

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ЭФФЕКТИВНОСТЬ ИЗЛУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН ОЧАГОМ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Г.Г. Кочарян, Г.Н. Иванченко, С.Б. Кишкина

Анализ большого объема данных широкого диапазона масштабов сейсмических событий продемонстрировал существование немонотонной зависимости величины кажущегося напряжения от масштаба, которая определяется различным генезисом землетрясений (техногенная сейсмичность, малые землетрясения и афтершоки, средние и крупнейшие землетрясения). Эта зависимость довольно слабая (усредненная поинтервально величина E_s/M_0 изменяется всего лишь в пределах одного порядка) по сравнению с разбросом значений E_s/M_0 .

Введение

Одним из нерешенных в сейсмологии вопросов является проблема существования подобия физических процессов, происходящих в очагах землетрясений разного масштаба и генезиса. В частности, наблюдается парадоксальное различие величин излученной энергии для событий с близкими сейсмическими моментами, которое чаще всего связывают с величиной скачка напряжений, амплитуду которого варьируют в расчетах от 0.1 до 100 МПа (иногда от 0.01 до 10 МПа для слабой сейсмичности) для того, чтобы установить соответствие между параметрами сейсмических волн и источника, например [Brune, 1970] или [Madariaga, 2010]. Хотя столь значительный разброс значений $\Delta\sigma$ является достаточно привычным, при объяснении этого явления чаще всего ограничиваются общими соображениями о неоднородности геофизической среды и разной прочности материала. Неубедительность подобных объяснений отмечена, например, в работах [Родкин, 2001а, 2001б], где рассмотрен ряд противоречий в традиционных моделях очага и выполнена попытка интерпретации результатов наблюдений в рамках флюидометаморфогенной модели сейсмогенеза.

Популярная в 90-е годы концепция «жестких» включений и «слабых» участков, например [Раутиан, Халтурин, 1991], заставляет вводить дополнительные предположения либо о радикальном снижении статического коэффициента трения на разломе, либо о компенсирующем давлении пережатого флюида [Blanpied et al., 1992; Киссин, 2009; и др.]. В противном случае сцепление в уравнении Кулона не будет играть значимой роли по сравнению с трением. Если гипотеза разупрочнения при больших скоростях скольжения находит экспериментальное подтверждение, то о статическом трении этого сказать нельзя. Модель «пережатого флюида» объясняет многие особенности процесса деформирования на больших глубинах, однако также едва ли может претендовать на универсальность. Так, например, известны случаи регистрации «мягких» и «жестких» техногенных землетрясений (соответственно, более низкие и более высокие значения приведенной сейсмической энергии) в слабо обводненных массивах Северного Урала [Маловичко А.А., Маловичко Д.А., 2010].

В настоящей работе мы проанализировали сведения более чем о 1300 землетрясениях разного масштаба и генезиса. Целью анализа являлась попытка обнаружить новые, физически ясные причины, приводящие к отклонениям от законов подобия.

Соотношения

Поскольку полная энергия, выделившаяся в очаге, неизвестна, сейсмический момент M_0 является наиболее удобной величиной для нормировки излученной сейсмической энергии E_s . В качестве характеристики, применяемой для сопоставления событий различного масштаба, часто используются такие параметры, как приведенная сейсмическая энергия:

$$e = E_s / M_0 \quad (1)$$

и кажущееся напряжение:

$$\sigma_a = \mu \cdot \frac{E_s}{M_0}, \quad (2)$$

где μ – модуль сдвига породы в очаге.

В предположении постоянства скачка касательных напряжений $\Delta\bar{\sigma}_s$, усредненных по всей площади плоскости разлома, и допущении пропорционального изменения с масштабом землетрясения длины L и ширины W очага, из определения сейсмического момента

$$M_0 = \mu \cdot \Delta U \cdot S,$$

где S – площадь очага, ΔU – смещение по разрыву, видно, что все линейные размеры Λ задачи нормируются на корень кубический из M_0

$$\frac{\Lambda_1}{\Lambda_2} = \frac{M_{0(1)}^{1/3}}{M_{0(2)}^{1/3}}, \quad (3)$$

что означает геометрическое подобие процесса.

Соответственно,

$$M_0 \sim \Lambda^3 \Delta\bar{\sigma}_s \sim S^{3/2} \Delta\bar{\sigma}_s. \quad (4)$$

Для крупных коровых землетрясений соотношение L/W сильно отличается от единицы и может изменяться в широких пределах. Поэтому масштабное соотношение $M_0 \sim L^3$ для таких событий нарушается.

Величина E_s может быть выражена через сейсмический момент и угловую частоту спектра смещения f_0 [Madariaga, 2010]:

$$\frac{E_s}{M_0} = \frac{2}{\rho C_s^5} M_0 f_0^3 \approx \frac{2\mu D \cdot L^2}{\rho C_s^5} \frac{V_r^3}{L^3} \approx \frac{2\mu}{\rho C_s^2} \frac{D}{L} \frac{V_r^3}{C_s^3}. \quad (5)$$

В этом уравнении, ρ – плотность, C_s – скорость поперечных волн. Кроме того принято, что среднее значение коэффициента направленности излучения для поперечных волн $\Psi = 0.63$.

Оценка верхнего предела этого отношения, выполненная в [Кочарян, 2014], дает величину $E_s/M_0 < \sim 10^{-3}$.

Если использовать выражение для скачка напряжений, например, [Hanks and Thatcher, 1972]:

$$\Delta\sigma = 8.5 M_0 \left(\frac{f_c}{V_r} \right)^3, \quad (6)$$

то из (6) имеем для приведенной энергии:

$$\frac{E_s}{M_0} = \frac{2}{\rho C_s^5} M_0 f_0^3 \approx \frac{0.2 \cdot \Delta\sigma}{\rho \cdot C^2}, \quad (7)$$

или для кажущегося напряжения: $\sigma_a = \mu \frac{E_s}{M_0} \approx 0.2 \Delta\sigma$.

Заметим, что выражения типа (6), по которым на практике оценивается величина скачка напряжений, в значительной степени определяются используемой моделью источника. При непосредственном определении приведенной энергии (1) или кажущегося напряжения (2) из измеренных значений E_s и M_0 не требуется априорно задавать модель очага, что более удобно.

Данные

Мы привлекли для анализа значительный объем данных – свыше 1300 событий в диапазоне моментных магнитуд от $M_w = -3.5$ до $M_w = 9.2$. Для землетрясений с

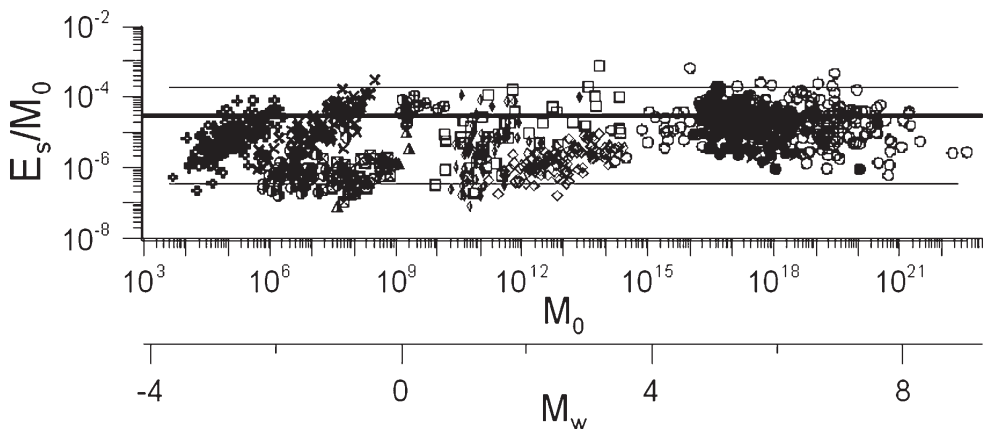


Рис. 1. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события.
Источники данных приведены в [Кочарян, 2014]

$M_0 > 10^{11}$ – 10^{12} Нм скалярный сейсмический момент определялся по Гарвардскому мировому каталогу сейсмических моментов (www.globalcmt.org), а величина сейсмической энергии, как правило, по данным каталога NEIC Геологической службы США (neic.usgs.gov). Мы ограничили анализ землетрясениями, очаг которых располагался на глубине не более 50 км. При анализе параметров слабой и региональной сейсмичности использовались только те литературные источники, в которых величина M_0 рассчитывалась по низкочастотной части спектра, а сейсмическая энергия определялась интегрированием волновых форм или их спектров.

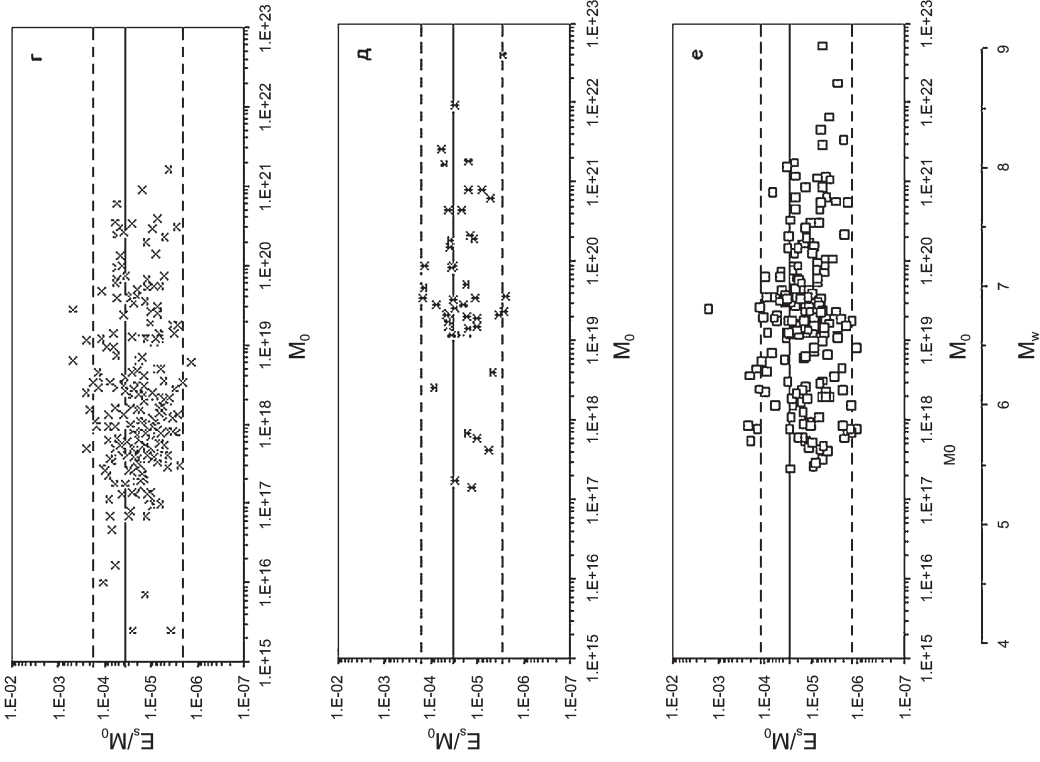
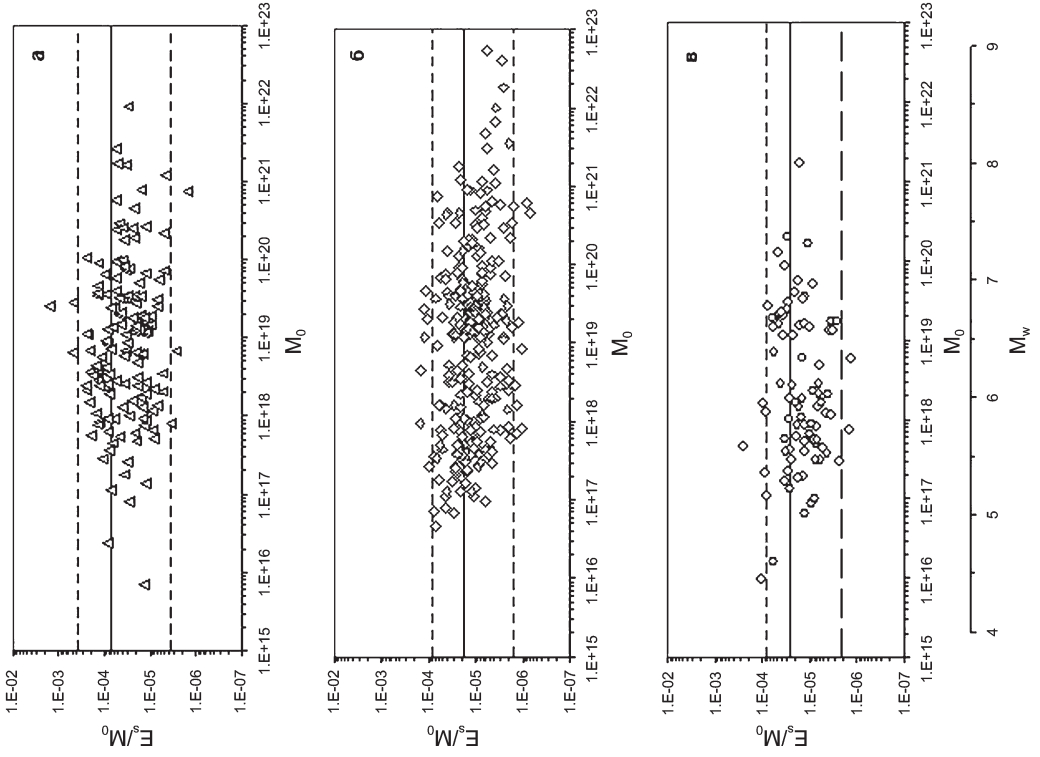
Величина приведенной сейсмической энергии $e = E_s/M_0$ для 1308 событий показана на рис. 1. При изменении величины сейсмического момента на 20 порядков, подавляющее большинство значений параметра e лежит в пределах 10^{-6} – 10^{-3} , а среднее значение составляет $e = 2.82 \cdot 10^{-5}$.

Как видно из рис. 1, вариация приведенной энергии при одном и том же значении сейсмического момента составляет 2–3 порядка. Этот разброс едва ли может быть связан с погрешностями аппаратуры или некорректным сопоставлением данных, полученных на разном эпицентральной расстоянии. Так, разница между величинами E_s , определенными по региональным и телесеизмическим данным, обычно составляет не более одного порядка [Singh, Ordaz, 1994].

Сопоставление результатов расчета отношения величин сейсмической энергии, определенных в работе [Convers and Newman, 2011] для одних и тех же землетрясений по результатам обработки записей широкополосных датчиков (E_{bb}), отфильтрованных в диапазоне частот 0.014–2 Гц, и записей короткопериодных датчиков (E_{hf}), отфильтрованных в диапазоне частот 0.5–2 Гц, показывает, что в последнем случае величина энергии оказывается заниженной в несколько раз (среднее отношение по 250 событиям $E_{bb}/E_{hf} \sim 3.9$) с тенденцией увеличения разницы с ростом масштаба события.

Рис. 2. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события для землетрясений различных типов. (а) – сдвиги ($N = 146$); (б) – надвиги ($N = 304$); (в) – сбросы ($N = 85$); (г) – внутриконтинентальные события ($N = 214$); (д, е) – соответственно, внутриплитовые ($N = 51$) и межплитовые ($N = 207$) землетрясения в зонах субдукции.

Сплошными линиями показаны средние величины, пунктирными линиями – границы доверительного интервала 95%



При регистрации событий малых магнитуд критическим параметром оказывается верхняя граница f_M полосы пропускания аппаратуры. Соотношение между излученной энергией и величиной, определенной по зарегистрированным колебаниям, есть функция отношения f_M/f_0 , где f_0 – угловая частота спектра источника. Для того, чтобы недооценка значения E_s не превышала 10%, необходимо выполнение соотношения $f_M > 10f_0$ [Ide, Beroza 2001]. При $f_M = 2f_0$, рассчитанная величина E_s примерно вдвое меньше истинного значения. Мы использовали при анализе только те исходные данные, для которых выполнялось соотношение $f_M \geq 2f_0$, после чего в необходимых случаях применялась процедура коррекции величины E_s , предложенная в [Ide, Beroza 2001].

Для большинства землетрясений с $M_w > 5$, внесенных в созданный нами каталог, известны фокальные механизмы, что позволяет рассмотреть влияние типа разломообразования в очаге и тектонической обстановки на эффективность излучения.

Зависимости приведенной сейсмической энергии от масштаба события для землетрясений различных типов показаны на рис. 2. Можно видеть, что эффективность излучения для землетрясений со сдвиговым механизмом в среднем в 3–4 раза выше, чем для сбросов и надвигов. Похожий результат ранее был получен в работах [Choy, Boatwright, 1995; Choy et al., 2006].

Значимого влияния тектонической обстановки на величину средней приведенной энергии, в рассматриваемых нами данных, обнаружить не удалось. Как видно из рисунков 2,г–2,е, средние значения отношения E_s/M_0 для событий в континен-

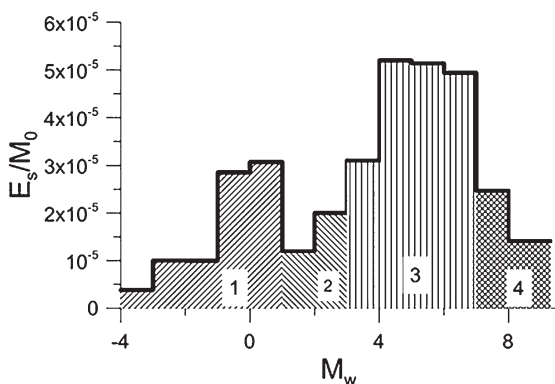


Рис. 3. Зависимость средней величины приведенной сейсмической энергии от моментной магнитуды землетрясения. Сплошная линия – зависимость для всего каталога; пунктир – для сдвигов. Данные осреднялись в интервалах магнитуды с шагом $\Delta M_w = 1$. (1) – техногенная сейсмичность на малых глубинах; (2) – малые землетрясения и афтершоки; (3) – область увеличения и стабилизации величины e землетрясений среднего масштаба; (4) – область снижения величины e крупнейших землетрясений

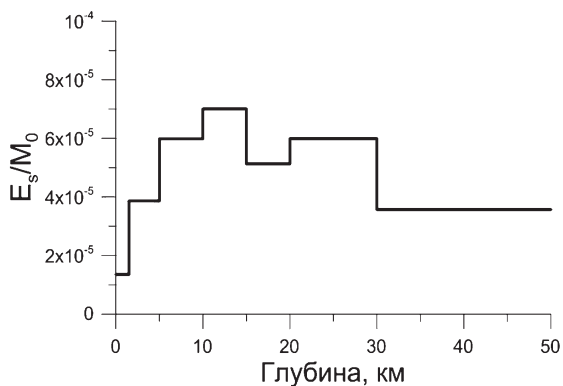


Рис. 4. Зависимость средней величины приведенной сейсмической энергии от глубины.

Осреднение произведено в следующих интервалах глубин: 0–1.5 км ($N = 222$ события); 1.5–5 км ($N = 30$); 5–10 км ($N = 47$); 10–15 км ($N = 60$); 15–20 км ($N = 36$); 20–30 км ($N = 19$); 30–50 км ($N = 19$)

тальной коре, внутриплитовых и межплитовых землетрясений в субдукционных зонах весьма близки.

Тенденцию изменения средней величины приведенной сейсмической энергии с масштабом землетрясения удобно проследить, усредняя отношение $e = E_s/M_0$ в каждом диапазоне моментных магнитуд с шагом $\Delta M_w = 1$. Результаты показаны на рис. 3 в виде гистограммы.

При изменении сейсмического момента на 19 порядков среднее значение приведенной сейсмической энергии изменяется примерно на порядок – от $4 \cdot 10^{-6}$ для самых слабых событий, до $5 \cdot 10^{-5}$ для землетрясений с $M_w \sim 4 \div 6$. В области больших магнитуд наблюдается снижение эффективности излучения.

На рис. 4 показана зависимость величины приведенной сейсмической энергии землетрясений со сдвиговым механизмом очага, усредненной в нескольких интервалах глубин. Можно видеть, что среднее значение параметра e возрастает в несколько раз с ростом глубины в диапазоне до 10 км, а затем даже несколько снижается.

Обычно считается, что и скачок напряжений, и кажущиеся напряжения (или приведенная энергия) должны быть примерно пропорциональны уровню напряжений, действующих на разломе. При этом кажется естественным, что увеличение уровня литостатических напряжений должно в среднем приводить к пропорциональному росту $\Delta \sigma$ и σ_a . Ход же зависимости, приведенной на рис. 4, явно противоречит росту литостатического давления с глубиной. Это, вероятно, означает, что эффективность излучения в значительной степени определяется не напряженным состоянием разлома, а его внутренними свойствами.

Обсуждение и заключение

Анализ гистограммы на рис. 3 показывает, что в области самых слабых событий, представленных почти исключительно шахтной сейсмичностью, наблюдается увеличение величины приведенной энергии в несколько раз с ростом масштаба (область 1 на рис. 3). Второй участок роста эффективности излучения наблюдается в области средних магнитуд. Для самых крупных событий с $M_w > 7$ можно видеть некоторое снижение отношения E_s/M_0 .

В работе [Кочарян, 2014] показано, что линейные размеры $L \sim 500\text{--}1000$ м являются некоторой переходной областью, после которой изменяются масштабные соотношения как для характеристик разломов, так и для параметров очагов землетрясений. Этот размер примерно соответствует землетрясениям с моментной магнитудой 3.5–4. Там же выведено выражение для приведенной сейсмической энергии:

$$e = \frac{E_s}{M_0} = \frac{\Delta \sigma}{2\mu} \begin{cases} 1 - (2 \div 2.7) \cdot 10^{-1} \cdot \mu, & L < 500 \div 1000 \text{ м} \\ 1 - (1.5 \div 2) \cdot 10^{-9} \cdot \mu \cdot L^{-0.68}, & L \geq 500 \div 1000 \text{ м} \end{cases} \quad (8)$$

где L – характерная длина разрыва.

Соотношение (8) позволяет обнаружить некоторые особенности, характерные для сейсмических событий разного масштаба.

Для техногенной сейсмичности, индуцированной горными работами и заполнением водохранилищ, характерны мелкие землетрясения с $M_w < 1$, расположенные на небольших глубинах. Согласно (8), в этом интервале приведенная сейсмическая энергия не зависит от масштаба события. Наблюдаемое увеличение среднего зна-

чения e (см. рис. 3) вероятно связано с эффектом снижения значения модуля сдвига породы при увеличении характерного размера задачи [Кочарян, 2013]. Это предположение согласуется с тем, что при проведении наблюдений в глубоких шахтах ($H \sim 3.5$ км) эффекта увеличения величины приведенной сейсмической энергии с ростом масштаба обнаружено не было [Kwiatek, 2011]. Вероятно, из-за большого литостатического давления величина μ «in situ» на таких глубинах достигает значений, наблюдаемых в образцах: $V_s = 3700\text{--}3800$ м/с; $\mu = (4\text{--}4.2) \cdot 10^{10}$ Па.

Для природных событий, расположенных на сейсмогенных глубинах, можно, как обычно, полагать, что μ практически не зависит от масштаба, тектонической обстановки и глубины. В этом случае нелинейная зависимость жесткости разлома от длины [Кочарян, 2013] приводит к быстрому – в несколько раз – росту среднего значения приведенной сейсмической энергии в диапазоне магнитуд M_w 3÷5. Для более крупных землетрясений этот эффект менее заметен.

Для самых слабых землетрясений с отрицательными магнитудами, очаги которых расположены на сейсмогенных глубинах, сведения практически отсутствуют, поскольку такие события, как правило, не регистрируются сейсмическими сетями.

Отмеченное постепенное снижение величины приведенной сейсмической энергии для самых крупных событий определяется, очевидно, тем обстоятельством, что многие крупные землетрясения представляют собой сбросы и надвиги в межплитных зонах. Здесь эффективность излучения, согласно рис. 2 и данным [Choy, Boatwright, 1995; Choy et al., 2006], заметно ниже, чем у континентальных и особенно океанических сдвигов. Кроме того, некоторые из них, например, так называемые «цунамигенные» землетрясения имеют довольно низкую скорость распространения разрыва [Kanamori, Brodsky, 2004; Convers, Newman, 2011], что, в соответствии с (5), резко снижает величину излученной энергии.

В отличие от малоперспективной – из-за большого разброса в определении величины E_s – дискуссии о том, работает подобие или нет, которая ведется много лет, поинтервальное усреднение величины приведенной сейсмической энергии позволило выделить несколько физических факторов, которые влияют на эффективность излучения и оценить их вклад. Зависимость $E_s/M_0(M_0)$ довольно слабая (усредненная поинтервально величина изменяется всего лишь в пределах одного порядка) по сравнению с разбросом значений E_s/M_0 .

Причины огромного разброса значений приведенной энергии вокруг среднего значения требуют дополнительного изучения. Такие факторы как масштаб землетрясения и его механизм определяют общие тенденции изменения эффективности излучения и никоим образом не могут дать разброса величин в три порядка. В то же время, величина приведенной сейсмической энергии является свойством, присущим участку разлома в данный момент времени и определяется мезоструктурой и физико-механическими характеристиками центральной части разлома. В пользу этого свидетельствуют и результаты лабораторных экспериментов [Кочарян и др., 2013]. [Ikari et al., 2013; Saito et al., 2013; Ujiie et al., 2013]. Судя по последним, даже небольшие вариации физико-механических характеристик геоматериала, слагающего центральную часть разлома, могут приводить к радикальным отличиям как в амплитуде сброшенного напряжения, так и в скорости распространения разрыва вплоть до формирования событий медленного скольжения вместо динамических срывов.

*Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда
(проект № 14_17_00719).*

Литература

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре // Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2009. 328 с.

Кочарян Г.Г. Жесткость разломной зоны как геомеханический фактор, контролирующий излучательную эффективность землетрясений в континентальной коре // ДАН, 2013. Т. 452. № 1. С. 87–91.

Кочарян Г.Г. Масштабный эффект в сейсмотектонике // Геодинамика и тектонофизика. 2014. Т. 5. № 2. С. 353–385.

Кочарян Г.Г., Марков В.К., Остапчук А.А., Павлов Д.В. Мезомеханика сопротивления сдвигу по трещине с заполнителем // Физическая мезомеханика, 2013. Т. 16. № 5. С. 5–15.

Маловичко А.А., Маловичко Д.А. Оценка силовых и деформационных характеристик очагов сейсмических событий // В Кн. Методы и системы сейсμοдеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов: Т. 2. Отв. ред. Н.Н. Мельников, Новосибирск. 2010. С. 66–92.

Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Очаговые спектры землетрясений // Землетрясения и процессы их подготовки. М.: Наука, 1991. С. 82–93.

Родкин М.В. Проблема физики очага землетрясения: противоречия и модели // Физика Земли, 2001. № 8. С. 42–52.

Родкин М.В. Статистика кажущихся напряжений и проблема природы очага землетрясений // Физика Земли, 2001. № 8. С. 53–63.

Blanpied M.L., Lockner D.A., Byerlee J.D. An earthquake mechanism based on rapid sealing of fault // Nature. 1992. V. 358. P. 574–576.

Brune J. Tectonic stress and spectra of seismic shear waves from earthquakes // J.Geophys Res. 1970. 75. P. 4997–5009.

Choy G.L., Boatwright J.L. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress // J.Geophys Res. 1995. 100, P. 18205–18228.

Choy G.L., Mc.Garr A., Kirby S.H., Boatwright J. An Overview of the Global Variability in Radiated Energy and Apparent Stress // In Earthquakes : radiated energy and the physics of faulting / Rachel Abercrombie [et al.], editors. AGU 2006. P. 43–57.

Convers J.A. and Newman A.V. Global evaluation of large earthquake energy from 1997 through mid 2010 // J.Geophys Res. 2011. 116, B08304. Doi:10.1029/2010JB007928.

Hanks, T., Thatcher W. A graphical representation of seismic source parameters // J. Geophys. Res., 1972. 77, 4393–4405, doi:10.1029/JB077i023p04393.

Ide S., Beroza G. Does apparent stress vary with earthquake size? // Geophys. Res. Lett., 2001, Vol. 28. P. 3349–3352.

Ikari M.J., Marone C., Saffer D.M., Kopf A.J. Slip weakening as a mechanism for slow earthquakes // Nature Geosciences. 2013. 6, 468–472, doi: 10.1038/NGEO18198.

Kanamori H., Brodsky E.E. The physics of earthquakes // Reports on Progress in Physics 2004. 67, P. 1429–1496.

Kwiatak G., Plenkers K., Dresen G. et al. Source parameters of picoseismicity recorded at mponeng deep gold mine, South Africa: implications for scaling relations // Bull. Seismol. Soc. Am., 2011, Vol. 101. No. 6.

Madariaga R. Earthquake scaling laws, Extreme Environmental Events: Complexity in Forecasting and Early Warning. R.A. Meyers ed. Springer, 2010.

Saito T., Ujiie K., Tsutsumi A., Shibasaki B. Geological and frictional aspects of very-low-frequency earthquakes in an accretionary prism // Geophysical Research Letters. 2013 40(4), 703–708.

Singh, S.K., Ordaz, M. Seismic energy release in Mexican subduction zone earthquakes, BSSA. 1994. 84, P. 1533–1550.

Ujiie K., Tanaka H., Saito T., et al. Low coseismic shear stress on the Tohoku-Oki megathrust determined from laboratory experiments // *Science*, 2013. 342(6163), 1211–1214.