 25. P. 1855–1873.
- Wu Q., Chapman M., Chen X.* Stress-drop variations of induced earthquakes in Oklahoma // *BSSA*. 2018. V. 108. № 3A. P. 1107–1123. <https://doi.org/10.1785/0120170335>
- Xu Z., Li H.* The Wenchuan Earthquake Fault Scientific Drilling (WFSD) Project. Earthquake and Disaster Risk: Decade Retrospective of the Wenchuan Earthquake / Ed. Y.G. Li. Singapore: Springer. 2019. https://doi.org/10.1007/978-981-13-8015-0_3
- Xue L., Li H.-B., Brodsky E.E., Xu Z.-Q., Kano Y., Wang H., Mori J.J., Si J.-L., Pei J.-L., Zhang W., Yang G., Sun Z.-M., Huang Y.* Continuous permeability measurements record healing inside the Wenchuan earthquake fault zone // *Science*. 2013. V. 340. № 6140. P. 1555–1559.
- Yang T., Dekkers M.J., Zhang B.* Seismic heating signatures in the Japan Trench subduction plate-boundary fault zone: evidence from a preliminary rock magnetic “geothermometer” // *Geophys. J. Int.* 2016. V. 205. P. 332–344.
- Yang H., Liu, Y., Lin J.* Geometrical effects of a subducted seamount on stopping megathrust ruptures // *Geophys. Res. Lett.* 2013. V. 40. P. 2011–2016. <https://doi.org/10.1002/grl.50509>
- Yang S., Ranjith P.G., Huang Y., Yin P., Jing H., Gui Y., Yu Q.* Experimental investigation on mechanical damage characteristics of sandstone under triaxial cyclic loading // *Geophys. J. Int.* 2015. V. 201. P. 662–682.
- Yasuda T., Yagi Y., Mikumo T., Miyatake T.* A comparison between Dc_0 -values obtained from a dynamic rupture model and waveform inversion // *Geophys. Res. Lett.* 2005. V. 32. P. L14316.
- Ye L., Kanamori H., Lay T.* Global variations of large megathrust earthquake rupture characteristics // *Science Advances*. 2018. V. 4. eaao4915. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aao4915>
- Yu C., Zhan Z., Lindsey N.J., Ajo-Franklin J.B., Robertson M.* The potential of distributed acoustic sensing (DAS) in teleseismic studies: insights from the Goldstone experiment // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 1320–1328. <https://doi.org/10.1029/2018GL081195>

Origin and Development of Sliding Processes in the Continental Fault Zones under the Action of Natural and Man-Made Factors: A State-of-the-Art Review

G. G. Kocharyan^{a, b, *}

^a*Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia*

^b*Moscow Institute of Physics and Technology (State University),
Dolgoprudnyi, 141701 Russia*

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

A review of the state-of-the-art publications devoted to the origin and evolution of sliding processes along the faults in the Earth's crust is presented. Various aspects of the problem—from the structure of the localization segments of sliding to the initiation of dynamic ruptures by exogenous factors—are considered. The publications currently show a clear trend from studying individual effects to exploring interactions between subsets of the corresponding processes on several spatial and time scales to establish probable correlations between different phenomena. The efforts of many research teams in the field of the physics of earthquake source and fault formation are focused towards the creation of a computational model based on the physical principles and is effective in performing the prognostic functions. The review demonstrates the multi-aspect and multi-scale nature of the discussed problem and presents the recent results and challenges in achieving the objectives. Some promising directions in the development of the geomechanics of faults, as they are seen from the author's standpoint, are formulated.

Keywords: fault, sliding modes, earthquake source, friction, contact interaction