

Мамыров Э.

ОБОСНОВАНИЕ ФУНКЦИОНАЛЬНОЙ ЗАВИСИМОСТИ ЛОКАЛЬНОЙ МАГНИТУДЫ РИХТЕРА ОТ СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА И ЭНЕРГИИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

E. Mamyrov

SUBSTANTIATION OF FUNCTIONAL CORRELATION OF THE LOCAL MAGNITUDE BY RICHTER TO THE SEISMIC MOMENT AND ENERGY OF SEISMIC RADIATION OF CRUSTAL EARTHQUAKES

УДК: 550.348 (575.2) (04)

В связи с переходом от энергетической шкалы к общемировой магнитудной шкале оценки масштабов землетрясений Тянь-Шаня возникла необходимость разработки самосогласованной системы взаимосвязей между основными параметрами очага, имеющими количественное функциональное обоснование. В работе сделана попытка создания функциональных зависимостей локальной магнитуды поверхностных волн M_L Рихтера с величиной сейсмического момента M_0 и энергии сейсмического излучения E_{SK} на основе взаимосвязи максимальной амплитуды сейсмических колебаний с магнитудой объемных волн m_b и телесеismicкой магнитудой M_S .

In view of transfer of the energy scale of earthquake magnitude assessment in Tien Shan to the worldwide magnitude, scale the necessity of development of a self-consistent system of quantitative functionally based correlations between the basic source parameters has emerged. There was made an attempt to create functional correlations between the local magnitude of surface waves M_L by Richter to the seismic moment M_0 and energy of seismic radiation E_{SK} on the basis of correlation of the maximal amplitude of seismic vibrations to the magnitude of body waves m_b and teleseismic magnitude M_S .

Введение. В общемировой практике сейсмологических исследований магнитудная шкала Гутенберга-Рихтера [1-2] при оценке масштабов землетрясений является основополагающей [3-5]. В соответствии с первоначальным определением Рихтера [1] локальная магнитуда M_L землетрясений пропорциональна логарифму максимальной амплитуды колебаний, выраженной в микронах (10–6 м). В странах бывшего СССР использовалась и используется до сих пор независимая шкала энергетического класса KR, определяемая как десятичный логарифм сейсмической энергии (в Дж), выделенной при землетрясении [6-8].

Введена также локальная магнитуда M_{LN} с использованием горизонтальных сейсмографов СК с собственным периодом $T_0 < 20$ с; значения M_L по Рихтеру и M_{LN} близки между собой [9]: $M_L = M_{LN} - 0.21$. Для землетрясений Тянь-Шаня между величиной KR, M_0 и M_{LN} существуют многочисленные корреляционные эмпирические зависимости [8-10], не имеющие четкого физического обоснования.

В связи с вышеуказанным целью этой статьи является количественное обоснование вышеуказанных эмпирических формул на основе следующих теоретических положений: 1) Гутенберга-Рихтера по взаимосвязи максимальной амплитуды сейсмических колебаний и энергии сейсмического излучения с магнитудой объемных волн m_b , телесеismicкой магнитудой M_S и M_L [1-6]; 2) Аки [11-12] о зависимости сейсмического момента M_0 с площадью разрыва S, средним смещением u по разлому и модулем сдвига μ ; 3) зависимости характерного периода t_0 колебаний от скорости поперечных упругих волн V_S , статического сброшенного напряжения $\Delta\sigma$ и M_0 , а также зависимости E_{SK} от $\Delta\sigma$, μ и M_0 [11-13].

При дальнейшем изложении в качестве опорной шкалы оценки масштабов землетрясений выбрана величина сейсмического момента M_0 с учетом длительности колебаний t_0 . Для доказательства теоретических предположений использованы наблюдаемые величины M_L , M_0 и t_0 слабых и сильных землетрясений в диапазоне $0.5 < M_L < 7$ и $10 < \log M_0 < 19$ Южной Калифорнии ($N=138$, N – количество землетрясений), Юго-Западной Германии ($N=135$) и Центральной Японии ($N=102$), приведенных в работах Тэтчера и др. [14], Шербаума и Столла [15], Джина и др. [16]. Для анализа общей зависимости $\log t_0$ от $\log M_0$ использованы параметры сильных коровых землетрясений Тянь-Шаня и Юго-Восточной континентальной Азии ($N=402$) (Восточный Иран, Афганистан, Северная Индия, Пакистан и Южный Китай, $20^\circ < \varphi < 38^\circ$, $60^\circ < \lambda < 123^\circ$) и Калифорнии ($N=63$) по данным Гарвардского Университета США (HRV) за период 1993-2005 гг.

Основные эмпирические и теоретические формулы. По Рихтеру [1] значение локальной

магнитуды поверхностных волн M_L для сейсмографа Вуда-Андерсона рассчитывается по формуле:

$$M_L = \log A - \log A_0 \quad (1)$$

где A – максимальная амплитуда колебаний, выраженная в микронах; A_0 – амплитуда колебаний стандартного землетрясения, являющаяся функцией расстояния Δ (7 км); $\Delta \leq 600$ км.

В СССР был предложен другой вариант определения локальной магнитуды M_{LH} [8-9]:

$$M_{LH} = \lg A/T_0 + 1.66 \lg \Delta, \quad (2)$$

где A/T_0 – величина колебательной скорости (A – амплитуда, T_0 – период) в максимальной фазе горизонтальной компоненты поверхностной волны с $T_0 < 20$ с.

Введение M_{LH} в СССР было вызвано использованием горизонтальных приборов СК с собственным периодом $T_0 < 20$ с и преобладанием сравнительно близких землетрясений ($\Delta \leq 600$ км), для которых максимальная фаза поверхностных волн имеет периоды, меньше 20 с [8]. Тэтчер и Ханкс [14] доказали, что для землетрясений Южной Калифорнии M_L равна:

$$M_L = \lg M_0 - 3/2 \lg r_0 - 17.8, \quad (3)$$

где M_0 – сейсмический момент, дин·см; r_0 – радиус очага, км.

Величина r_0 взаимосвязана с периодом Брюна t_0 [13] и V_S :

$$r_0 = (2.34/2\pi) V_S \cdot t_0, \quad (4)$$

а статическое сброшенное сейсмическое напряжение $\Delta\sigma$ и M_0 находятся в следующей зависимости

$$M_0 = 16/7 \Delta\sigma \cdot r^3 = (8 \cdot 2.34^3)/(7 \cdot \pi^3) \Delta\sigma \cdot V_S^3 t_0^3. \quad (5)$$

По Аки [11-12] величина M_0 взаимосвязана с модулем сдвига μ , средним смещением по разлому u и площадью разрыва S :

$$M_0 = \mu \cdot u \cdot S. \quad (6)$$

По Канамори энергия сейсмического излучения E_{SK} определяется из формулы [17]:

$$E_{SK} = (\Delta\sigma / 2\mu) M_0, \quad (7)$$

а при постоянном отношении $\Delta\sigma / 2\mu = 5 \cdot 10^{-5}$ моментная магнитуда $M_W = M_S$ определяется из выражения [5,6,17]:

$$M_W = 2/3 \lg E_{SK} - 3.2 = 2/3 \log M_0 - 6.07, \quad (8)$$

где величина E_{SK} в Дж и M_0 в Н·м.

Исходя из теоретических положений Рихтера [1,19] о пропорциональности магнитуды M_L логарифму

максимальной амплитуды сейсмических колебаний и пропорциональности энергии упругих волн с данным периодом t_0 квадрату амплитуды колебаний, нами было предложено следующее соотношение [18, 20]:

$$M_{Lm} = 1/2 (m_{bm} + M_{Sm}), \quad (9)$$

где M_{Lm} – значение модернизированной локальной магнитуды; m_{bm} – модернизированная магнитуда объемных волн, m_{bm} – эквивалент магнитуды m_b ; M_{Sm} – новая телесеismicкая магнитуда поверхностных волн, M_{Sm} – эквивалент M_S ; при постоянной величине $\Delta\sigma = 3.67$ МПа и $\mu = 36.7$ ГПа $M_{Sm} = M_W$ [20].

Опираясь на первоначальное определение понятия магнитуды объемных волн m_b , данное Рихтером [1,19], было принято, что значение m_{bm} равно (с учетом удвоения амплитуды колебаний b_m на поверхности земли в эпицентре, b_m в микронах):

$$m_{bm} = \log b_m + 6.3 = \log u + 6. \quad (10)$$

На основе (4) – (7) и (10) при $S = \pi \cdot r_0^2$ значение m_{bm} равно:

$$m_{bm} = C_1 + \log M_0 - 2 \log t_0, \quad (11)$$

где C_1 – постоянная величина, зависящая от π и V_S , $C_1 = \log [2\pi(2.34)^{-2} \cdot \mu^{-1} \cdot V_S^{-2}] + 6.3$.

В соответствии с выводами Христенсена и др. [22-23] в качестве усредненной плотности ρ земной коры принято

$$\rho = 2830 \text{ кг/м}^3,$$

$$V_S = 3600 \text{ м/с и } \mu = \rho \cdot V_S^2 = 36.7 \text{ МПа.}$$

При таких упругих параметрах геофизической среды выражение (11) трансформируется в формулу:

$$m_{bm} = \log M_0 - 2 \log t_0 - 11.30. \quad (12)$$

Значение M_{Sm} определяется из формулы [20]:

$$M_{Sm} = 2/3 \log E_{SK} - 3.2 = 2/3 C_2 - 3.2 + 4/3 \log M_0 - 2 \log t_0, \quad (13)$$

где C_2 – постоянная величина,

$$C_2 = \log [7\pi^3 \cdot 4^{-1} (2.34)^{-3} \mu^{-1} V_S^{-3}].$$

Для принятых величин ρ , V_S , μ и постоянной величине $\Delta\sigma / 2\mu = 5 \cdot 10^{-5}$ или $\Delta\sigma = 3.67$ МПа выражение (13) значительно упрощается (при $\Delta\sigma = 3.67$ МПа, $M_0 = 1.98 \cdot 10^{16} t_0^3$, Н·м)

$$M_{Sm} = 4/3 \log M_0 - 2 \log t_0 - 16.95 = 2m_{bm} - 5.2 = 2/3 \log M_0 - 6.07 = M_W, \quad (14)$$

т.е. в частном случае при постоянных величинах $\Delta\sigma = 3.67$ МПа и упругих параметрах земной коры новая магнитуда M_{Sm} равна моментной магнитуде M_W . Приведенные выражения (11)-(14) показывают, что на

значения магнитуд и энергии сейсмического излучения E_{SK} при равных величинах сейсмического момента большее влияние оказывает величина $\Delta\sigma$: чем выше частота колебаний объема очага f_0 ($f_0 = t_0^{-1}$) при $M_0 = \text{const}$, тем больше $\Delta\sigma$, m_{bm} , M_{Lm} и M_{Sm} . При низких величинах V_S и ρ при $M_0 = \text{const}$ будут наблюдаться большие значения магнитуд землетрясений.

На основе (9) и (11)-(13) значение новой локальной магнитуды M_{Lm} будет равно:

$$M_{Lm} = 7/6 \log M_0 - 2 \log t_0 + 1/2(C_1 + 2/3C_2 - 3.2), \quad (15)$$

которое упрощается для принятых величин ρ и V_S :

$$M_{Lm} = 7/6 \log M_0 - 2 \log t_0 - 14.12. \quad (16)$$

Таким образом, новая магнитуда объемных волн m_{bm} равна десятичному логарифму среднего смещения по разлому и, выраженному в микронах; новая магнитуда M_{Sm} пропорциональна квадрату среднего смещения, а локальная магнитуда M_{Lm} пропорциональна $u^{1.5}$. Значения m_{bm} , M_{Sm} и M_{Lm} определяются не только величиной сейсмического момента M_0 , а зависят от периода колебаний и упругих свойств геофизической среды очаговой области землетрясений.

Обсуждение полученных результатов на основе сопоставления расчетных M_{Lm} с наблюдаемыми магнитудами M_L . Вышеизложенные результаты показывают, что между магнитудами (M_{Sm} , M_{Lm} и m_{bm}) и сейсмическим моментом M_0 , а также длительностью сейсмических колебаний t_0 существуют функциональные зависимости. Прежде чем перейти к анализу зависимости M_{Lm} от M_0 рассмотрим изменения t_0 при росте M_0 в соответствии с соотношениями (5)-(6). На основе (5) при постоянных величинах ρ и V_S величина $\log t_0$ будет равна:

$$\log t_0 = 1/3 \log M_0 - 1/3 \log \Delta\sigma - 3.24. \quad (17)$$

На рис. 1 приведены корреляционные зависимости $\log t_0$ от $\log M_0$ для коровых сильных землетрясений Юго-Восточной континентальной Азии (включая Тянь-Шань) и Калифорнии за период 1993-2005 гг. (HRV), слабых и крупных землетрясений (1993-1971 гг.) Южной Калифорнии [14], слабых землетрясений Юго-Западной Германии (1978 г.) [15] и Центральной Японии (1995-1997 гг.) [16].

Из рис. 1 следует, что между рассматриваемыми параметрами существуют тесные зависимости, близкие к функциональным, с коэффициентами корреляции $r = 0.94-0.99$ (рис. 1). Вместе с тем для землетрясений разных регионов и разного времени отмечаются существенные различия зависимости $\log t_0$ от $\log M_0$,

влияющие на значения магнитуд при равных величинах M_0 .

К примеру, для землетрясений Юго-Восточной континентальной Азии ($N=402$, $r=0.98$) зависимость $\log t_0$ от $\log M_0$ выражается следующей эмпирической формулой (рис. 1, А)

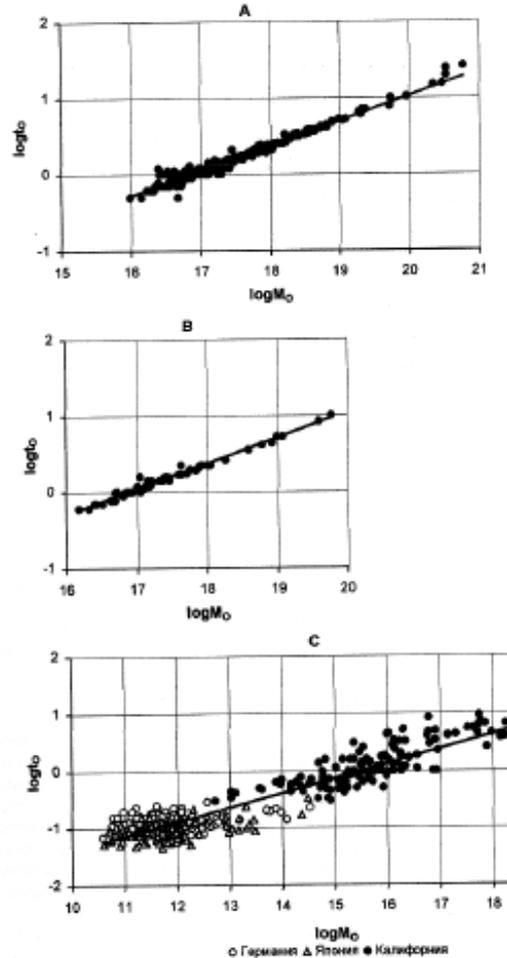


Рис. 1. Зависимость $\log t_0$ от $\log M_0$ для землетрясений: А - Юго-восточной континентальной Азии (1993-2005 гг.) ($N = 402$, $r = 0.98$, $\log t_0 = 0.33(\pm 0.01)\log M_0 - 5.53(\pm 0.01)$); В - Калифорнии (1993-2005 гг.) ($N = 63$, $r = 0.99$, $\log t_0 = 0.33(\pm 0.01)\log M_0 - 5.64(\pm 0.11)$); С - Юго-западной Германии (1978 г.), разломной зоны Атогсугава (Центральная Япония) (1995-1997 гг.) и Южной Калифорнии (1933-1971 гг.) ($N = 375$, $r = 0.94$, $\log t_0 = 0.26(\pm 0.01)\log M_0 - 4.04(\pm 0.02)$).

$$\log t_0 = 0.33 \log M_0 - 5.53, \quad (18)$$

а для крупных землетрясений Калифорнии за 1993-2005 гг. ($N=63$, $r=0.99$) получено (рис. 1,В)

$$\log t_0 = 0.33 \log M_0 - 5.64, \quad (19)$$

для слабых землетрясений Юго-Западной Германии и Центральной Японии и крупных землетрясений Южной Калифорнии ($N=375$, $r=0.94$) характерна эмпирическая зависимость (рис.1,С)

$$\log t_0 = 0.26 \log M_0 - 4.04. \quad (20)$$

Эмпирические зависимости (18)-(19) находятся в хорошем согласии с теоретическим выражением (17) и свидетельствуют о постоянстве величины $\Delta\sigma$ землетрясений в широком диапазоне $10^{16} < M_0 < 10^{21}$

$N \cdot m$ (рис. 1, А-В). Действительно, при $\rho = 2830 \text{ кг/м}^3$ и $V_S = 3600 \text{ м/с}$ по (17) значение $\log \Delta\sigma$ можно определить из выражения

$$\log \Delta\sigma = \log M_0 - 3 \log t_0 - 9.72. \quad (21)$$

Подставив в (21) значение $\log t_0$ из (18)-(19), для землетрясений Юго-Восточной континентальной Азии получим: $\log \Delta\sigma = 6.87$ или $7.41 \cdot 10^6 \text{ Па}$ (74.1 бар), для землетрясений Калифорнии (1993-2005 гг., HRV): $\log \Delta\sigma = 7.20$ или $1.58 \cdot 10^7 \text{ Па}$ (158 бар), т.е. численные значения величины статического сброшенного сейсмического напряжения $\Delta\sigma$ для двух рассматриваемых регионов значительно выше, чем среднее $\Delta\sigma = 3.67 \cdot 10^6 \text{ Па}$ (36.7 бар), а землетрясения Калифорнии (1993-2005 гг.) характеризуются наиболее высокими $\Delta\sigma \approx 158 \text{ бар}$.

Для слабых и крупных землетрясений Юго-Западной Германии, Центральной Японии и Южной Калифорнии из (20)-(21) тем же методом получим выражение:

$$\log \Delta\sigma = 2.40 + 0.22 \log M_0, \quad (22)$$

в соответствии с которым в интервале M_0 от 10^{11} до $10^{19} \text{ Н} \cdot \text{м}$ величина $\log \Delta\sigma$ возрастает от 4.82 до 6.58 или $\Delta\sigma$ от 0.066 МПа до 3.8 МПа (от 0.6 до 38 бар), т.е. значение $\Delta\sigma$ не является постоянной, что по (15) должно привести к изменениям постоянных в этом уравнении.

Далее, для оценки справедливости теоретического соотношения (16) рассмотрим эмпирическую зависимость M_L и M_{Lm} от $\log M_0$ для землетрясений Юго-Западной Германии, Центральной Японии и Южной Калифорнии, которые показаны на рис. 2-3; при расчетах M_{Lm} по (15) для определения величин постоянных C_1 и C_2 использованы конкретные значения γ и V_S для этих регионов, которые приведены в работах [14-16].

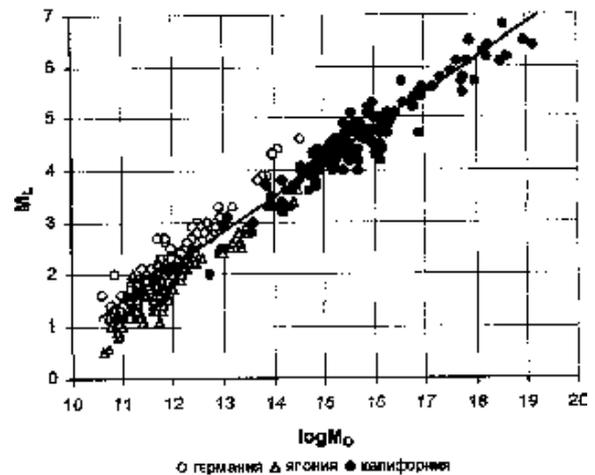


Рис. 2. Зависимость M_L от $\log M_0$ для землетрясений Юго-Западной Германии, разломной зоны Атотсугава (Центральная Япония) и Южной Калифорнии ($N = 373$), $r = 0.98$,

$$M_L = 0.68(\pm 0.01) \log M_0 - 6.04(\pm 0.03).$$

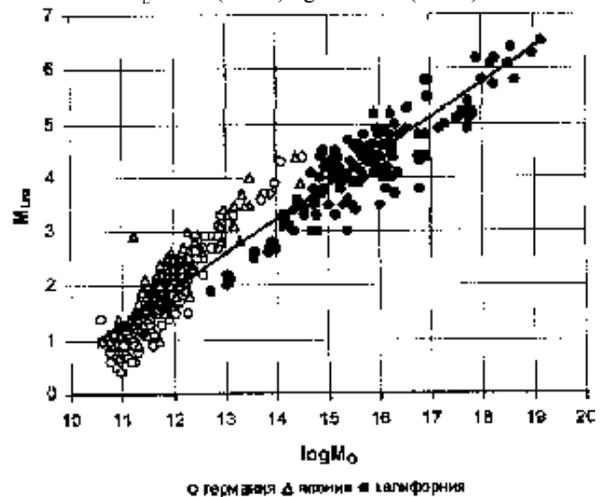


Рис. 3. Зависимость M_{Lm} от $\log M_0$ для землетрясений Юго-Западной Германии, разломной зоны Атотсугава (Центральная Япония) и Южной Калифорнии ($N = 375$), $r = 0.95$,

$$M_{Lm} = 0.63(\pm 0.02) \log M_0 - 5.59(\pm 0.04).$$

Из рис. 2 следует, что для землетрясений рассматриваемых регионов между M_L и $\log M_0$ существует тесная корреляционная зависимость ($r=0.98$), эмпирически выражаемая формулой

$$M_L = 0.68 \log M_0 - 6.04. \quad (23)$$

Если принять, что для очаговых зон землетрясений рассматриваемых регионов упругие параметры геофизической среды близки к средним их показателям по земной коре ($\rho = 2830 \text{ кг/м}^3$, $V_S = 3600$

м/с), то подстановка $\log t_0$ по эмпирическому выражению (20) в теоретическую формулу (16) приводит к соотношению:

$$M_{Lm} = 0.67 \log M_0 - 6.04, \quad (24)$$

которая с высокой точностью соответствует эмпирической формуле (23), т.е. значение новой локальной магнитуды M_{Lm} , функционально связанной с другими магнитудами (m_{bm} , M_{Sm} , M_W), упругими параметрами земной коры, длительностью сейсмических колебаний и сейсмическим моментом, равно локальной магнитуде Рихтера или $M_L = M_{Lm}$ от слабых до крупных землетрясений (рис. 2-3).

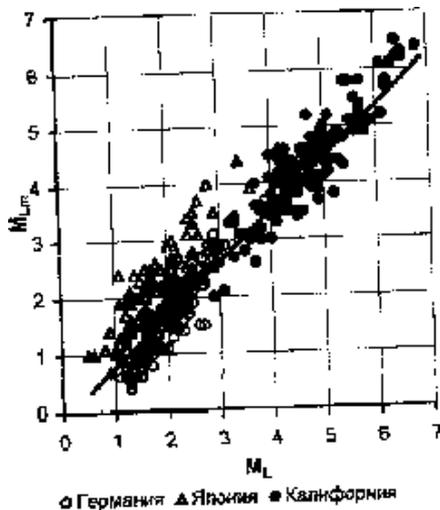
На рис. 3 показана зависимость новой локальной магнитуды M_{Lm} от величины $\log M_0$ для рассматриваемых регионов, которая аппроксимирована следующей эмпирической формулой:

$$M_{Lm} = 0.63 \log M_0 - 5.59, \quad (25)$$

которая весьма близка к выражениям (23)-(24) и подтверждает эквивалентность M_{Lm} и M_L (рис. 2-3).

Вышеприведенные выводы доказываются также при рассмотрении корреляционной зависимости M_{Lm} и M_L , показанной на рис. 4 ($r=0.94$):

$$M_{Lm} = 0.10 + 0.90 M_L. \quad (26)$$



Используя это эмпирическое соотношение и (25) можно записать:

$$0.9M_L + 0.10 = 0.63 \log M_0 - 5.59, \text{ откуда мы получим новую эмпирическую зависимость:} \\ M_L = 0.7 \log M_0 - 6.32, \quad (27)$$

которая в пределах точности экспериментального определения локальной магнитуды Рихтера $\pm(0.2 - 0.3)$

[6] совпадает с корреляционной зависимостью (23) и теоретической (24). Таким образом, значение новой локальной магнитуды M_{Lm} является эквивалентом M_L , а соотношения (9), (15)-(16) и (24) – физической основой объяснения многочисленных эмпирических зависимостей M_L от $\log M_0$ при различных изменениях $\Delta\sigma$, ρ и V_S конкретных сейсмоактивных регионов.

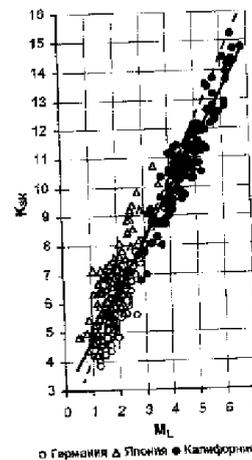
В заключении статьи коротко рассмотрим взаимосвязь M_L с энергией сейсмического излучения E_{SK} по Канамори [17] и по Раутиан [6-8]. С этой целью на рис. 5 приведена корреляционная зависимость $\log E_{SK} = K_{SK}$ от M_L для рассматриваемых регионов, которая выражается формулой

$$K_{SK} = 2.95 + 1.71 M_L. \quad (28)$$

На этом же графике показана теоретическая зависимость K_{SK} от M_L при постоянной величине статического сброшенного сейсмического напряжения $\Delta\sigma \square = 3.67$ МПа и полученной на основе (7), (9), (15)-(17) при равенстве $M_L = M_{Lm}$ (рис. 5)

$$K_{SK} = 2.2 + 2 M_L, \quad (29)$$

которая находится в хорошем согласии с данными Тэтчера и др. [14], Канамори и др. [21] по землетрясениям Калифорнии ($K_{GR} = \log E_{GR}$, E_{GR} – сейсмическая энергия по Гутенбергу-Рихтеру): $K_{GR} = 1.1 + 2 M_L$, $K_{SK} = 2.11 + 2.1 M_L$.



Сравнение соотношений (28) и (29) убедительно показывает роль непостоянства величины $\square\square$ при росте M_0 : увеличение $\Delta\sigma$ с возрастанием $\log M_0$ приводит к изменениям постоянных в теоретических соотношениях типа (17) и (29), что является основной причиной возникновения многочисленных эмпирических зависимостей между M_L и $\log M_0$ и энергией сейсмического излучения.

Доказательством эквивалентности M_{Lm} и M_L для землетрясений рассматриваемых регионов является также эмпирическая зависимость K_{SK} от M_{Lm} ($r=0.99$): $K_{SK} = 2.86 + 1.86 M_{Lm}$, которая совпадает с (28). Теоретическая зависимость K_{SK} от M_{Lm} при росте $\log t_0$ и $\log \Delta\sigma$ по (20) и (22) выражается формулой: $K_{SK} = 3.84 + 1.88 M_{Lm}$, близко совпадающей с (28).

Вышеизложенные результаты позволяют на новом теоретическом уровне обосновать широкоиспользуемую в странах бывшего СССР эмпирическую зависимость K_R – энергетического класса землетрясений по Раутиан от локальной магнитуды поверхностных волн M_{LH} [6-10]

$$K_R = 4 + 1.8M_{LH}. \quad (30)$$

Анализ динамических параметров очагов землетрясений Тянь-Шаня за 1978-1988 гг. ($N=411$, $r=0.85$) показал, что между $\log t_0$ и $\log M_0$ характерна следующая зависимость: $\log t_0 = 0.25 \log M_0 - 3.83$, которая подобна (20). Использование этой зависимости и соотношений [6-10]: $M_{LH} = M_L + 0.21$ и $K_R = K_{SK} + 0.80$ приводит к следующему полуэмпирическому выражению при условии $M_L = M_{Lm}$

$$K_R = 3.40 + 1.87M_{LH}, \quad (31)$$

которая в диапазоне $5 < M_{LH} < 9$ с точностью ± 0.25 позволяет определить величину K_R как и по (30). Справедливость формулы (31) подтверждается эмпирическим выражением ($N=430$, $r=0.99$): $K_R = 3.85 + 1.82M_{LH}$, полученной на основе корреляционного анализа банка сейсмологических данных по землетрясениям Тянь-Шаня за 1978-1988 гг.

Выводы

1. Впервые доказана функциональная зависимость локальной магнитуды землетрясений M_L Рихтера от сейсмического момента, энергии сейсмического излучения, среднего смещения по разлому, периода сейсмических колебаний и упругих свойств геофизической среды объема очага коровых землетрясений.

2. Нелинейный рост величины статического сброшенного сейсмического напряжения и отклонение периода сейсмических колебаний от «стандартных» средних величин с увеличением масштабов землетрясений является основной причиной возникновения многочисленных эмпирических зависимостей между

магнитудами (по объемным и поверхностным волнам), с энергией сейсмического излучения и сейсмическим моментом, часто резко различающихся между собой.

3. Наиболее важным количественным соотношением, определяющим зависимости между основными параметрами очага землетрясений, является характер взаимосвязи периода сейсмических колебаний от сейсмического момента в широком диапазоне магнитуд.

Работа выполнена в рамках исследований по проекту МНТЦ KR-1281.

Литература:

1. Richter C.F. An instrumental earthquake magnitude scale//Bull.Seismol.Soc.Am., 1935, v.25, pp.1-32.
2. Gutenberg B., and Richter C.F. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper)// Bull.Seismol.Soc.Am. 1956, v.46, pp.45-145.
3. Gusev A.A., and Mel'nikova V.N. Relationships between magnitudes: world average and for Kamchatka. Volcanology and Seismology, 1990, N6, pp.55-63 (in Russian).
4. Kanamori H., and D.L. Anderson. Theoretical basis of some empirical relations in seismology. Bull.Seismol.Soc.Am. 1975, 65, pp.1073-1095.
5. Mohammadioun B., and L.Serva. Stress drop, slip type, earthquake magnitude and seismic hazard. Bull.Seismol.Soc.Am. 2001, 91, pp.694-707.
6. Kasahara K. Mechanics of earthquakes (transl. from English). Moscow, Mir, 1985, 264 p.
7. Rautian T.G. Attenuation of seismic waves and energy of earthquakes. Proceedings of TISS AS Tadjik SSR, 1960, N7, pp.41-96 (in Russian).
8. Запольский К.К., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Физические основы магнитудной классификации землетрясений/ В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Москва: МССС, 1974, т. 1, с. 79-131.
9. Кондорская Н.В., Горбунова И.В., Ландырева Н.С. Магнитуды m_p и M_{LH} по данным ЕСН (СССР), НОС (США) и МСЦ (Эдинбург)/ В кн.: Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Москва: МССС, 1974, т. 1, с. 135-153.
10. Kondorskaya N.V., Zakharova A.J., and Chepkunas L.S. The quantitative characteristics of earthquake sources as determined in the seismological practice of the USSR. Tectonophysics, 1989, v.166, pp.45-52.
11. Aki, K. Generation and propagation of G-waves from the Niigata earthquake of June 16, 1964. Part 2. Estimation of earthquake moment, released energy, and stress-strain drop from the G-wave spectrum. Bull.Earthq.Res.Inst. Tokio University, 1966, 44, pp.73-88.
12. Aki, K. and Richards P.G. Quantitative seismology. Moscow: Mir, 1980, v. 1-2, 880 p., (1983, translation from English).
13. Brune J.N. Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes. J.Geophys.Res. 75, pp.4997-5009. Correction in J.Geophys.Res. 1970, 76, p.5002 (1971).
14. Thatcher W., Hanks C. Source parameters of Southern California earthquakes//J. Geophysical Research, 1973, v.78, N35, pp. 8547-8575.

15. Scherbaum F., Stoll D. Source parameters and scaling laws of the 1978 Swabian Jura (Southwest Germany) aftershocks//Bull.Seismol.Soc.America, 1983, v.73, N5, pp.1321-1343.
16. Jin A., Moya C.A., Ando M. Simultaneous determination of site responses and source parameters of small earthquakes along the Atotsugawa fault zone, Central Japan//Bull.Seismol.Soc.America, 2000, v.90, N6, pp. 1430-1445.
17. Kanamori H. The energy release in great earthquakes. J.Geophys.Res. 1977, v.82, pp.2981-2987.
18. Mamyrov E. Relations among earthquake source parameters derived from Debye solid-body model. J.Geodynamics, 1996, N22, pp.137-143.
19. Richter C.F. Elementary Seismology, W.H.Freeman & Co., San Francisco, 1958, 650 p.
20. Мамыров Э. Новая система количественных взаимосвязей сейсмического момента с магнитудой и энергией сейсмического излучения коровых землетрясений Тянь-Шаня и других сейсмоопасных регионов мира /Тр. Международной Научной Конференции: «Современные аспекты развития сейсмостойкого строительства и сейсмологии». Душанбе: Дониш, 2005, с. 60-65.
21. Kanamori H., Mori J., Hauksson E., Heaton T.H., Hutton L.K., Jones L.M.//Determination of earthquake energy release and M_L using TERRA scope//Bull.Seismol.Soc. America, 1993, v.83, pp.330-346.
22. Christensen N.I., and W.D. Mooney. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view. J.Geophys.Res. 1995, 100, pp.9761-9788.
23. Christensen N.I. Poisson's ratio and crustal seismology. J.Geophys.Res. 1996, 101, pp.407-412.