

УДК 550.34; 622.83

**ОСОБЕННОСТИ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА
СЛАБЫХ ДИНАМИЧЕСКИХ СОБЫТИЙ В МАССИВЕ ГОРНЫХ ПОРОД**

А. Н. Беседина^{1,2}, Н. В. Кабыченко¹, Г. Г. Кочарян^{1,2}

¹*Институт динамики геосфер РАН, Ленинский пр. 38, корп. 1, 119334, г. Москва, Россия*

²*Московский физико-технический институт, Институтский пер. 9,
141700, г. Долгопрудный, Россия*

На основе дислокационной модели Брюна рассчитаны потенциальные ошибки при оценке характеристик очагов слабой сейсмичности с помощью метода определения энергетического класса или локальной магнитуды сейсмического события. Сопоставление с результатами измерений параметров колебаний, зарегистрированных на Североуральском бокситовом руднике (СУБР), показывает пригодность используемой модели для динамических событий малой энергии. Ошибки, которые возникают из-за радикального искажения излучаемого спектра в результате поглощения высоких частот, становятся значимыми уже на расстоянии 1000 м, причем расхождение нарастает с увеличением расстояния.

Рассмотрены возможные причины возникновения значительных отклонений от закона подобия при анализе данных сейсмических наблюдений, проведенных на СУБРе, горных предприятиях Польши, Финляндии, Канады, а также при заполнении водохранилищ. Показано, что эффекты, связанные с физическими различиями в динамике разрывов разного размера, не приводят к радикальному изменению эффективности сейсмического источника. Иные причины, связанные либо с недостатками аппаратуры, либо с некорректной интерпретацией результатов измерений, могут приводить к сильному росту нормированной сейсмической энергии с увеличением масштаба слабых динамических событий, наблюдаемому в некоторых случаях.

Сейсмический мониторинг, индуцированная сейсмичность, сейсмический момент, сейсмическая энергия, жесткость

В последнее время заметно возрос интерес к результатам регистрации слабой сейсмичности. Сейсмические наблюдения проводятся на шахтах и рудниках [1 – 7; и др.], при мониторинге участков строительства особо ответственных сооружений [8], на месторождениях углеводородов и т. д. Снижение порога чувствительности системы регистрации позволяет в короткие сроки исследовать структурную приуроченность микроземлетрясений и оценить параметры сейсмического режима [8], контролировать развитие природных (склоновые явления, карст и т. д.) и техногенных (развитие трещины гидроразрыва, деформация бортов карьеров и т. д.) геомеханических процессов [9, 10]. Далее под слабыми событиями мы будем понимать динамические деформационные процессы, при которых излучается сейсмическая энергия не более чем $5 \cdot 10^7$ Дж.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 13-05-0780) и программы № 6 ОНЗ РАН.

При проведении сейсмического мониторинга с целью оценки геодинамической устойчивости обследуемого участка и построения геомеханической модели необходимо не только локализовать гипоцентр динамического события и определять его магнитуду, но и оценивать физические параметры процесса деформирования в очаге. В частности, важную роль при прогнозе геомеханической устойчивости обследуемого участка играют правильные оценки размеров активизирующихся трещин.

Источники слабых сейсмических событий отличаются большим многообразием. Наиболее крупные события чаще всего связаны с существованием в горном массиве ослабленных участков — зон тектонических нарушений. Эти микроземлетрясения зачастую происходят на значительном расстоянии от участков ведения работ и могут инициироваться перераспределением локальных или даже региональных напряжений под влиянием существенного вмешательства в породный массив — извлечения большого объема горной породы, закачки или отбора жидкости, возведения крупных инженерных сооружений [1, 5, 6].

Сейсмичность, непосредственно вызванная техногенной деятельностью, обычно связана с концентрацией напряжений вблизи участков ведения горных работ, объектов подземного и наземного строительства, буровых скважин, с локальными вариациями гидрогеологического режима при изменении уровня водохранилищ, интенсивном отборе воды из скважин или ее нагнетании в горный массив. Эти события, как правило, имеют меньшую энергию, а их источники могут быть более разнообразны — образование микротрещин и подвижки по существующим трещинам, обрушения кровли подземных выработок либо карстовых полостей, хрупкое разрушение целиков горной породы, динамические явления в выработках (горные удары) и т. д. [1, 9].

И для подвижек по трещинам, и при образовании микротрещин наиболее подходящей чаще всего является сдвиговая модель очага, которая может быть описана аналитически, хотя в ряде случаев она оказывается малоприменимой для интерпретации записей слабых сейсмических событий, что проявляется в характеристиках наблюдаемой диаграммы излучения сейсмических волн и неадекватных оценках параметров очага [9].

Как известно, характеристики очага могут быть определены по амплитуде низкочастотной части спектра колебаний [11], однако для слабых событий это достаточно сложно из-за высокого уровня шума и требует использования результатов регистрации на нескольких станциях, расположенных на малых эпицентральных расстояниях. Последнее возможно, как правило, в тех случаях, когда измерения проводятся в глубине массива достаточно плотной сетью высокочастотных датчиков, а обработка результатов ведется с использованием специальных алгоритмов [4].

При проведении наблюдений на поверхности толщи осадочных пород из-за слоистого геологического разреза наблюдается сложная форма сигнала, вступления фаз зачастую оказываются размытыми, а соотношение сигнал/шум в группе объемных волн слишком малым, что затрудняет и задачу локации, и непосредственную оценку параметров очага. Кроме того, в результате интенсивного поглощения спектр сигнала на достаточно большом удалении от слабых событий целиком лежит в области низких частот по сравнению с угловой частотой излучаемого сигнала. При этом расчеты показывают, что около 80 % сейсмической энергии излучается в частотном диапазоне выше угловой частоты [12].

В России в практике наблюдений за слабой сейсмичностью очаговые параметры оцениваются по характеристикам низкочастотной области спектра лишь в отдельных случаях [4]. Чаще всего по разработанным методикам оценивается энергетический класс события (логарифм

сейсмической энергии), по которому затем с помощью эмпирических соотношений рассчитывается значение локальной магнитуды [10, 13]. На многих станциях ГС РАН при регистрации более сильных событий сначала вычисляется класс события, а затем по корреляционным зависимостям определяется его магнитуда [14]. В этой связи при проведении геомеханических инженерных расчетов зачастую используют энергетический класс или локальную магнитуду для оценки физических параметров источника динамического события. Однако хорошо известно, что эти параметры не являются адекватной оценкой для магнитной амплитуды M_w вне определенного диапазона масштаба событий и их использование для расчета физических характеристик источника слабых событий может привести к значительным ошибкам. Величина этих ошибок зависит от целого ряда причин — масштаба события, поглощающих свойств среды, гипоцентрального расстояния, характеристик измерительной аппаратуры и т. д. Характер и порядок этих ошибок рассматриваются в настоящей статье.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ИЗЛУЧЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ИСТОЧНИКА

Как известно, при определении магнитуды землетрясения на практике обычно используют соотношения типа

$$m_b = \zeta \lg(A/T) + Q(\Delta, h) - \alpha,$$

или

$$m_b = \zeta \lg(V_{\max} / 2\pi) + Q(\Delta, h) - \alpha, \quad (1)$$

где A — амплитуда максимального колебания в объемной волне, нм; T — период максимального колебания, с; V_{\max} — скорость смещения грунта, нм/с; $Q(\Delta, h)$ — калибровочная функция; Δ — эпицентрального расстояние; h — фокальная глубина, км; α — станционная поправка. Коэффициент ζ чаще всего принимают равным 1. При использовании соотношения (1) измерения должны проводиться широкополосными сейсмографами [14].

Однако понятие магнитуды в явном виде не содержит никаких сведений о таких параметрах очага землетрясения, как сейсмический момент, излученная энергия, размер разрыва, смещение по разрыву, скачок напряжений и т. д. Пожалуй, наиболее физически понятной величиной, количественно характеризующей источник колебаний при землетрясении, является скалярный сейсмический момент

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

где μ — модуль сдвига породы в очаге; S — площадь очага; ΔU — смещение по разрыву.

Эта характеристика, определяемая для крупных землетрясений различными способами из результатов сейсмологических, геодезических и геологических наблюдений, является квазистатической в том смысле, что она не зависит от динамических параметров очага, таких как скорость распространения разрыва или амплитуда скачка напряжений. Поэтому наряду с сейсмическим моментом следует рассматривать второй, независимо определяемый параметр — излученную сейсмическую энергию E_S , который в отличие от M_0 , определяется динамикой развития разрыва.

Величина сейсмического момента может быть рассчитана по результатам измерений параметров низкочастотной области спектра сейсмических колебаний. Справедливо соотношение [11]

$$M_0 = \Psi^2 \Phi 4\pi \rho C_s^3 R \Omega_0, \quad (2)$$

где Ψ — коэффициент, учитывающий направленность излучения; Φ — коэффициент, определяемый углом выхода луча на свободную поверхность; ρ — плотность; C_s — скорость попе-

речных волн; R — расстояние от источника до точки наблюдения; Ω_0 — амплитуда “полки” в низкочастотной части спектра смещения, которая оценивается при помощи аппроксимации зарегистрированного спектра одним из модельных. Чаще всего для подобной аппроксимации используется модель Брюна [15], которая описывает характеристики сигнала, излучаемого при внезапном сбросе напряжения, на круговой поверхности в упругом изотропном пространстве. Для этой модели спектр скорости смещения грунта на расстоянии R от источника записывается как

$$\dot{\Omega}(s) = \frac{1}{\Psi^2 \Phi 4\pi \rho C_s^3 R} \frac{M_0 \omega_0^2 s}{(s + \omega_0)^2},$$

а эпюра скорости смещения грунта

$$\dot{\Omega}(t) = \frac{M_0 \omega_0^2}{\Psi^2 \Phi 4\pi \rho C_s^3 R} [1 - \omega_0 t] e^{-\omega_0 t} \quad \text{при } t > 0. \quad (3)$$

Здесь s — комплексная переменная при преобразовании Лапласа; $\omega = 2\pi f$ — круговая частота; $\omega_0 = 2\pi f_0$, f_0 — угловая частота спектра излучения; ρ — плотность.

Продольные волны имеют подобный спектр, но угловая частота ω_0^p отличается от значения для поперечных волн ω_0 . Обычно в первом приближении $\omega_0^p \cong 1.6\omega_0$ [16].

Процедура определения сейсмического момента по спектру зарегистрированных колебаний широко применяется в сейсмологической практике. Использование высокочастотной аппаратуры и плотных сетей позволило применить эти подходы и для слабых событий [4].

Эффективный радиус источника a выражается через угловую частоту:

$$a = \frac{C_s K_s}{2\pi f_0},$$

где K_s — константа кинематической модели разрыва. Для модели Брюна $K_s = 2.34$ [16], откуда

$$f_0 = 0.37 \frac{C_s}{a}. \quad (4)$$

Для оценки характерного размера источника используем результаты измерений для событий в диапазоне магнитуд $-3 < M_w < 3$, показанные значками на рис. 1. Линией проведено соотношение

$$2a = 0.011 M_0^{0.33}, \quad (5)$$

описывающее данные с коэффициентом корреляции $\chi = 0.97$. Для ориентировки на рис. 1 приведена также ось магнитуд, рассчитанных по известному соотношению между моментной магнитудой и сейсмическим моментом [11]:

$$M_w = 2/3(\lg M_0 - 9.1). \quad (6)$$

Из (4), (5) получаем соотношение угловой частоты излучаемого спектра и величины сейсмического момента

$$f_0 = 67.33 \cdot C_s M_0^{-0.33}, \text{ Гц.} \quad (7)$$

Можно видеть, что спектр сигналов, излучаемых событиями с малыми магнитудами, весьма высокочастотный. Так, угловая частота модельного спектра для события с $M_w = 1$ составляет более 25 Гц, а с $M_w = -1$ — более 200 Гц.

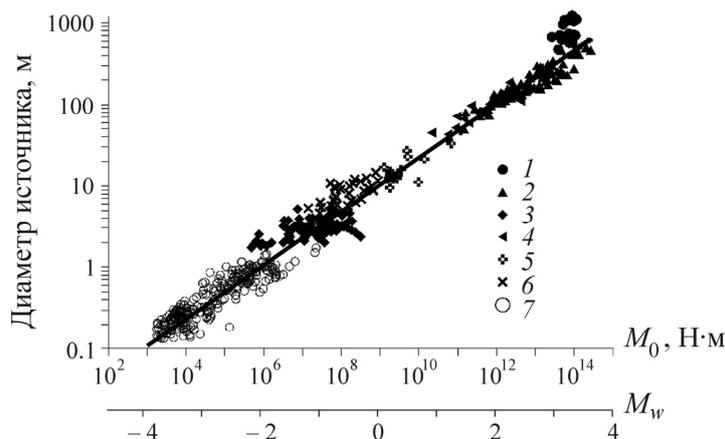


Рис. 1. Зависимость диаметра источника от сейсмического момента. Значки — результаты наблюдений, линия — наилучшее приближение данных. Ниже для ориентира показана величина моментной магнитуды. Источники данных: 1 — [17]; 2 — [18]; 3 — [19]; 4 — [20]; 5 — [21]; 6 — [22]; 7 — [23]

Излученная сейсмическая энергия E_s может быть вычислена интегрированием зарегистрированных сейсмограмм или их спектров [24]. При использовании модели Брюна сейсмическая энергия выражается через интеграл:

$$E_s = \Psi^2 \Phi^2 4\pi\rho C_s r^2 \int_0^\infty \left[\frac{2\pi f \Omega_0}{1 + f^2/f_0^2} \right]^2 df = \Psi^2 \Phi^2 8\pi^4 \rho C_s r^2 \Omega_0^2 f_0^3. \quad (8)$$

Совместное преобразование (2) и (8) дает выражение, связывающее сейсмическую энергию, сейсмический момент и угловую частоту:

$$E_s = \frac{\pi^2 \Psi^2}{2\rho C_s^5} M_0^2 f_0^3. \quad (9)$$

Учитывая, что среднее значение коэффициента направленности излучения для поперечных волн $\Psi = 0.63$ [10], получаем

$$E_s \approx \frac{2}{\rho C_s^5} M_0^2 f_0^3. \quad (10)$$

Примечательно, что соотношение (10) не зависит от расположения точки наблюдения. Чаще всего полагают, что выполняется соотношение

$$M_0 \sim 1/f_0^3,$$

что означает независимость отношения E_s/M_0 от масштаба события в предположении постоянства скачка напряжений $\Delta\tau$.

Затухание сейсмических колебаний с расстоянием в первом приближении может быть учтено путем умножения амплитудного спектра на сомножитель $\exp(-\pi Rf/QC_s)$, где Q — эффективная добротность среды.

С использованием приведенных соотношений можно рассчитать волновые формы на различных расстояниях от модельного источника с заданным сейсмическим моментом и, вычисляя на их основе магнитуду m_b и энергетический класс события K_E , сопоставить их с заданным значением момента M_0 или моментной магнитуды M_w , т. е. с “истинными” параметрами сейсмического источника.

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТА

Расчеты параметров сейсмических колебаний выполнены на различных расстояниях от модельных источников с разными величинами сейсмического момента. На рис. 2 приведены примеры расчетных скоростей смещения грунта от источника с сейсмическим моментом $M_0 = 4 \cdot 10^{10}$ Н·м (моментная магнитуда $M_w = 1$) при распространении колебаний в среде с добротностью $Q = 100$. Можно видеть, что с увеличением расстояния от источника амплитуда сигнала уменьшается, а длительность возрастает. Для того чтобы оценить, насколько адекватно расчет описывает амплитудные характеристики сигнала, необходимо сопоставить расчетные зависимости с параметрами, регистрируемыми при проведении сейсмических наблюдений.

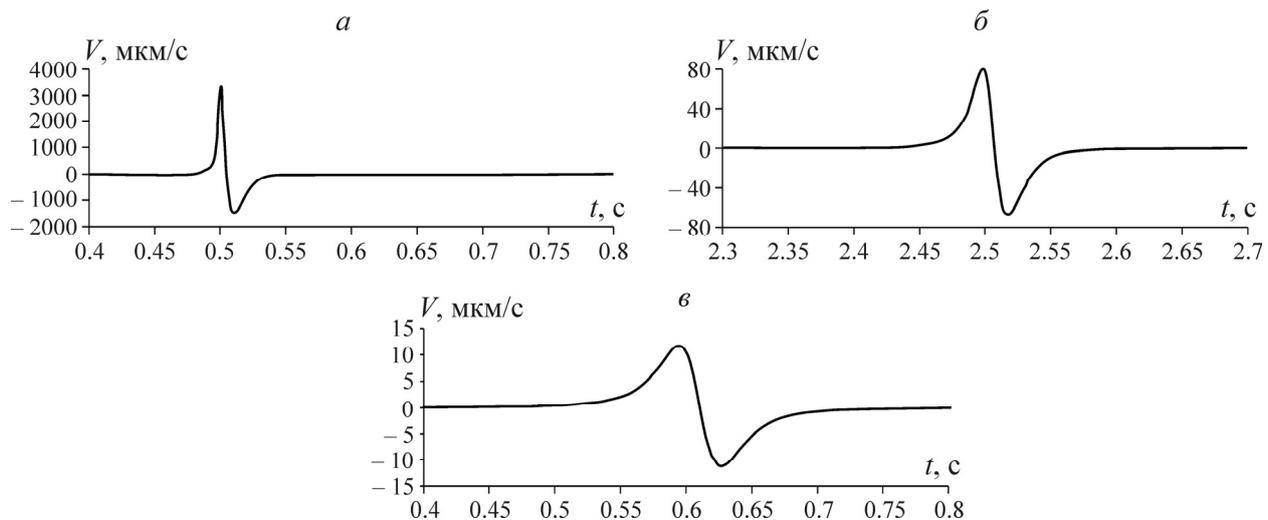


Рис. 2. Расчетные скорости смещения грунта на различных расстояниях от события с $M_0 = 4 \cdot 10^{10}$ Н·м: *a* — $R = 1$ км, *б* — 5, *в* — 10 км. Параметры среды: $Q = 100$, $C_s = 2000$ м/с

Результаты измерений максимальной скорости при нескольких землетрясениях, заимствованные из работы [25], показаны на рис. 3*а–в*. Сплошные линии — результаты расчета максимальной скорости смещения грунта для модельных источников с моментами $M_0 = 1.26 \cdot 10^{15}$ Н·м ($M_w = 4$), $M_0 = 4 \cdot 10^{16}$ Н·м ($M_w = 5$), $M_0 = 1.2 \cdot 10^{18}$ Н·м ($M_w = 6$). Расчеты проводились для сред со значениями добротности 50, 100 и 200. Можно видеть, что в рассматриваемом диапазоне расстояний результаты расчета удовлетворительно согласуются с экспериментальными данными.

Расчет для источника Брюна в среде с $Q = 200$ проходит по верхней границе диапазона экспериментальных данных, превышая средние значения в несколько раз. При этом затухание максимальной амплитуды колебаний с расстоянием при $Q = 200$ хорошо совпадает с функцией поглощения, использованной, например, в [24].

Результатов, из которых можно было бы получить характерные значения амплитуды колебаний для событий с малым сейсмическим моментом, опубликовано мало. На рис. 3*г* приведены некоторые данные, полученные на Североуральском бокситовом руднике (СУБР) [4]. Можно видеть, что и для малых событий расчет по модели Брюна соответствует верхней границе экспериментальных данных.

Таким образом, расчетные зависимости находятся в разумном соответствии с эмпирическими данными в широком диапазоне масштабов событий и расстояний, что дает основание использовать модель для проведения оценок.

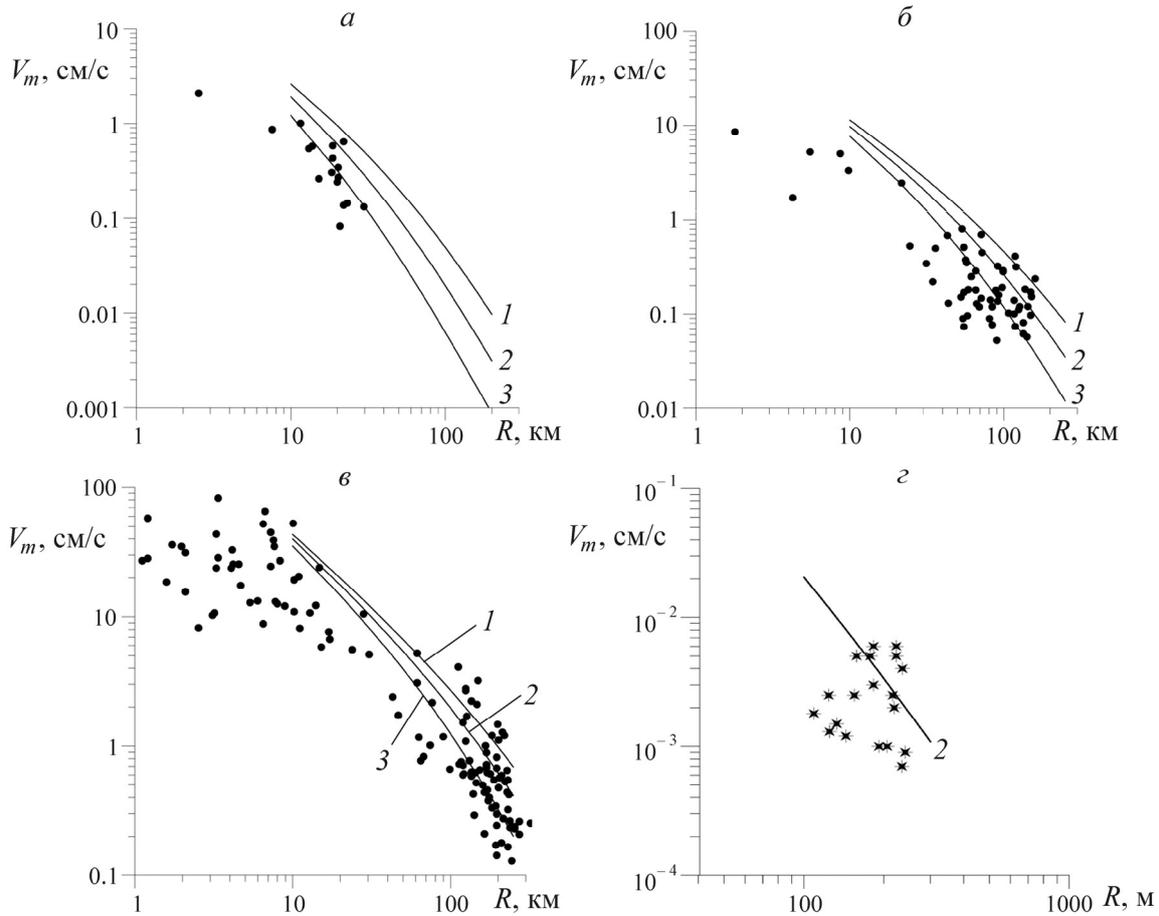


Рис. 3. Зависимость максимальной скорости смещения грунта от расстояния. Значками показаны результаты измерений при различных сейсмических событиях: а — $M_w = 4.2$; б — $4.8 \leq M_w \leq 5.1$; в — $5.8 \leq M_w \leq 6.2$ [25]; г — $-1.6 \leq M_w \leq -1$ [4]. Сплошные линии — результаты расчета для модели Брюна: а — $M_w = 4$; б — $M_w = 5$; в — $M_w = 6$; г — $M_w = -2$ в средах с разной добротностью: 1 — $Q = 200$, 2 — $Q = 100$, 3 — $Q = 50$ при значении $C_s = 3500$ м/с

При дальнейшей обработке результатов будем полагать, что во всем диапазоне масштабов событий выполняется соотношение (6) между сейсмическим моментом M_0 и моментной магнитудой M_w .

Из соотношения (1), которое обычно используется на практике для определения магнитуды землетрясения, легко видеть, что для событий с магнитудами m_{b1} и m_{b2} должно выполняться соотношение

$$m_{b1} - m_{b2} = \zeta \lg \left(\frac{V_{\max 1}}{V_{\max 2}} \right), \tag{11}$$

т. е. при обычном значении $\zeta = 1$ изменение магнитуды на 1 приводит к изменению максимальной скорости смещения грунта в 10 раз.

В модели Брюна при распространении импульса в упругой среде из соотношений (3) и (7) имеем

$$\lg \left(\frac{V_{\max 1}}{V_{\max 2}} \right) = \lg \left(\frac{M_{01} \omega_{01}^2}{M_{02} \omega_{02}^2} \right) = \lg \left(\frac{M_{01} M_{02}^{2/3}}{M_{01}^{2/3} M_{02}} \right) = \lg \left(\frac{M_{01}^{1/3}}{M_{02}^{1/3}} \right) = 0.5(M_w - M_{w1}), \tag{12}$$

т. е. при изменении магнитуды на 1 максимальная скорость изменяется всего лишь в $\sqrt{10}$ раз.

При распространении импульса в среде с поглощением закономерности снижения амплитуды колебаний с расстоянием зависят от спектрального состава сигнала и добротности среды. Поэтому величина коэффициента ζ в соотношении (11) будет расти с увеличением расстояния от источника.

В пределе, на больших расстояниях период сигнала в объемной волне не зависит от масштаба землетрясения, а определяется лишь поглощающими свойствами среды. При этом отношение максимальных амплитуд скорости смещения грунта будет равняться отношению спектральных амплитуд смещений на нулевой частоте. Для источника типа модели Брюна на больших расстояниях будет выполняться соотношение

$$\lg\left(\frac{V_{\max 1}}{V_{\max 2}}\right) = \lg\left(\frac{\Omega_{01}}{\Omega_{02}}\right) = \lg\left(\frac{M_{01}}{M_{02}}\right) = 1.5(M_w - M_{w1}). \quad (13)$$

Таким образом, предельное значение отношения максимальных скоростей смещения грунта при изменении моментной магнитуды на 1 составляет $10^{3/2}$.

На средних расстояниях имеем промежуточные соотношения между (12) и (13), т. е. выражение типа (11) с $\zeta \approx 1$, которым и пользуются в практике сейсмологических наблюдений.

Без ограничения общности дальнейших рассуждений при рассмотрении слабых событий ($M_w \leq 2$) можно принять в наших расчетах землетрясение с $M_0 = 1.2 \cdot 10^{15}$ Н·м ($M_w = 4$) в качестве эталона в том смысле, что для него выполняется соотношение $M_w = m_b$. В самом деле, угловая частота спектра излучения для такого землетрясения составляет $1.5 - 2$ Гц, поэтому можно полагать, что на близких расстояниях такое предположение в первом приближении справедливо. Это делается для того, чтобы m_b для других событий отсчитывать от этого “эталона”, используя соотношение (11) и избегая тем самым использования поправок $Q(\Delta, h)$ и α . Как и в обычной сейсмологической практике, будем считать $\zeta = 1$.

Полезно сопоставить моментную магнитуду с величиной, рассчитанной по значению излученной сейсмической энергии. По результатам проведенных вычислений можно оценить E_s при помощи выражения (8).

На практике на многих сейсмических станциях вместо излученной энергии, рассчитываемой путем интегрирования зарегистрированных волновых форм, определяют энергетический класс события ($K_E = \lg E_s$) при помощи эмпирических выражений, основанных на измерении либо максимальных амплитуд [13], либо полной длительности цуга колебаний.

Мы использовали в расчетах величины K_E соотношение [13]

$$K_E = 1.84(\lg(A_P + A_S) + 1.92 \lg(R) + 1.54), \quad (14)$$

где A_P и A_S — амплитуды P - и S -волн, мкм; R — расстояние от источника, км.

В свою очередь магнитуда может быть оценена по результатам вычисления сейсмической энергии или класса события при помощи выражения

$$M_E = \frac{K_E - 4}{1.8}, \quad (15)$$

которое применяется для многих регионов бывшего СССР [14]. При использовании в расчетах соотношения (14) мы полагали, что $A_P \ll A_S$.

Результаты расчетов для слабых событий с $-1 \leq M_w \leq 2$ показаны на рис. 4 в виде зависимости разности ($M - M_w$) от расстояния. На ближних расстояниях можно видеть, что магнитуда, рассчитанная непосредственно по максимальной скорости смещения грунта при помощи соотношения (11), даже превышает значение M_w . Это связано с тем, что на близких эпицентральных расстояниях в соотношении (11) величина $\zeta < 1$. По мере увеличения расстояния магнитуда, определенная по параметру V_{\max} , становится все более “недооцененной” по сравнению с моментной (черные сплошные линии на рис. 4). При этом, если для землетрясения с $M_w = 2$ разность ($m_b - M_w$) становится существенной (~ -0.5) на расстоянии 50–60 км, то для события с $M_w = 0$ это происходит уже на расстоянии около 10–12 км от источника. Как следует из выражений (5), (6), обычный в практике сейсмологических наблюдений разброс в определении магнитуды, равный 0.5, приводит к почти двукратной ошибке в оценке размеров источника, что весьма существенно при проведении мониторинга территорий расположения ответственных инженерных объектов, подземных сооружений, рудников и т. д.

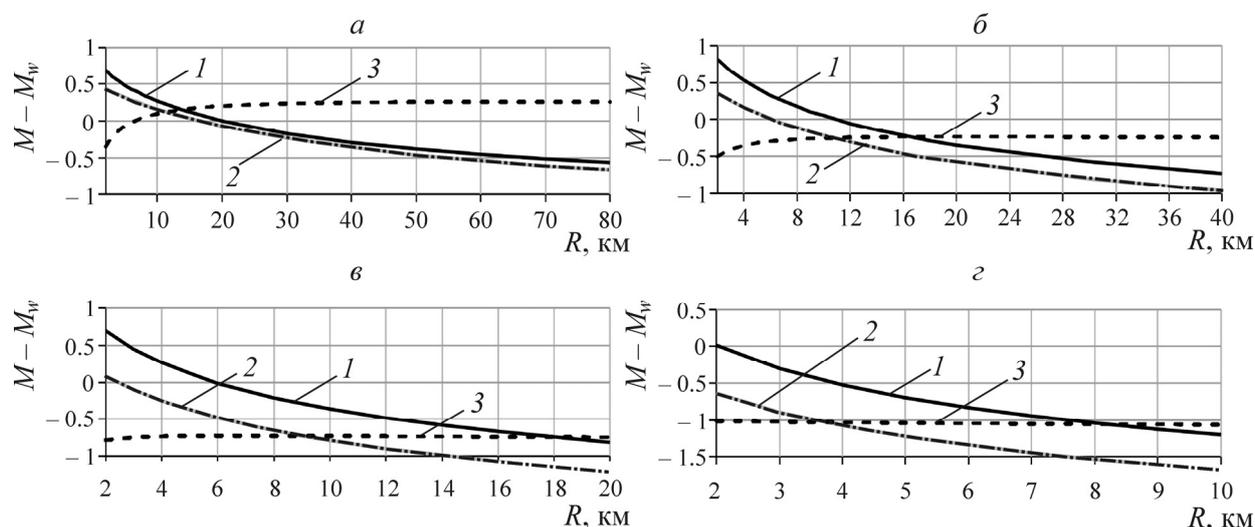


Рис. 4. Зависимости от расстояния разности расчетной и моментной магнитуд слабых событий: а — $M_0 = 1.2 \cdot 10^{12}$ Н·м ($M_w = 2$); б — $M_0 = 4 \cdot 10^{10}$ Н·м ($M_w = 1$), в — $M_0 = 1.2 \cdot 10^9$ Н·м ($M_w = 0$), г — $M_0 = 4 \cdot 10^7$ Н·м ($M_w = -1$). Параметры среды: для а–в $Q = 200$, $C_s = 3500$ м/с; для г $Q = 100$, $C_s = 2000$ м/с. 1 — величины m_b определены по значению V_{\max} по соотношению (11), 2 — величины M_E определены по рассчитанным значениям сейсмической энергии E_s (8), 3 — величины M_E определены через рассчитанные значения энергетического класса событий K_E

Еще более недооцененной на больших расстояниях оказывается магнитуда M_E , определенная для слабых событий из сейсмической энергии, рассчитанной с учетом функции поглощения путем интегрирования эпюры скорости в соответствии с (8). Имея в виду что модель Брюна дает несколько завышенные амплитуды, недооценка M_E по сравнению с моментной магнитудой может быть еще более значительной. Столь существенное расхождение между этими величинами связано с тем, что основная энергия излучения малых событий лежит в высокочастотной области; ее подавляющая часть поглощается при распространении импульса в среде даже на относительно малых расстояниях.

Пожалуй, наиболее приемлемой для событий с $M_w \sim 1-2$ выглядит оценка магнитуды по энергетическому классу при помощи выражений (14), (15), хотя и в этом случае для событий с

$M_w \leq 0$ “недооценка” физических характеристик источника становится значительной (штриховые линии на рис. 4).

МАСШТАБНЫЙ ЭФФЕКТ ПРИ МОНИТОРИНГЕ СЛАБОЙ СЕЙСМИЧНОСТИ

Рассмотрим некоторые причины, приводящие к возникновению масштабного эффекта при мониторинге слабой сейсмичности.

Масштабные соотношения для динамических событий включают сравнение статических (сейсмический момент M_0 , характерный радиус очага r_0 , статический скачок напряжений $\Delta\tau$) и динамических (излученная сейсмическая энергия E_s) параметров очага. Через отношение $e = E_s / M_0$ (приведенная сейсмическая энергия) легко выражается излучательная эффективность землетрясения η_R [26]:

$$\eta_R = \frac{E_s}{E_s + \Delta E_f},$$

где ΔE_f — энергия, идущая на трещинообразование:

$$\eta_R = \frac{2\mu}{\Delta\tau} \frac{E_s}{M_0} = \frac{2\mu}{\Delta\tau} e. \quad (16)$$

Понятно, что η_R превышает сейсмическую эффективность источника, определяемую как отношение излученной энергии E_s к полному изменению внутренней энергии системы ΔE_e . Если $\eta_R \approx 1$, то участок формирования разрушения не существен. Если же $\eta_R \ll 1$, то доминируют динамические процессы разрушения породы.

Все параметры, используемые в соотношении (16), могут быть получены непосредственно из результатов измерений.

Связь излучательной эффективности землетрясений с масштабом исследовалась во многих работах, обзор которых можно найти, например, в [27], где приведен ряд данных, в который включены события с моментными магнитудами от -3.6 до 8.5 , произошедшие в различных регионах. Показано, что при изменении сейсмического момента на 19 порядков — в диапазоне от 10^3 до 10^{22} Н·м — практически все данные лежат в диапазоне $E_s / M_0 \sim 10^{-6} - 10^{-3}$. То есть при рассмотрении всего комплекса данных явной зависимости отношения от масштаба землетрясения не обнаруживается. Это соответствует самоподобной среде с линейными характеристиками, в которой предполагается независимость величины η_R от масштаба события при постоянстве скачка напряжений $\Delta\tau$.

Однако хорошо известно, что при анализе отдельных рядов данных, полученных в одном и том же массиве горных пород, чаще всего наблюдается довольно сильная зависимость приведенной энергии или излучательной эффективности землетрясения от масштаба события [18, 19, 27, 28; и др.]. Особенно выражен этот эффект для слабых событий с магнитудой $M < 1 \div 1.5$. Так, в работе [4] приведены зависимости измеренного значения сейсмической энергии от сейсмического момента для микроземлетрясений, зарегистрированных на СУБРе в 2006 и 2008 гг. Приведенные регрессионные зависимости позволяют заключить, что $E_s \sim M_0^{1.9}$, т. е. для нормализованной сейсмической энергии имеем $E_s / M_0 \sim M_0^{0.9}$, что означает либо сильную зависимость излучательной эффективности источника от масштаба события, либо демонстрирует недостатки системы наблюдений и обработки.

Обработка результатов наблюдений за микросейсмичностью (155 событий магнитудой от -3.6 до -1.9), проводившихся в Канаде при проходке участка шахты в граните [29], дает соотношение $E_s/M_0 \sim M_0^{0.33}$. Проведенные этими же авторами [18] измерения параметров более крупных событий на руднике в Польше (100 событий с M_w от 1.4 до 3.6) дали близкую зависимость $E_s/M_0 \sim M_0^{0.28}$. Для многочисленных событий, зарегистрированных при разработке рудного месторождения в Финляндии [22], масштабный эффект выражен слабее: $E_s/M_0 \sim M_0^{0.13}$. Индуцированная ведением горных работ сейсмичность на медно-никелевом месторождении в Канаде (85 событий с магнитудами от -2.2 до -0.4) [19], напротив, демонстрирует аномально сильную зависимость от масштаба $E_s/M_0 \sim M_0^{0.63}$. В точности такое же масштабное соотношение установили авторы [28] для сейсмичности, наведенной заполнением водохранилища в Китае (1616 землетрясений в диапазоне магнитуд M_L 0.1–4.2).

Можно выделить по крайней мере четыре фактора, приводящих к возникновению зависимости излучательной эффективности сейсмического источника от масштаба события. Рассмотрим их последовательно.

Эффект влияния ограниченной частотной характеристики регистрирующей аппаратуры детально рассмотрен в работе [11]. Если аппаратура “обрезает” некоторую полосу частот, то часть энергии, которую несут колебания вне этой полосы, не регистрируется. Как показано в [11], в тех случаях, когда полоса регистрации обрезана сверху частотой f_M , отношение зарегистрированной энергии E_{reg} к излученной E_s определяется выражением

$$R = \frac{E_{reg}}{E_s} = \frac{2}{\pi} \left[\arctg(f_M / f_0) - (f_M / f_0) / (1 + f_M / f_0)^2 \right]. \quad (17)$$

где f_0 – угловая частота спектра излученного сигнала.

Анализ соотношения (17) показывает, что при использовании недостаточно высокочастотной аппаратуры этот эффект оказывается весьма значительным для событий малой энергии [27]. Так, при использовании датчика СМ-3 рассчитанная непосредственно по волновым формам сейсмическая энергия оказывается втрое меньше “истинного” значения для событий с моментными магнитудами $M_w < 2$, а для пьезоакселерометра с ограничением в области высоких частот $f_{гр} \sim 5$ кГц такое соотношение достигается для $M_w < -3.5$. Данный эффект может быть учтен в расчетах сейсмической энергии при помощи соотношения (17).

Второй эффект связан с поглощением и рассеянием высоких частот при распространении колебаний. Как известно, при распространении импульса в среде с поглощением закономерности снижения амплитуды колебаний с расстоянием зависят от спектрального состава сигнала и добротности среды. Из-за интенсивного поглощения высоких частот спектр сигнала, регистрируемого на некотором удалении от слабых сейсмических событий, целиком лежит в области низких частот по сравнению с угловой частотой f_0 излучаемого сигнала. Соотношение между угловой частотой f_0 и сейсмическим моментом возьмем в виде (7). На больших расстояниях высокочастотная часть спектра затухает настолько, что становится неразличимой на фоне шума и не может быть восстановлена путем применения обычных процедур. Это может привести к существенной недооценке величины E_s и излучательной эффективности источника.

Данный эффект хорошо виден при анализе рассчитанных значений нормализованной сейсмической энергии E_s / M_0 на различных эпицентральных расстояниях. Пример такого расчета приведен на рис. 5 в виде зависимостей E_s / M_0 от магнитуды события и расстояния. Здесь при

расчете сейсмической энергии использовано выражение (8). В расчетах применялась функция поглощения Канамори–Дженнинга [24], а параметры колебаний рассчитывались по модели Брюна в среде с добротностью $Q = 200$ при скорости распространения поперечных волн $C_s = 3000$ м/с.

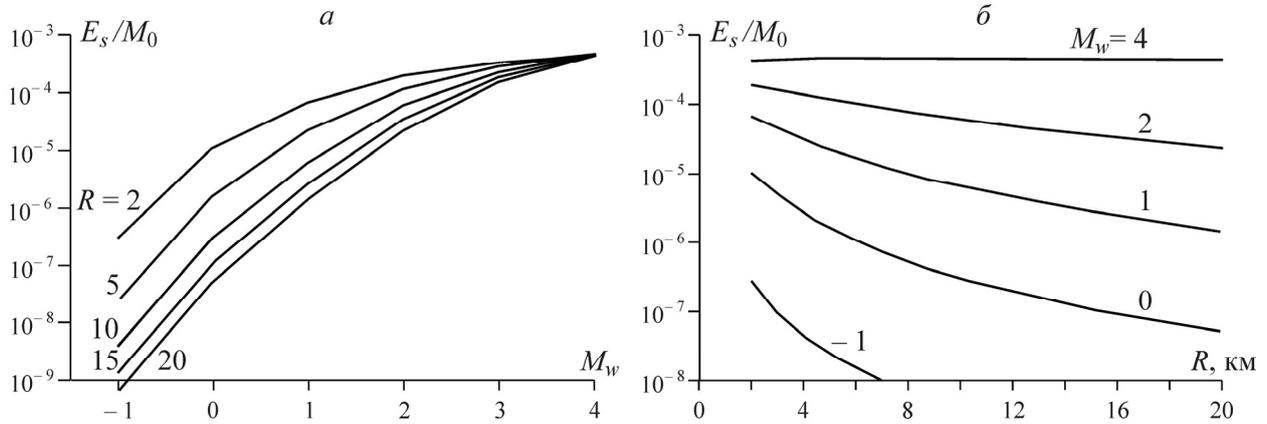


Рис. 5. Зависимость приведенной сейсмической энергии от масштаба события (а) и от расстояния до источника (б). Цифры около кривых: а — расстояние R , км; б — моментная магнитуда

Как видно на рис. 5, если в ближней зоне землетрясений с магнитудой больше 2 отношение E_s/M_0 практически не зависит от расстояния, то для слабых событий налицо радикальная недооценка рассчитанной сейсмической энергии, быстро увеличивающаяся с ростом расстояния.

Два эффекта, рассмотренные выше, не связаны с физикой очага динамического события и не отражают эффективность последнего как источника сейсмических колебаний. Однако существуют и физически ясные причины, определяющие масштабный эффект при излучении сейсмических волн.

Рассматривая баланс энергии при землетрясении, можно показать [30], что излучательная эффективность землетрясения может быть выражена через сдвиговую жесткость разлома или трещины k_f при помощи выражения

$$\eta_R = 1 - \frac{(3 \div 4)\mu}{Lk_f}. \quad (18)$$

При землетрясениях, происходящих на достаточно большой глубине, модуль сдвига материала, слагающего блоки горной породы, можно считать не зависящим ни от масштаба, ни от тектонической обстановки. Соответственно макроскопическими параметрами, определяющими эффективность излучения при землетрясении, являются длина разлома L (иными словами, масштаб события) и его жесткость k_f . Подчеркнем, что η_R не зависит от скачка напряжений на разломе $\Delta\tau$.

В наиболее простом линейном случае, когда разломная зона представляется в виде слоя толщиной $W_f = \beta L$ с пониженным эффективным модулем сдвига μ_f , жесткость разлома определяется как отношение

$$k_f \approx \frac{\mu_f}{W_f} \approx \frac{\mu_f}{\beta L}, \quad (19)$$

что означает независимость излучательной эффективности от масштаба события, так как при подстановке (19) выражение (18) не зависит от L .

В ИДГ РАН в течение ряда лет сейсмическими методами проводились инструментальные исследования характеристик нарушений сплошности разных иерархических уровней — от мелких трещин до региональных разломов. Результаты измерений жесткости трещин и разломов разных иерархических уровней приведены в нескольких публикациях, например в [31].

Обобщение этих данных позволяет рекомендовать для оценки жесткости разломов и трещин следующие эмпирические соотношения:

$$k_f = \begin{cases} (1.93) \cdot 10^9 L^{-0.32} \text{ Па/м}, & L \geq 500 \text{ м}, \\ (1.5) \cdot 10^{11} L^{-1} \text{ Па/м}, & L < 500 \text{ м}. \end{cases} \quad (20)$$

Подставляя (20) в (18), получаем соотношение

$$\eta_R = \begin{cases} 1 - (1.5 \div 2) \cdot 10^{-9} \mu L^{-0.68}, & L \geq 500 \text{ м}, \\ 1 - (2 \div 2.7) \cdot 10^{-11} \mu, & L < 500 \text{ м}, \end{cases} \quad (21)$$

которое описывает зависимость излучательной эффективности сейсмического источника от масштаба.

Поскольку на сейсмогенных глубинах значения скоростей распространения P - и S -волн близки к соответствующим значениям, измеренным в образцах, можно считать, что эффективный модуль сдвига μ и для слабых событий будет оставаться примерно постоянным, что в соответствии с (21) приводит к постоянству значения η_R землетрясений малых магнитуд.

Расчет по соотношению (21) показан сплошными линиями на рис. 6. Параллельно оси абсцисс для ориентира приведена ось моментных магнитуд M_w , соответствующих длине очага L . Таким образом, для событий с $M_w > 3.5$ эффективность излучения постепенно возрастает с масштабом. При этом в диапазоне больших магнитуд $M_w > 6.5$ этот процесс становится мало заметным.

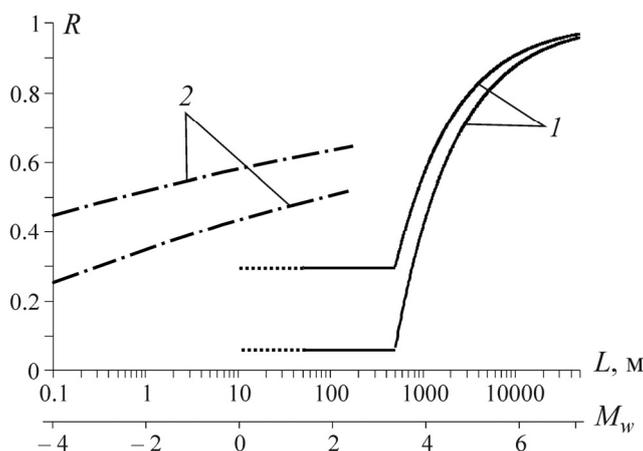


Рис. 6. Зависимость излучательной эффективности землетрясения от характерного размера очага: 1 — расчет по соотношению (21), 2 — расчет по соотношению (23). Ниже для ориентира приведена ось соответствующих значений магнитуд

Для малых событий с $M_w < 1$ ($L < 50$ м) понятие сдвиговой жесткости разлома становится, в контексте рассматриваемой задачи, не столь определенным. Многие мелкие события происходят на одних и тех же ограниченных участках более крупных разломов, так что сдвиговая жесткость слабо зависит от магнитуды события. Часть мелких событий связана, вероятно, с об-

разованием новых трещин. В этом случае можно считать справедливым приближение Кейлиса–Борока–Эшелби [30], согласно которому скачок напряжений $\Delta\sigma$ при смещении по круговой трещине пропорционален амплитуде смещения Δu и обратно пропорционален радиусу r трещины:

$$\Delta\sigma \sim \frac{\Delta u}{r},$$

т. е. $k_f = \frac{\partial\sigma}{\partial u} \sim \frac{1}{r}$, что, как и в случае (19), означает независимость излучательной эффективности от масштаба события (пунктир на рис. 6).

Несколько иная ситуация имеет место для слабых событий, расположенных на небольших глубинах до 1–2 км шахтной сейсмичности. Здесь играет роль эффект снижения значения модуля сдвига породы при увеличении характерного размера задачи. Для оценки этого эффекта использованы результаты измерений скорости распространения поперечных волн в массиве кварцита, проведенных на разных базах — от образцов до сейсмических профилей на глубине около 1000 м. Анализ данных продемонстрировал устойчивое снижение этого параметра от значения, характерного для измерений на образцах $C_s \approx 3000$ м/с, до величины $C_s \approx 2600$ м/с, полученной при измерениях на базах 100–500 м. Соответствующий пересчет позволяет построить зависимость для эффективного значения модуля сдвига

$$\mu = 2.4 \cdot 10^{10} L^{-0.06} \text{ Па/м}^2 \text{ при } 0.1 < L < 200 \text{ м}, \quad (22)$$

которая описывает экспериментальные данные с коэффициентом корреляции $R = 0.96$. Понятно, что соотношение (22) не следует экстраполировать за пределы диапазона имеющихся данных. Подстановка (22) в (21) дает соотношение

$$\eta_R = 1 - (0.48 \div 0.65)L^{-0.06}\mu, \quad 0.1 < L < 200 \text{ м}, \quad (23)$$

показанное на рис. 6 кривыми 2.

Сильные зависимости излучательной эффективности от масштаба, отмечаемые в ряде публикаций для слабой сейсмичности [4, 19, 28; и др.], могут быть связаны и с тем обстоятельством, что при ведении горных работ индуцированная сейсмичность часто концентрируется на определенных участках, например в окрестности забоя или некоторого ослабленного участка [7]. Соответственно регистрация колебаний от событий разной магнитуды проводится в сейсмических павильонах примерно на одном и том же расстоянии от источника. Сопоставление этих данных приводит, учитывая результаты, показанные на рис. 5, к серьезной недооценке сейсмической энергии слабых событий по сравнению с более сильными.

ВЫВОДЫ

Представленные расчеты показывают, что при мониторинге слабой сейсмичности существенной проблемой является радикальное искажение излучаемого спектра в результате поглощения высоких частот. Этот эффект приводит к зависимости от расстояния и масштаба события коэффициентов в выражениях, применяемых на практике для определения магнитуды события. При этом можно ожидать существенных различий в значениях магнитуды, определяемых по объемным волнам или с использованием энергетического класса, по отношению к моментной магнитуде слабых событий уже на расстоянии свыше 1000 м, причем это расхождение нарастает с увеличением расстояния.

В некоторых случаях, например при мониторинге шахтной сейсмичности, наилучшим выходом является использование плотной сети высокочастотных акселерометров, расположенных в непосредственной близости от участка ведения работ. Однако при мониторинге площадок строящихся и функционирующих особо важных объектов такой подход неприемлем, поскольку, во-первых, место расположения источника заранее, как правило, неизвестно. Во-вторых, перед системой сейсмического мониторинга в этих случаях ставятся более широкие задачи, чем локация и определение параметров слабых событий, что требует использования сейсмологической аппаратуры. В этой связи в случае необходимости оценки параметров очага динамических событий следует использовать поправки к значению локальной магнитуды M_L , которые могут быть определены на основе расчетов, аналогичных приведенным.

Рассмотрение возможных причин возникновения значительных отклонений от закона подобия при анализе данных сейсмических наблюдений позволило выявить несколько причин такого эффекта. Две из них связаны с объективно существующей зависимостью физико-механических свойств горного массива и слагающих его геоматериалов от масштаба задачи. Каждая из зависимостей действует в ограниченном диапазоне масштабов и не приводит к фатальному изменению эффективности сейсмического источника на несколько порядков.

Зависимость упругих модулей горной породы от масштаба, по-видимому, играет роль главным образом для слабых событий, расположенных на небольших глубинах, т. е. для сейсмичности, индуцированной ведением горных работ, заполнением водохранилищ и т. д. Излучательная эффективность может увеличиться в несколько раз при переходе от микрособытий сантиметрового масштаба к землетрясениям с $M_w \sim 1 - 2$. Для малых событий, расположенных на сейсмогенных глубинах, этот эффект едва ли будет существенным.

Более медленное по сравнению со случаем самоподобной среды снижение эффективной жесткости разломных зон с масштабом приводит к тенденции постепенного возрастания в 5–10 раз излучательной эффективности землетрясений средних магнитуд, происходящих в близких тектонических условиях. При этом скорость нарастания излучательной эффективности с масштабом постепенно замедляется.

Другие рассмотренные источники возникновения зависимости эффективности излучения от масштаба являются артефактами и связаны либо с недостатками измерительной аппаратуры, либо с некорректной интерпретацией результатов измерений. Следует подчеркнуть, что именно эти эффекты, не связанные с физическими различиями в динамике разрыва, приводят к подчас наблюдаемому сильному росту параметра E_s / M_0 с увеличением магнитуды слабых сейсмических событий.

Авторы признательны кандидатам физ.-мат. наук С. Б. Кишкиной и В. И. Куликову, а также доктору физ.-мат. наук И. А. Саниной за полезные обсуждения и рекомендации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Мельников Н. Н., Козырев А. А., Панин В. И. и др. Сейсмичность при горных работах. — Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002.
2. Маловичко А. А., Дягилев Р. А., Шулаков Д. Ю., Кустов А. К. Мониторинг техногенной сейсмичности на рудниках и шахтах Западного Урала // Горная геофизика: Междунар. конф., 22-25 июня 1998 г., С.-Петербург, Россия. — СПб.: ВНИМИ, 1998.

3. **Опарин В. Н., Акинин А. А., Востриков В. И. и др.** О деформационных процессах, индуцированных технологическими взрывами / Тр. Междунар. конф. “Геомеханика и напряженное состояние недр Земли”. — Новосибирск: ИГД СО РАН, 2002.
4. **Методы и системы сейсмодеформационного мониторинга техногенных землетрясений и горных ударов.** Т. 2 / В. Н. Опарин и др.; отв. ред. Н. Н. Мельников. — Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2010. (Интеграционные проекты СО РАН; вып. 25).
5. **Опарин В. Н., Тапсиев А. П., Востриков В. И. и др.** О возможных причинах увеличения сейсмической активности шахтных полей рудников “Октябрьский” и “Таймырский” Норильского месторождения в 2003 г. Ч.I: Сейсмический режим // ФТПРПИ. — 2004. — № 4.
6. **Назаров Л. А., Назарова Л. А., Ярославцев А. Ф. и др.** Эволюция полей напряжений и техногенная сейсмичность при обработке месторождений полезных ископаемых // ФТПРПИ. — 2011. — № 6.
7. **Еременко В. А., Еременко А. А., Рашева С. В., Турунтаев С. Б.** Влияние взрывов на техногенную сейсмичность в районе Таштагольского месторождения // ФТПРПИ. — 2009. — № 5.
8. **Бугаев Е. Г., Кишкина С. Б., Санина И. А.** Особенности сейсмологического мониторинга для объектов атомной энергетики на Восточно-Европейской платформе // Ядерная и радиационная безопасность. — 2012. — Т. 65. — № 3.
9. **Маловичко Д. А., Калевская О. И., Шулаков Д. Ю., Бутырин П. Г.** Локальные сейсмологические наблюдения за карстовыми процессами // Физика Земли. — 2010. — № 1.
10. **Маловичко А. А., Маловичко Д. А., Дягилев Р. А.** Сейсмологический мониторинг на рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей // Горн. журн. — 2008. — № 10.
11. **Аки К., Ричардс П.** Количественная сейсмология: Теория и методы. Т. 1, 2. — М.: Мир, 1982.
12. **Ide S., Beroza G.** Does apparent stress vary with earthquake size? *Geophys. Res. Lett.*, 2001, Vol. 28.
13. **Раутиан Т. Г.** Об определении энергии землетрясений на расстоянии до 3000 км // Экспериментальная сейсмика: тр. ИФЗ АН СССР. — 1964. — № 32(199).
14. **Землетрясения России в 2008 году.** — Обнинск: ГС РАН, 2010.
15. **Brune J.** Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 1970, Vol. 75.
16. **Madariaga R.** Earthquake scaling laws, *Extreme Environmental Events: Complexity in Forecasting and Early Warning.* R. A. Meyers ed. Springer, 2010.
17. **Добрынина А. А.** Добротность литосферы и очаговые параметры землетрясений Байкальской рифтовой системы: дис. ... канд. физ.-мат. наук. — Иркутск: ИЗК СО РАН, 2011.
18. **Domański B., Gibowicz S.** Comparison of source parameters estimated in the frequency and time domains for seismic events at the Rudna copper mine, Poland, *Acta Geophys.*, 2008, Vol. 56.
19. **Urbancic T. I., Young R. P.** Space-time variations in source parameters of mining-induced seismic events with $M < 0$, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1993, Vol. 83.
20. **Ide S., Beroza G. C., Prejean S. G., Ellsworth W. L.** Apparent break in earthquake scaling due to path and site effects on deep borehole recordings, *J. Geophys. Res.*, 2003, Vol. 108(B5).
21. **Yamada T., Mori J. J., Ide S. et al.** Stress drops and radiated seismic energies of microearthquakes in a South African gold mine, *J. Geophys. Res.*, 2007, Vol. 112.
22. **Oye V., Bungum H., Roth M.** Source parameters and scaling relations for mining-related seismicity within the Pyhäsalmi ore mine, Finland, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 2005, Vol. 95, No 3.
23. **Kwiatek 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.
24. **Kanamori H., Hauksson E., Hutton L. K., Jones L. M.** Determination of earthquake energy release and ML using TERRAScope, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 1993, Vol. 83.

25. **Gomberg J., Felzer K., Brodsky E.** Earthquake dynamic triggering and ground motion scaling, Proc. of 4th International Workshop on Statistical Seismology, 9-13 January, 2006, Kanagawa, Japan.
26. **Kanamori H., Brodsky E. E.** The physics of earthquakes, Reports on Progress in Physics, 2004, 67.
27. **Кочарян Г. Г.** Об излучательной эффективности землетрясений (пример геомеханической интерпретации результатов сейсмологических наблюдений) // Динамические процессы в геосферах. Вып. 3. — М.: ГЕОС, 2012.
28. **Hua W., Chen Z., Zheng S.** Source parameters and scaling relations for reservoir induced seismicity in the longtan reservoir area, PAGEOPH, 2013, Vol. 170.
29. **Gibowicz S., Young R., Talebi S., Rawlence D.** Source parameters of seismic events at the Underground Research Laboratory in Manitoba, Canada: Scaling relations for events with moment magnitude smaller than 2, Bull. Seismol. Soc. Am., 1991, Vol. 81.
30. **Кочарян Г. Г.** Жесткость разломной зоны как геомеханический фактор, контролирующей излучательную эффективность землетрясений в континентальной коре // ДАН. — 2013. — Т. 252. — № 1.
31. **Костюченко В. Н., Кочарян Г. Г., Павлов Д. В.** Деформационные характеристики межблоковых промежутков различного масштаба // Физ. мезомеханика. — 2002. — Т. 5. — № 5.

Поступила в редакцию 14/VIII 2013