

УДК 550.34

*«Некоторые противоположности сущностно связаны, поскольку они следуют друг за другом, преследуются друг другом и ничем кроме самих себя».*

(Гераклит Эфесский)

## **ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ – К КРИПУ: ЕДИНСТВО ПРОТИВОПОЛОЖНОСТЕЙ**

***Г.Г. Кочарян***

В заметке кратко обсуждается проблема идентификации различных режимов деформирования разломов – есть ли это разные физические процессы или предшественники единого ряда событий.

### **Введение**

Наблюдаемые практически повсеместно деформации земной поверхности свидетельствуют об отсутствии механического равновесия в коре. До начала эпохи GPS наблюдений сформировались представления, что упругая энергия, накапливаемая в массиве горных пород в процессе деформирования, расходуется либо через динамические события – землетрясения, – либо в виде непрерывной пластической деформации – крипа. При этом 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 деформации с постоянной скоростью без разрушения – крип [Родионов и др., 1986]. Таким образом, предполагалось, что **землетрясение и асейсмическое скольжение суть два противоположных явления, имеющие место при разных условиях нагружения среды.**

Открытие таких явлений, как сейсмогенные движения со скоростями на 1–3 порядка ниже, чем при «нормальных» землетрясениях и эпизодическое асейсмическое скольжение по границам раздела, которые можно считать переходными от квазистатического стабильного скольжения (крипа) к динамическому срыву (землетрясению), в значительной степени изменяет понимание процессов реализации энергии, накопленной в коре. Подробный обзор результатов наблюдений приведен в недавней работе [Kocharyan et al., 2014], где можно найти все необходимые ссылки и сведе-

ния. Несмотря на относительно небольшие перемещения, при эпизодах медленного скольжения (Slow Slip Event, SSE) набирается значительный сейсмический момент за счет большой площади разлома, на которой происходит подвижка. Так, например, в Новой Зеландии через SSE реализуется около 40% суммарного сейсмического момента в регионе. Хотя длительность и время повторяемости SSE сильно изменяются от региона к региону, в субдукционных зонах они, как правило, происходят на границе между участком стабильного скольжения и сейсмогенным участком, то есть в зоне переходных фрикционных характеристик. Причем, это могут быть как участки, расположенные на значительных глубинах – между сейсмогенной зоной и зоной пластического течения (25–45 км), – так и неглубокие (~5 км) фрагменты межблоковой границы между сейсмогенной и поверхностной зонами непрерывного крипа. На разломах Калифорнии эпизоды медленного скольжения наблюдаются на значительно меньших глубинах, чем в зонах субдукции.

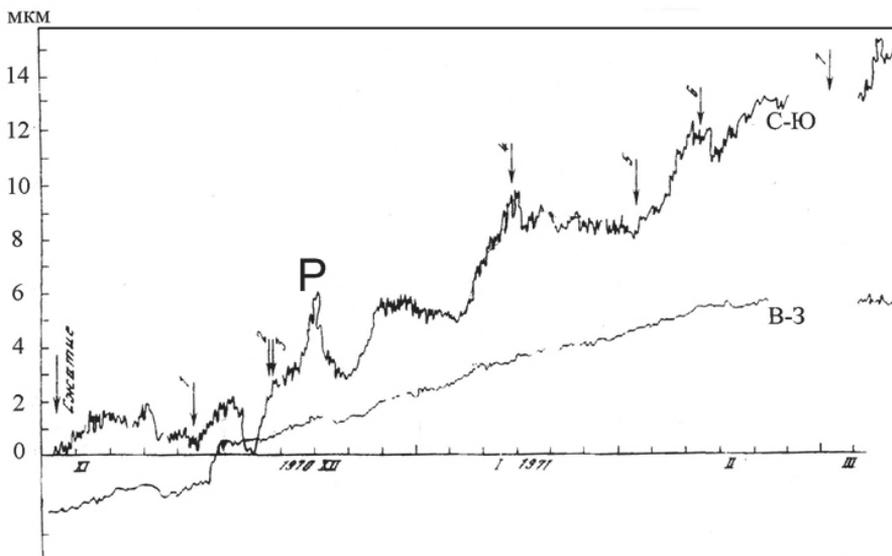
Медленные низкочастотные события могут иметь не только тектоническую, но и гравитационную природу. Например, ледовые землетрясения в Антарктике, на Аляске, в Гренландии, эпизоды медленного скольжения при сдвигении пород вдоль склонов.

### Обсуждение проблемы

По всей видимости, явления медленного скольжения распространены значительно более широко, чем это следует из опубликованных данных. Дело в том, что чувствительности измерительных сетей недостаточны для регистрации многих событий. Так, при расположении очага на глубине свыше 25 км чувствительности GPS хватает только для регистрации SSE с  $M_w > 6$ , а события с  $M_w \sim 5$  могут быть обнаружены только скважинными наклономерами и деформометрами, которые используются довольно редко. Если подвижка происходит на относительно небольшой глубине 3–5 км, то успешно регистрируются события с  $M_w > 2,8-3$ .

Значительно более слабые события, скорее всего, регистрируются системами деформационного и сейсмического мониторинга, однако их идентификация требует проведения специальных исследований. Для примера, на рис. 1 приведен ход деформаций, измеренных в течение нескольких месяцев на Гармском полигоне в Таджикистане [Латынина, Кармалева, 1978]. Видно, что наряду со «спокойными» участками (скорость деформации на этих участках примерно соответствует средним многолетним значениям) наблюдаются интервалы, на которых скорость деформирования в направлении север-юг резко увеличивается, то есть налицо типичные эпизоды медленного скольжения. Авторы цитируемой работы связывают эти особенности с подготовкой нескольких землетрясений ( $M = 3,5-4,5$ ), эпицентры которых расположены на расстоянии 25–50 км от точки наблюдений, а моменты событий показаны на графике стрелками.

Как отмечалось выше, большинство существующих моделей связывают «нормальные» землетрясения с квазихрупким поведением среды, а эпизоды медленного скольжения с квазипластическими подвижками, в определенном смысле слова, им противопоставляются. С другой стороны, существующие корреляции между асейсмическими и сейсмогенными явлениями требуют изучения причинно-следственных связей между ними и источниками их возникновения. Можно определенно заключить, что эпизоды асейсмического скольжения (здесь мы исключаем постсейсмический слип) не инициируются динамическими движениями при землетрясениях.



**Рис. 1.** Изменение деформации в сопоставлении с сейсмической активностью Гармского района [Латынина, Кармалева, 1978].  
Стрелками показаны моменты землетрясений; пик Р на кривой деформации связан, по данным авто-ров, с вариацией атмосферного давления

И, напротив, в ряде случаев асейсмическое скольжение предшествует началу сейсмической активности (Гавайские острова, Япония). Сейсмогенные события не являются источником энергии для SSE.

В Японии совокупные величины сейсмических моментов событий асейсмичного скольжения вблизи региона полуострова Босо значительно превышают моменты сопровождающих землетрясений. В регионе Нанкай скорость реализации сейсмического момента динамическими источниками составила 0,1% от скорости соседних, одновременных событий медленного скольжения. В зоне Cascadia (западное побережье Северной Америки) для каждого события эпизодического слипа момент асейсмичного скольжения превышает совокупный момент сопровождающего тремора более чем в миллион раз. Таким образом, можно предположить, что в ряде регионов квазистатическое скольжение есть основной режим релаксации накопленных тектонических напряжений.

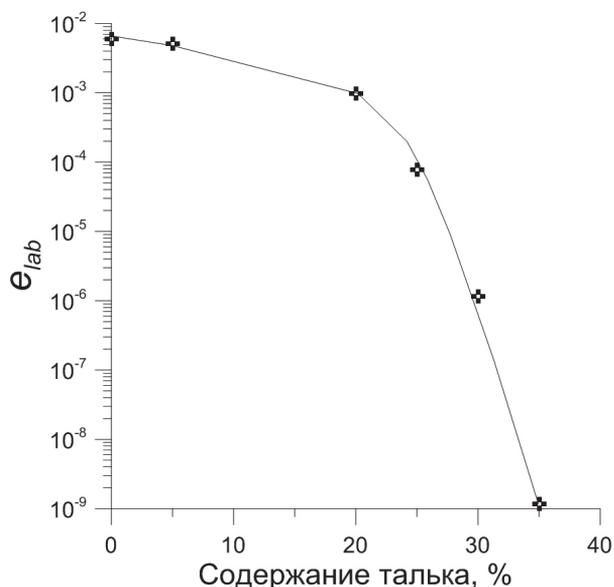
Наблюдение одного и того же режима скольжения в данном месте в течение нескольких десятилетий заставляет предположить, что режим скольжения скорее является свойством участка разлома, на котором он наблюдается, чем определяется условиями нагружения или перетоками флюида. При этом свойства разлома, управляющие режимом скольжения, являются квазистационарными в этом временном масштабе. Хотя, как правило, очаги как больших, так и малых землетрясений и области медленного скольжения пространственно некоррелированы, в ряде случаев источники медленного квазистатического скольжения примыкают к очаговым зонам крупнейших землетрясений (великое М 9,2 землетрясение на Аляске 1964 года, Японские землетрясения М 7,9 (1923 г.), М 7,9 (1944 г.), М 8,0 (1946 г.) и др.). Максимумы распределений моментов сейсмических подвижек и асейсмического медленного скольжения располагаются в пространственно смежных, но не совпа-

дающих регионах. Все это свидетельствует о том, что скорее события медленного скольжения являются источниками дополнительной энергии и триггерами динамических событий, чем наоборот.

Анализ характеристик различных деформационных режимов привел авторов [Peng, Gombert, 2010] к мысли, что все режимы скольжения образуют единый ряд событий, перманентно переходящий от одного типа скольжения к другому. Однако прямых экспериментальных доказательств этого до сих пор не было предъявлено.

Проведенные нами простые опыты с относительным скольжением блоков скальной породы, разделенных тонким слоем зернистого материала [Кочарян, Новиков, 2015; Кочарян, Остапчук, 2015 и др.], позволили реализовать весь возможный спектр режимов скольжения. Изменение вещественного состава заполнителя трещины позволяет радикально изменить моду деформирования. На рис. 2 в качестве примера показана зависимость приведенной кинетической энергии движения блока  $e_{lab} = E_k / K \cdot D \cdot l$  (лабораторный аналог приведенной сейсмической энергии – параметра, используемого сейсмологами для характеристики излучательной эффективности очага землетрясения) от процента содержания талька  $v$  (%) в смеси с кварцевым песком. В последнем выражении  $E_k$  – кинетическая энергия блока,  $K$  – жесткость пружины,  $D$  – перемещение блока относительно подложки, а  $l$  – размер блока.

Как видно из рис. 2, по мере увеличения количества талька величина  $e_{lab}$  снижается на много порядков величины. По аналогии с натурой, участок выраженного стик-слипа ( $0 \leq v \leq 20\%$ ), где увеличение количества талька приводит к снижению эффективности перехода потенциальной энергии в кинетическую примерно на порядок, можно соотнести с «нормальными землетрясениями». В зоне переходных режимов скольжения ( $20\% < v \leq 30\%$ ) величина  $e_{lab}$  резко падает еще на три порядка («низкочастотные» и «очень низкочастотные» события в натуре). При  $v \sim 35\%$  приведенная кинетическая энергия блока становится исчезающе малой величиной, однако скольжение происходит по-прежнему эпизодически (события медленного скольжения в природе). Дальнейшее увеличение содержания талька переводит контакт в режим непрерывного скольжения (крип).



**Рис. 2.** Зависимость величины приведенной кинетической энергии блока, реализованной в одном эпизоде скольжения, от содержания талька в заполнителе. Жесткость пружины  $K = 10,8$  Н/мм

В других сериях опытов аналогичный эффект достигался при изменении гранулометрического состава и формы зерен заполнителя, добавлении небольшого флюида, причем приведенная величина кинетической энергии  $e$  сильно зависит от вязкости флюида, при обводнении заполнителя, содержащего глину. Таким образом, проведенные опыты позволили установить, что режим скольжения определяется соотношением двух параметров – жесткости разлома и жесткости окружающего массива (жесткость пружины в лабораторном эксперименте). Частным следствием этого утверждения является хорошо известное условие возникновения прерывистого скольжения.

Анализ зависимостей силы сопротивления сдвигу от скорости скольжения показал, что во всех экспериментах имел место режим скоростного разупрочнения контакта. Это означает, что для возникновения эпизодов медленных движений вовсе не обязательно, чтобы разлом находился в переходном состоянии от хрупкого разрушения к пластическому течению. Присутствие в зоне магистрального сместителя обводненных глин, либо некоторого количества талька, который часто замещает минералы группы серпентина, вдоль стенок трещин, резко снижает сдвиговую жесткость разлома или трещины, так что жесткость разлома может оказаться довольно близка к жесткости массива, что, как было показано выше, может привести к возникновению медленных движений по разломам. Подобные эффекты могут наблюдаться в большом диапазоне глубин, вплоть до зоны упруго-пластического перехода (нижняя граница сейсмогенной зоны по [Scholz, 1998]).

### Заключение

Проведенные лабораторные эксперименты позволяют предложить один из возможных механизмов, который в широких пределах регулирует долю энергии, излучаемой в результате подвижки по нарушению сплошности земной коры. Таким механизмом может оказаться радикальное снижение сдвиговой жесткости отдельных участков разломной зоны в результате иного, по сравнению с соседними участками или другими разломами, вещественного состава зоны магистрального сместителя, сублитостатического уровня порового давления флюида, ряда других механических, геологических и геохимических процессов. При этом возможность достаточно плавного изменения указанных характеристик во времени и пространстве указывает на то, что предположение авторов [Peng, Gombert, 2010] о единой природе всех режимов скольжения по разломам, образующих перманентный ряд событий, скорее всего, справедливо.

*Работа выполнена при поддержке РНФ (проект № 14-17-00719).*

### Литература

*Кочарян Г.Г., Новиков В.А.* Экспериментальное исследование различных режимов скольжения блоков по границе раздела. Часть 1. Лабораторные эксперименты // Физическая мезомеханика. 2015. Т. 18. № 4. С. 94–204.

*Кочарян Г.Г., Остапчук А.А.* Влияние вязкости тонких пленок флюида на закономерности фрикционного взаимодействия блоков горной породы // ДАН, 2015, т. 463, № 3, с. 343–346.

*Латынина Л.А., Кармалева Р.М.* Деформографические измерения. М.: Наука, 1978. 154 с.

*Родионов В.Н., Сизов И.А., Цветков В.М.* Основы геомеханики // М.: Недра, 1986. 301 с.

*Kocharyan G.G., Kishkina S.B., Novikov V.A., Ostapchuk A.A.* 2014. Slow slip events: parameters, conditions of occurrence, and future research prospects // *Geodynamics & Tectonophysics* 5 (4), 863–891. doi:10.5800/GT-2014-5-4-0160.

*Peng Z., Gomberg J.*,2010. An integrated perspective of the continuum between earthquakes and slow-slip phenomena. *Nature geosciences* 3, 599–607. doi: 10.1038/ngeo940

*Scholz C.H.* Earthquakes and friction laws // *Nature*. 1998. Vol. 391. P. 37–42 doi:10.1038/34097.