

УДК 550.34, 551.24

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАЗРЫВА ПО АКТИВНОМУ РАЗЛОМУ С ГЕТЕРОГЕННЫМ ТРЕНИЕМ

© 2023 г. А. М. Будков¹, Г. Г. Кочарян¹. *¹Институт динамики геосфер имени академика М. А. Садовского РАН, Москва, Россия

*E-mail: gevorgkidg@mail.ru

Анализ геологической информации свидетельствует о существовании в одной и той же разломной зоне сегментов радикально отличающихся по структуре, вещественному составу и, как следствие, фрикционным характеристикам. В настоящей работе на основе численного моделирования рассматривается роль областей с различными свойствами при развитии динамического разрыва, инициированного на участке гетерогенного тектонического разлома. Показано, что характерные размеры фрикционных неоднородностей на плоскости скольжения и плотность их расположения в значительной степени определяют особенности распространения разрыва, в том числе такие плохо изученные этапы, как его старт и остановка. Инициирование разрыва локальной области может быть вызвано различными причинами – изменением порового давления, воздействием сейсмических колебаний от удаленных событий, межгеосферными взаимодействиями. После инициирования на одном из «запертых» сегментов динамический разрыв может распространяться даже при относительно небольшом, по сравнению с пиковой прочностью контакта, уровне касательных напряжений. Условием этого является наличие на плоскости разлома других контактных областей, обладающих свойствами разупрочнения при сдвиге. В этом случае оказывается необходимым обеспечить условия инициирования лишь на локальном участке, а дальше динамический сдвиг может поддерживаться волной напряжений, излучаемой с поверхности распространяющегося разрыва.

Ключевые слова: косейсмический разрыв, трение в разломах, разупрочнение при сдвиге, гетерогенность свойств.

Для цитирования: Будков А.М., Кочарян Г.Г. Моделирование распространения разрыва по активному разлому с гетерогенным трением // Динамические процессы в геосферах. 2023. Т. 15. № 2. С. 1–12. http://doi.org/10.26006/29490995_2023_15_2_1

Введение

Активные разломы – структурные элементы земной коры, являющиеся главными проявлениями неотектонической активности [Трифонов, 2017]. Согласно нормативному определению, «активный разлом это – тектоническое нарушение с признаками постоянных или периодических перемещений его крыльев в позднем плейстоцене-голоцене (за последние 100000 лет). Рассмотрение закономерностей формирования разрыва в однородной или неоднородной сплошной среде приводит к заключению, что хрупкое разрушение или пластическое течение материала происходит по достижению предельного состояния на одной из поверхностей. Согласно, например, [Ребецкий, 2018], «...когда большой круг Мора создаваемого напряженного состояния пересечет линию минимального сухого трения, в среде могут активизироваться ранее существовавшие трещины и разрывы с минимальной прочностью, определяемой только трением». Определенное упрощение, заложенное в таком подходе, приводит к трудностям в описании процессов старта, распространения и остановки разрыва по реальному, уже существующему разлому. Оно вытекает непосредственно из критерия прочности Кулона, который подразумевает независимость трения от скорости скольжения, а также наличие двух типов фрикционного взаимодействия – статического трения покоя и кинетического трения.

Присутствие в массиве горных пород разлома или трещины – некоторой области контакта между блоками горной породы, внутри которой в подавляющем большинстве случаев заключена поверхность скольжения – заметно меняет дело по сравнению с квазисплошной средой. Согласно современным представлениям, косейсмические разрывы часто происходят вдоль одной и той же поверхности, сформированной ультракатаклазитами, образованными на предыдущих стадиях деформирования [Кочарян, 2021; Кочарян и др., 2023]. Повторная активизация может происходить и через очень большие промежутки времени. Так, активизация разлома Pretorius (Южная Африка) произошла в 2004 г. вдоль четырех квазиплоских сегментов, богатой кварцем, главной поверхности скольжения древней разломной зоны, активной в архее [Heesakkers et al., 2011].

Поверхности скольжения, чаще всего, выполнены разломной глиной трения (конгломерат частиц размером в единицы – десятки – сотни микрон). Фрикционные свойства этого материала могут радикально отличаться от свойств вмещающей породы. Изначальная неоднородность строения и напряженного состояния массива определяет существование в одной и той же разломной зоне радикально отличающихся по структуре и материальному составу участков скольжения. На участках концентрации напряжений образуются области относительно прочных глинок трения, сформированных, преимущественно, из кварца и полевого шпата. В тоже время широко распространены зоны, геометрия и внутренняя структура которых скорее напоминает зоны пластического сдвига с высокой степенью метаморфизма. Они состоят из многократно пересекающихся участков сдвига, содержащих глинистые минералы, происходящие из различных протолитов. Тип скольжения, реализуемый на том или ином участке разлома, эволюционирует от устойчивого к неустойчивому скольжению с ростом эффективного коэффициента трения. Важную роль играют и Р-Т условия, наличие флюида и его свойства, которые определяют различные интервалы фрикционной неустойчивости для разных материалов [Кочарян и др., 2023].

«Сильные», в среднем потенциально фрикционно-неустойчивые участки, скорее всего, соответствуют известным в сейсмологии зонам «*asperities*» [Kanamori, Stewart, 1978], которые, по оценкам, занимают около 20% – 30% от площади разрыва [Кочарян, Кишкина, 2020]. От свойств и взаимного расположения сильных и слабых участков и зависит режим скольжения по разлому. Предполагается, что в районе «*asperities*», где разлом «заперт» в межсейсмический период, все перемещение набирается за счет подвижки при землетрясении [Scholz, 2019]. На остальных участках, где скольжение условно стабильно, значительная часть амплитуды перемещения по разлому набирается в межсейсмический период за счет асейсмических подвижек. И, наконец, на участках крипа, где крупных землетрясений нет, практически все перемещение асейсмично. Хотя такая модель основана, главным образом, на результатах геодезических измерений на участках типа зон субдукции, где происходят крупные землетрясения, в последние годы геофизические наблюдения в сочетании с численными моделями и лабораторными экспериментами показали, что различные типы скольжения: от крипа до динамического срыва – являются обычным явлением для разломов земной коры на всех глубинах [Bürgmann, 2018]. Более того, разрывы с низкой величиной приведенной сейсмической энергии (отношение величины излученной энергии к значению скалярного сейсмического момента) недавно были зарегистрированы в рое микроземлетрясений, индуцированном горными работами [Беседина и др., 2020; 2021].

В предлагаемой работе на основе численных расчетов рассматривается роль областей с различными фрикционными свойствами в развитии динамического разрыва, инициированного на участке гетерогенного тектонического разлома. Используемая модель не учитывает, в явном виде, влияние литостатических напряжений, что значительно усложнило бы вычисления. Это, безусловно, накладывает ограничения на полученные количественные результаты. Задача работы – качественный анализ важного эффекта гетерогенности. После инициирования на одном из «запертых» сегментов, динамический разрыв может распространяться даже при относительно небольшом, по сравнению с пиковой прочностью контакта, уровне касательных напряжений. Такая возможность обеспечивается волной напряжений, излучаемой с поверхности распространяющегося разрыва.

Метод и модель

Методом численного математического моделирования решалась задача о распространении разрыва вдоль контакта упругих блоков (плотность $\rho_0 = 2.5 \cdot 10^3$ кг/м³, коэффициент Пуассона $\nu = 0.25$, скорость продольных волн $c_p = 6000$ м/с, скорость поперечных волн $c_s = 3460$ м/с). В качестве начальных условий задано однородное поле сдвиговых напряжений $\sigma_{xy} = \tau_0$.

Для проведения вычислений использовался двумерный программный комплекс [Архипов и др., 2003], разработанный на основе лагранжева численного метода «Тензор». Расчеты выполнялись в плоской постановке. Ось x декартовой системы координат лежит в плоскости контактной границы, ось y перпендикулярна этой плоскости.

Сопротивление сдвигу по границе между блоками задано в виде трения с разупрочнением [Ida, 1972]:

$$\tau = T(\Delta u) \operatorname{sign}\left(\frac{\partial \Delta u}{\partial t}\right) \frac{\partial \Delta u}{\partial t} \neq 0, \quad (1)$$

$$\text{где } T(\Delta u) = \begin{cases} \tau_u - \frac{(\tau_u - \tau_f)\Delta u}{d_0}, & \Delta u < d_0, \\ \tau_f, & \Delta u \geq d_0 \end{cases}, \quad u - \text{относительное перемещение берегов, } \tau_u - \text{пиковая}$$

фрикционная прочность, τ_f – остаточная фрикционная прочность, d_0 – амплитуда перемещения, при котором трение спадает с пикового до остаточного значения. Величина τ_0 задавалась ниже пиковой фрикционной прочности τ_u . Так что разрушение контакта происходило за счет динамической добавки к полю статических напряжений, излучаемой при распространении инициированного разрыва. Для инициирования разрыва на небольшом участке контактной границы $0 \leq x \leq L_0$ искусственно задавалось смещение на 10%, превышающее пороговое значение u_0 , при котором трение выходит на уровень фоновых напряжений τ_0 . В результате формировался разрыв, распространяющийся вдоль плоскости контакта с начальной скоростью $V_{r0} = 0.6c_s$.

В расчетах задавались следующие параметры модели: $\tau_u = 16$ МПа, $\tau_f = 5$ МПа, $d_0 = 1.8$ мм; величина фоновых сдвиговых напряжений $\tau_0 = 8.67$ МПа. Для нормировки длины использовался параметр

$$L_c = \frac{8 \mu (\lambda + \mu)}{\pi (\lambda + 2\mu)} \frac{G}{(\tau_0 - \tau_f)^2} - \text{критическая гриффитсовская полудлина трещины [Andrews, 1976].}$$

Здесь λ и μ – коэффициенты Ляме, $G = \frac{1}{4}(\tau_u - \tau_f)d_0$ – эффективная энергия трещинообразования, τ_0 – величина фоновых сдвиговых напряжений. Для используемых параметров модели $L_c = 18.75$ м. Далее все характерные размеры будут указываться в единицах L_c – $\hat{L} = L / L_c$, а время нормировано, как $\hat{t} = (t \cdot c_s) / L_c$.

Предварительные расчеты показали, что участок сброса напряжений (зона зарождения разрыва) должен иметь достаточную величину. В непосредственной близости от участка инициирования при $\hat{L}_0 \leq 3$ процесс формирования разрыва затухает. В дальнейших расчетах задавалось $\hat{L}_0 = 4$.

В рамках используемой модели трения (1), для начала дифференциального движения берегов требуется, чтобы динамическое сдвиговое напряжение превысило фоновое на величину $\Delta \tau = \tau_u - \tau_0$:

$$\sigma_{xy} \geq \tau_u = \tau_0 + \Delta \tau. \quad (2)$$

При этом, обратим внимание, что в рамках используемой модели, выполнение этого условия не означает излучения упругой энергии, запасенной в среде. Для излучения упругой энергии при распространении разрыва необходимо, чтобы амплитуда дифференциального смещения по разлому u превысила значение u_0 , при котором величина трения становится ниже уровня фоновых напряжений τ_0 . После выполнения этого условия начинается стадия процесса, которую можно назвать «активной стадией скольжения» или «активным разрывом».

На рис. 1 показано векторное поле скорости смещения грунта в момент времени $\hat{t} = 25.6$ для разрыва, распространяющегося вдоль поверхности раздела с однородными фрикционными свойствами, задаваемыми в соответствии с (1). Буквами « p » и « s » отмечены положения квазисферических фронтов продольной и поперечной волн. Амплитуды волны напряжений на фронте продольной волны в данном случае оказывается недостаточно для выполнения условия (2), так что относительного

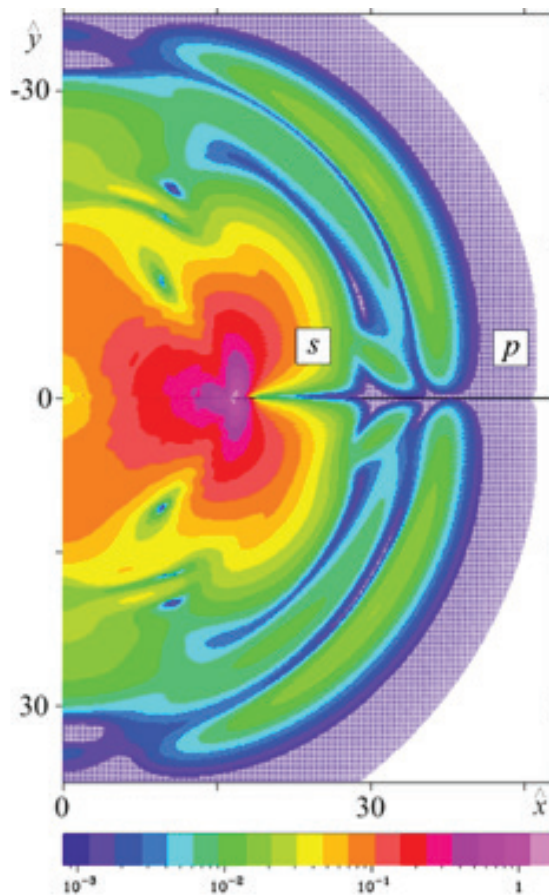


Рис. 1. Векторное поле скорости в момент времени $t = 25.6$. Шкала соответствия цвета величине скорости смещения грунта в [м/с]

смещения берегов разлома за фронтом продольной волны не наблюдается. Условие (2) выполняется лишь на фронте поперечной волны « s ». Как отмечалось выше, излучение упругой волны при этом начинается не сразу, а после того, как амплитуда дифференциального смещения по разлому превысит пороговое значение d_0 , при котором величина трения снижается до уровня фоновых напряжений τ_0 . Эта стадия «активного разрыва» формируется за фронтом поперечной волны. На рисунке отчетливо видно положение «активного разрыва». Эта зона характеризуется максимальными для всей области возмущения значениями скорости движения среды, которые в рассматриваемый момент времени составляют величину около 2 м/с.

Влияние гетерогенности фрикционных свойств

Неоднородность фрикционных свойств моделировалась в виде наличия на поверхности скольжения участков двух типов – *FW* (*Friction weakening*), с разупрочнением в процессе скольжения в соответствии с (1), и *FS* (*Friction stable*) с постоянным уровнем сопротивления сдвигу, равным фоновому напряжению $\tau = \tau_0$. В рамках этой модели подготовка динамического срыва происходит в результате крипа стабильных *FS* участков, в то время как нестабильные *FW* участки неподвижны. Это

означает, что на стабильных участках имеет место равенство сдвиговых напряжений и силы трения скольжения. На нестабильных участках сдвиговые напряжения равны силе трения покоя, которая еще не достигла своего предельного значения, за которым начинается динамический срыв. Таким образом, применяемая модель соответствует широко используемой в сейсмологии, вышеупомянутой схеме «*asperities*» [Kanamori, Stewart, 1978].

На рис. 2 приведены годографы начала активной стадии (1) и начала дифференциального движения (2) для варианта расчета с одним стабильным участком размером $\Delta\hat{x} = 3.7$. Начало *FS* участка здесь и в следующих вариантах расчета располагалось на расстоянии $\hat{x} = 10.7$. После участка инициирования ($\hat{x} = \hat{L}_0 = 4$) и начального участка формирования разрыва ($4 < \hat{x} < 6$) до начала *FS* участка $\hat{x} = 10.7$ фронтальная часть разрыва распространяется вдоль контакта между блоками со скоростью поперечной волны, слегка обгоняя активную зону разрыва (1), распространяющуюся со скоростью волны Релея. На *FS* участке ($\hat{x} \geq 10.7$) картина радикально меняется. Начало дифференциального движения в этой подобласти наступает значительно раньше, чем выполняется

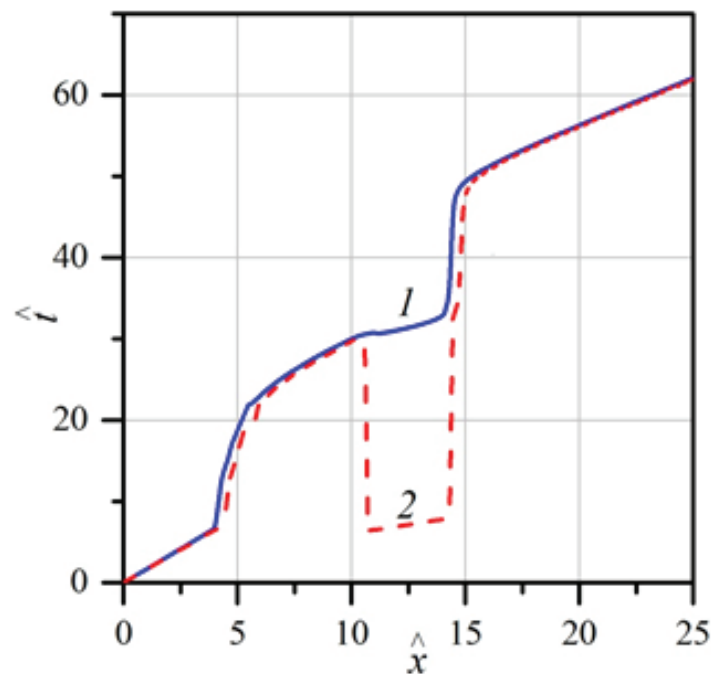


Рис. 2. Годографы начала «активной стадии» разрыва (1) и дифференциального движения (2); $\Delta\hat{x} = 3.7$

условие, необходимое для начала «активной стадии» излучения сейсмической волны. Дело в том, что дифференциальное движение берегов на *FS* участке происходит со скоростью продольной волны. Поскольку на стабильном участке при уровне фоновых напряжений, превышающем остаточную фрикционную прочность $\tau \geq \tau_0$, трение всегда полностью мобилизовано, то при ускорении скольжения, инициированном динамическим воздействием, увеличение фрикционного сопротивления на этих участках не происходит. Соответственно, распространяющаяся вдоль разлома слабая продольная волна, интенсивности которой недостаточно, чтобы сдвинуть «запертые» *FW* участки («*asperities*»), вызывает скольжение на участках со стабильным трением. Это приводит к неожиданному, на первый взгляд, результату: на *FS* участках разрыв всегда распространяется со скоростью продольной волны.

Важное значение имеет размер стабильного участка. Годографы момента начала «активной стадии» разрыва, полученные в расчетах с одним стабильным участком разной протяженности, показаны на рис. 3. Можно видеть, что приведенные годографы имеют выраженные особенности при прохождении

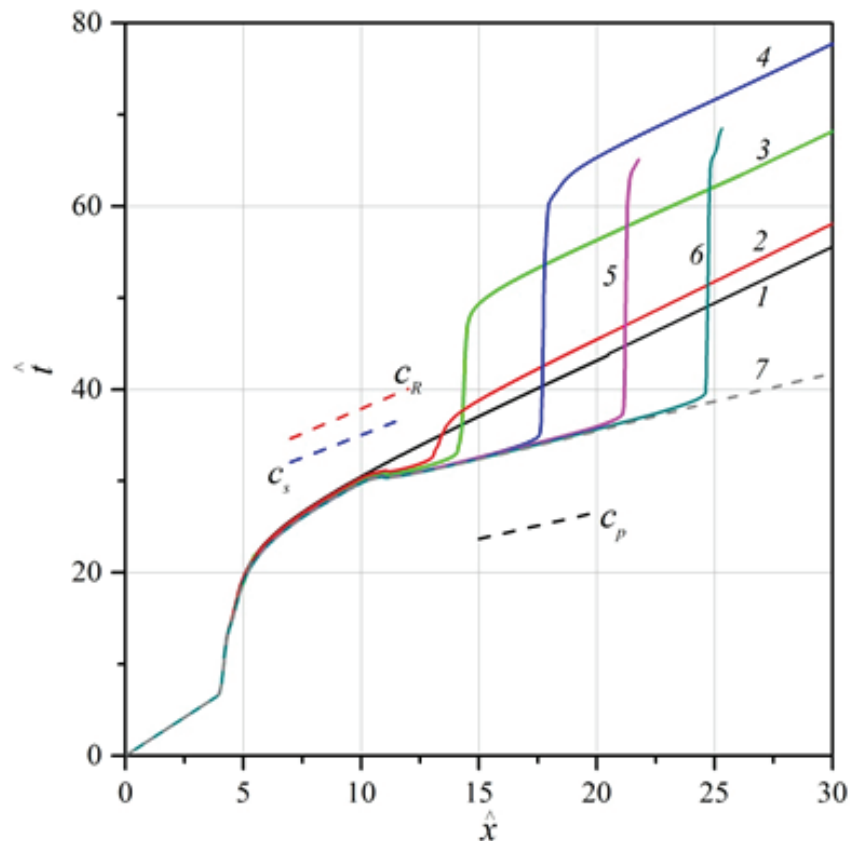


Рис. 3. Годографы момента начала «активной стадии» скольжения при различной протяженности участка со стабильным трением. 1 – $\Delta\hat{x} = 0$; 2 – $\Delta\hat{x} = 2.7$; 3 – $\Delta\hat{x} = 3.7$; 4 – $\Delta\hat{x} = 7.4$; 5 – $\Delta\hat{x} = 11.1$; 6 – $\Delta\hat{x} = 14.8$; 7 – $\Delta\hat{x} = \text{inf}$. Во всех случаях начало стабильного участка расположено в точке $\Delta\hat{x} = 10.7$

разрывом участка с постоянным трением. Отрицательный наклон годографа в начале участка связан с тем, что, как отмечалось выше, условие $u = d_0$ на FS участке достигается раньше, чем на «запертой» области с FW свойствами. Перед границей зоны разупрочнения разрыв тормозится, а затем, при распространении по ней, постепенно разгоняется.

При больших размерах участка с постоянным трением ($\Delta\hat{x} \geq 11.1$) разрыв останавливается (рис. 3). Это связано с тем, что его распространение на FS участке не сопровождается выделением, запасенной в блоке, упругой энергии и, связанная с разрывом сейсмическая волна, постепенно затухает. Если на пути такого разрыва оказывается очередной «запертый» участок, то могут возникнуть условия для остановки разрыва (кривые 5, 6 на рис. 3). Это единственный механизм остановки разрыва в рамках используемой модели. В случае инициации разрыва на однородной FS поверхности, не содержащей FW участков, трещина распространяется сколь угодно долго со скоростью продольной волны (кривая 7 на рис. 3).

В следующей серии расчетов контактная поверхность представляла собой чередование «запертых» FW участков протяженностью по $\hat{L}_{asp} \approx 7.1$ и FS участков крипа длиной Δx , каждый. Для удобства, в качестве безразмерной характеристики гетерогенной поверхности скольжения принят параметр $\delta = \Delta x / L_{asp}$, который варьировался в расчетах от 0 до 2. Соответственно, чем больше величина параметра δ , тем меньше доля «запертых» участков с разупрочнением («asperities»). На рис. 4 приведены годографы момента начала «активной стадии» скольжения для различных расчетных вариантов. При малых значениях параметра $\delta < 1.0$ распространение разрыва имеет немонотонный характер. На FS участках разрыв разгоняется до скорости продольной волны. В конце FS участка происходит резкое торможение и далее на FW участке разрыв опять разгоняется, но уже до скорости,

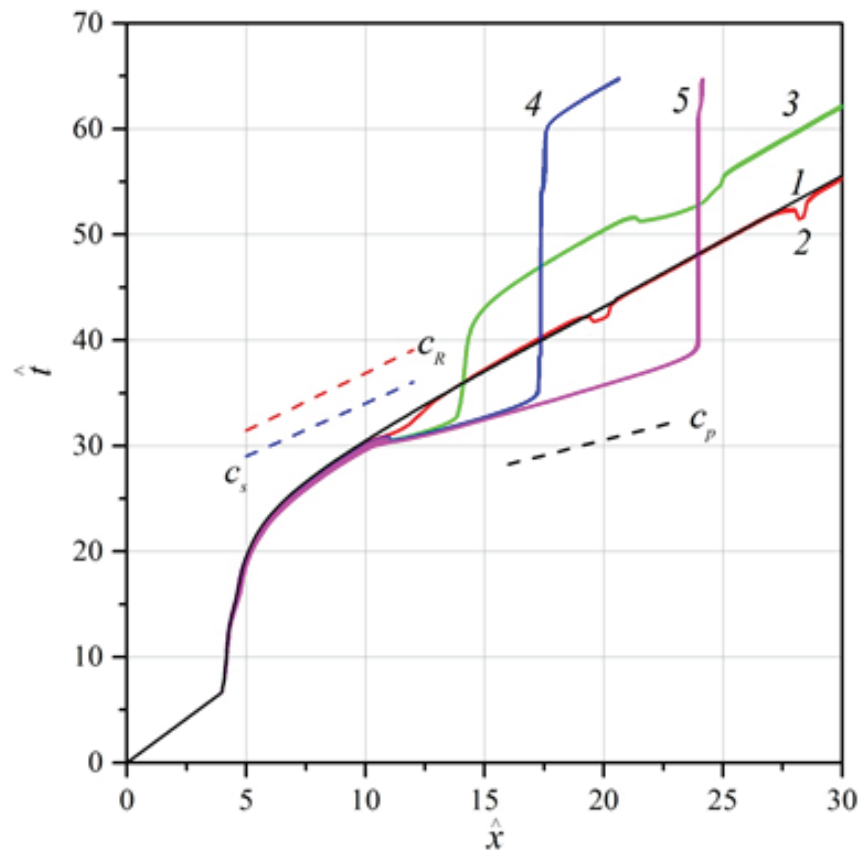


Рис. 4. Годографы момента начала «активной стадии» скольжения для гетерогенных поверхностей с разными характеристиками $\delta = \Delta x / L_{asp}$. 1 – $\delta = 0$; 2 – $\delta = 0.2$; 3 – $\delta = 0.5$; 4 – $\delta = 1.0$; 5 – $\delta = 2.0$

близкой к скорости распространения волны Релея. При $\delta \geq 1.0$ (доля участков с разупрочнением менее 50%) разрыв останавливается.

При переходе на участок со стабильным трением резко снижается амплитуда скорости относительного смещения берегов разрыва (рис. 5). На рисунке представлено распределение максимальной амплитуды горизонтальной составляющей скорости скольжения на однородной границе

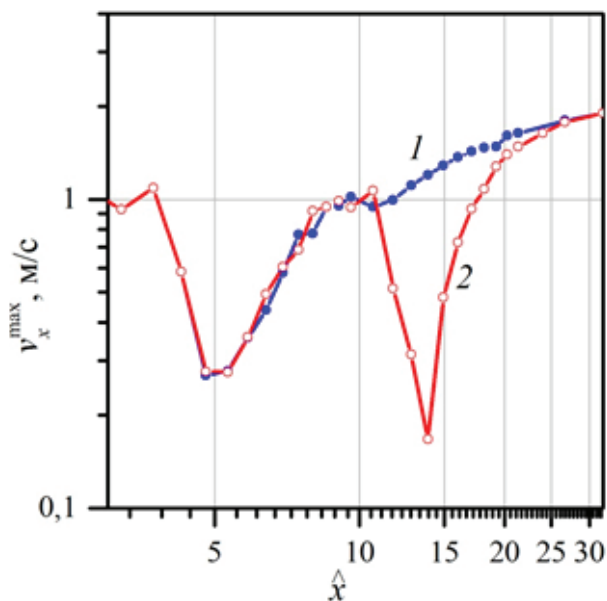


Рис. 5. Пространственное распределение амплитуды горизонтальной составляющей скорости на контактной границе. 1 – однородная контактная поверхность, 2 – на отрезке $\hat{x} = 10.7 - 14.4$ расположен *FS* участок с постоянным трением

и на поверхности, содержащей FS участок. Если протяженность такой области невелика, то величина скорости дифференциального движения восстанавливается на последующем «активном» участке разупрочнения. На гетерогенной поверхности раздела такие скачки амплитуды сдвига происходят вблизи каждого FS участка. Если пассивный участок имеет достаточно большую протяженность (при используемых параметрах $\Delta\hat{x} \geq 11.1$), разрыв останавливается. При малой протяженности FW участков максимальная амплитуда сдвиговой составляющей не успевает увеличиться настолько, чтобы произошел сдвиг следующего «запертого» пятна. В этом случае происходит остановка разрыва.

В расчетных вариантах $\delta = 0.2, 0.5$ наличие на годографе участков с отрицательным наклоном кривой, как и на рис. 3, является следствием сложной структуры волнового поля движения среды при распространении разрыва вдоль гетерогенной поверхности.

Излучение упругой энергии в окрестности контактных пятен

Представляет интерес детальное рассмотрение процесса накопления и излучения упругой энергии в окрестности разупрочняющегося пятна. Для иллюстрации этого процесса была рассмотрена более простая, по сравнению с предыдущим разделом, модель контактного пятна, разрушающегося при квазистатическом нарастании сдвигового усилия. Расчеты проводились в следующей постановке. Два упругих блока, имеющие горизонтальную плоскость контакта, прижаты друг к другу вертикальной нагрузкой σ_n . Нижний блок – неподвижный, на левой грани верхнего блока задана постоянная малая скорость горизонтального перемещения v_0 . Вся контактная поверхность, за исключением тонкой упругопластической вставки (контактного пятна) протяженностью L , стабильно скользит с малым трением (коэффициент трения $k_f = 0.1$). Полная толщина вставки $0.08L$. На участке пятна задано условие полного сцепления до разрушения материала вставки и условие стабильного скольжения с коэффициентом трения $k_f = 0.4$ после разрушения. Для описания процесса деформирования материала вставки использовалось уравнение состояния Мурнагана [Мелош, 1994]

$$P(\varepsilon) = \frac{K^0}{n} \left[(1 - \varepsilon)^{-n} - 1 \right], \quad (3)$$

где $\varepsilon = 1 - \rho_0/\rho$ – объемная деформация, K_0 – модуль объемного сжатия, и критерий сдвигового разрушения породы, который представляет собой обобщенное условие Мизеса:

$$s_{ij}s_{ij} / 2 = Y^2(P) / 3. \quad (4)$$

Здесь s_{ij} – компоненты девиатора тензора напряжений, P – давление. Значение прочности $Y(P)$ изменяется в соответствии с уравнением

$$Y(P) = Y_0 + \frac{\mu P}{1 + \mu P / (Y_{PL} - Y_0)}. \quad (5)$$

Константы Y_0, Y_{PL} – играют роль сцепления грунта и предельного значения сдвиговой прочности.

Сдвиговое деформирование определяется соотношениями, которые являются композицией закона Гука и закона пластического течения Прандтля – Рейсса и имеют вид:

$$\begin{aligned} \frac{ds_{ij}}{dt} - s_{ik}w_{jk} - s_{jk}w_{ik} + \lambda s_{ij} &= 2Ge'_{ij}, \quad \lambda = \frac{GQ}{\tau_2} - \frac{1}{2\tau_2} \frac{d\tau_2}{dt}, \\ Q &= s_{ij}e'_{ij}, \quad \tau_2 = 1/2 s_{ij}s_{ij}, \end{aligned} \quad (6)$$

где w_{ij} – компоненты тензора вращения, e'_{ij} – компоненты тензора скоростей деформаций, G – модуль сдвига, функционал $\lambda \geq 0$, $\lambda \equiv 0$ при $\tau^2 < Y^2(P)/3$. Распределение плотности энергии сдвига на разных

этапах процесса деформирования приведено на рис. 6. Координаты на рисунке нормированы на размер пятна $\hat{x} = x/L$, а время – на отношение размера пятна к скорости протяжки $\hat{t} = tv_0/L$.

На рис. 6а показан момент времени перед началом разрушения. Отчетливо видны небольшие по размеру участки концентрации плотности энергии сдвига вблизи краев контактного пятна – участков

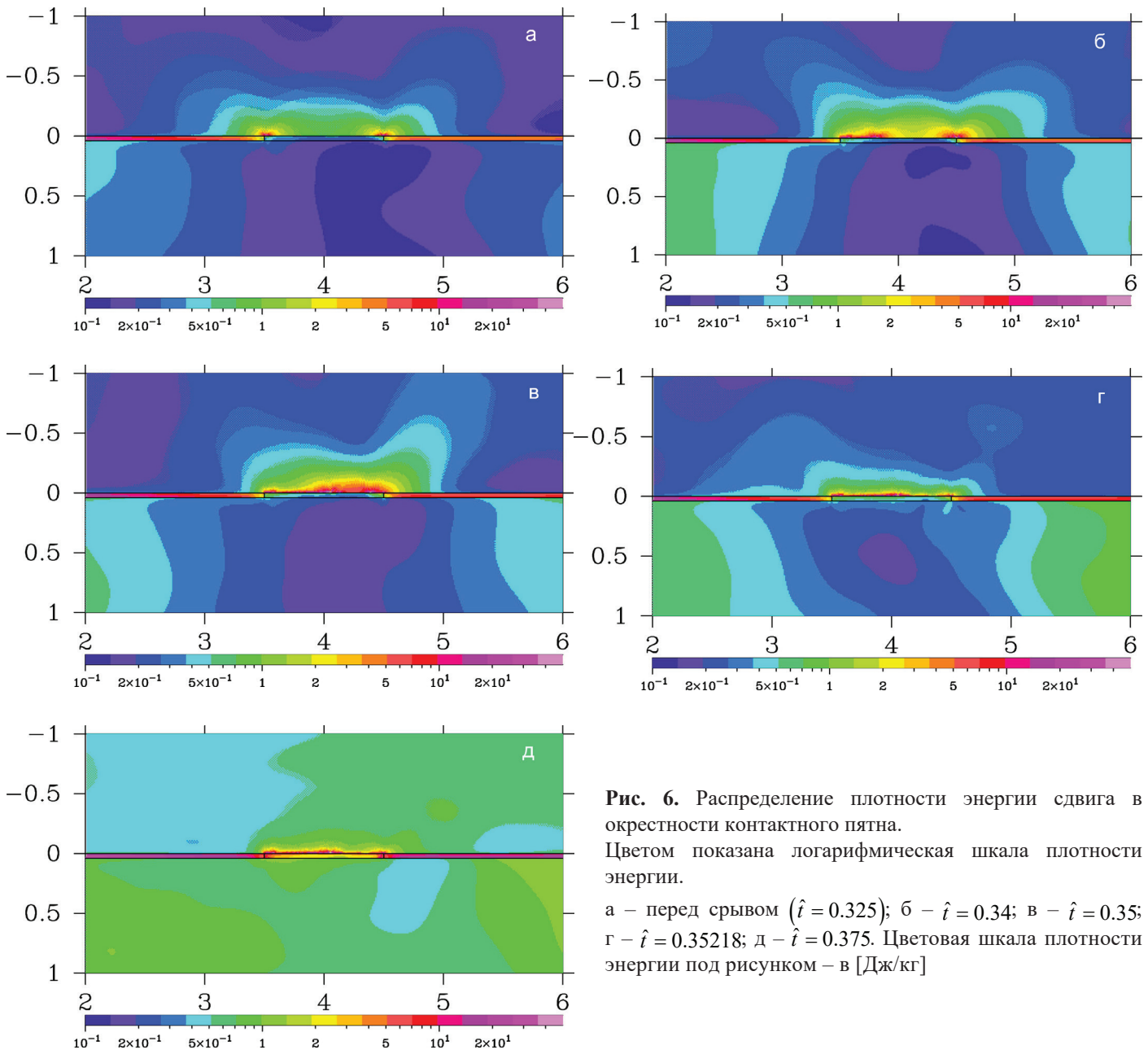


Рис. 6. Распределение плотности энергии сдвига в окрестности контактного пятна.

Цветом показана логарифмическая шкала плотности энергии.

а – перед срывом ($\hat{t} = 0.325$); б – $\hat{t} = 0.34$; в – $\hat{t} = 0.35$; г – $\hat{t} = 0.35218$; д – $\hat{t} = 0.375$. Цветовая шкала плотности энергии под рисунком – в [Дж/кг]

концентрации сдвиговых напряжений. После начала разрушения (рис. 6б) зона концентрации энергии вблизи левого края пятна начинает смещаться вправо. На финальном этапе разрушения пятна (рис. 6в) зона концентрации энергии явно смещена к правому краю пятна, а после завершения разрушения (рис. 6г) распределение вдоль поверхности контактного пятна становится более равномерным. После того, как «шероховатость» оказывается разрушенной, начинается этап стабильного скольжения (рис. 6д). Можно видеть концентрацию энергии сдвига вблизи всей поверхности, примыкающей к пятну, за счет более высокого коэффициента трения. Увеличение плотности энергии в обоих блоках (излучение сейсмической волны) происходит за счет упругой энергии, запасенной в зоне «*asperities*» на ранних стадиях сдвига.

Заключение

Результаты, полученные в настоящей работе, свидетельствуют в пользу предположения, что характерные размеры фрикционных неоднородностей на плоскости скольжения в значительной степени определяют особенности распространения динамического разрыва, в том числе такие плохо изученные этапы, как его старт и остановка.

Инициирование разрыва локальной области может быть вызвано различными, подчас случайными причинами – изменением порового давления, воздействием сейсмических колебаний от удаленных событий, межгеосферными взаимодействиями и т.д. В тоже время, представляется маловероятным изменение, например, порового давления на достаточно большой площади, сопоставимой с площадью будущего разрыва. Такого рода возражения, например, имели место при обсуждении известной дилатантно-диффузионной модели подготовки землетрясения [Соболев, 1993]. Для гетерогенного разлома, содержащего FS и FW участки, при достаточном количестве разупрочняющихся областей, оказывается необходимым обеспечить условия инициирования лишь на локальном участке, а дальше динамический сдвиг может поддерживаться волной напряжений, излучаемой с поверхности разрыва.

Важным является то обстоятельство, что после инициирования разрыва на одном из («*asperities*») (судя по результатам наших расчетов, а также данных других публикаций [Yamanaka, Kikuchi, 2004; Stefanov et al., 2020], старт разрыва часто происходит именно на краю такой области) динамический разрыв может распространяться даже при относительно небольшом, по сравнению с пиковой прочностью контакта, уровне касательных напряжений. Условием этого является наличие на плоскости разлома других контактных областей, обладающих свойствами разупрочнения при сдвиге.

Понятно, что полученные результаты не могут претендовать на количественное описание процесса. Даже используемая, относительно простая постановка задачи показывает, что при сохранении общей картины развития процесса количественные значения параметров, при которых реализуются те или иные режимы распространения разрыва, сильно зависят от напряженно-деформированного состояния и фрикционных характеристик контакта. Тем не менее, выполненная серия расчетов позволила в явном виде продемонстрировать влияние участков с разными фрикционными свойствами на процессы распространения разрыва и излучение упругой волны.

Финансирование

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 22-17-00204).

Благодарности

Авторы признательны д.ф.-м.н. Б. А. Иванову за внимательное прочтение работы и ценные замечания.

Список литературы

Архипов В.Н., Борисов В.А., Будков А.М. и др. Механическое действие ядерного взрыва. М. : Физматлит, 2003. – 384 с.

Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г. Параметры источников роя микросейсмических событий, инициированных взрывом на Коробковском железорудном месторождении // Физика Земли. 2021. № 3. С. 63–81. DOI: 10.31857/S0002333721030030.

Беседина А.Н., Кишкина С.Б., Кочарян Г.Г., Куликов В.И., Павлов Д.В. Характеристики слабой сейсмичности, индуцированной горными работами на Коробковском месторождении курской магнитной аномалии // Физико-технические проблемы разработки полезных ископаемых. 2020. № 3. С. 12–24. DOI: 10.15372/FTPRPI20200302.

Кочарян Г.Г. Возникновение и развитие процессов скольжения в зонах континентальных разломов под действием природных и техногенных факторов. Обзор современного состояния вопроса // Физика Земли. 2021. № 4. С. 3–41. DOI: 10.31857/S0002333721040062.

Кочарян Г.Г., Беседина А.Н., Гридин Г.А., Морозова К.Г., Остапчук А.А. Трение как фактор, определяющий

излучательную эффективность подвижек по разломам и возможность их инициирования. Состояние вопроса // Физика Земли. 2023. № 3. С. 3–32.

Кочарян Г.Г. Кишикина С.Б. Физическая мезомеханика очага землетрясения // Физическая мезомеханика. 2020. Т. 23. № 6. С. 9–24.

Мелов Г. Образование ударных кратеров: геологический процесс. М. : Мир, 1994. – 336 с.

Ребецкий Ю.Л. Закономерности разрывообразования в земной коре и тектонофизические признаки метастабильности разломов // Геодинамика и тектонофизика. 2018. Т. 9. № 3. С. 629–652. DOI: 10.5800/GT-2018-9-3-0365.

Соболев Г.А. Основы прогноза землетрясений. М. : Наука, 1993. – 313 с.

Трифонов В.Г. Неотектоника подвижных поясов. М. : ГЕОС, 2017. – 179 с.

Andrews D.J. Rupture velocity for plane strain shear cracks // J. Geophys. Res. 1976. No 81. P. 5679.

Bürgmann R. The Geophysics, geology and mechanics of slow fault slip // Earth and Planetary Science Letters. 2018. No 495. P. 112–134. DOI: 10.1016/j.epsl.2018.04.062.

Heesakkers V., Muphy S., Reches Z. Earthquake Rupture at Focal Depth, Part I: Structure and Rupture of the Pretorius Fault, TauTona Mine, South Africa // PAGEOPH. 2011. No 168. P. 2395–2425. DOI: 10.1007/s00024-011-0354-7.

Ida Y. Cohesive force across the tip of a longitudinal-shear crack and Griffith's specific surface energy // J Geophys Res. 1972. No 77. P. 3796–3805.

Kanamori H., Stewart G.S. Seismological aspects of the Guatemala earthquake of February 4, 1976 // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 1978. Vol. 83. No B7. P. 3427–3434. DOI: 10.1029/JB083iB07p03427.

Scholz C.H. The mechanics of earthquakes and faulting. Cambridge : Cambridge University Press. 2019. – 512 p. DOI: 10.1017/9781316681473.

Stefanov Yu.P., Bakeev R.A., Kocharyan G.G. Block displacement in the presence of a friction spot. Proceedings of the International Conference on Physical Mesomechanics: Materials with Multilevel Hierarchical Structure and Intelligent Manufacturing Technology. 2020. P. 020326. DOI: 10.1063/5.0034777.

Yamanaka Y, Kikuchi M. Asperity map along the subduction zone in northeastern Japan inferred from regional seismic data // J Geophys Res Sol Earth. 2004. <http://doi.org/10.1029/2003jb002683>.

MODELING OF RUPTURE PROPAGATION ALONG AN ACTIVE FAULT WITH HETEROGENEOUS FRICTION

© 2023 A. M. Budkov¹, G. G. Kocharyan^{1,*}

¹Sadovsky Institute of Geospheres Dynamics of Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia

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

The analysis of geological information indicates the presence in the fault zone of segments radically different in structure, material composition and, as a result, frictional characteristics. In this work, on the basis of numerical calculations, we consider the role of regions with different properties during the development of a dynamic fault initiated in the area of a heterogeneous tectonic fault. It is shown that the characteristic size of frictional inhomogeneities on the slip plane and the density of their arrangement largely determine the features of the fracture propagation, including such poorly studied stages as its start and stop. The initiation of a rupture of a local area can be caused by various reasons – a change in pore pressure, the impact of seismic vibrations from remote events, and intergeospheric interactions. After initiation on one of the «locked» segments, a dynamic fracture can propagate even at a relatively small level of shear stresses compared to the peak contact strength. The condition for this is the presence on the fault plane of other contact regions with properties of frictional weakening. In this case, it turns out to be necessary to ensure the conditions of initiation only in a local area, and then the dynamic shear can be maintained by a stress wave radiated from the surface of a propagating discontinuity.

Keywords: earthquake rupture, fault friction, shear weakening, heterogeneity of properties.