

*Мамыров Э.*

**СЕЙСМИЧЕСКИЙ МОМЕНТ И ЛОКАЛЬНАЯ МАГНИТУДА РИХТЕРА  
КОРОВЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

*E. Mamurov*

**LOCAL MAGNITUDE OF RICHTER AND SEISMIC MOMENT  
FOR CRUSTAL EARTHQUAKES**

УДК:550.34.1

*На основе первоначального определения локальной магнитуды по Рихтеру (1935), пропорциональной максимальной амплитуде  $v_m$  колебаний грунта, зависимости сейсмического момента  $M_0$  от смещения и по разлому (Аки, 1966) и эмпирических обобщений по зависимости  $M_L$  от  $\log M_0$  и  $\log u$  сделана попытка количественного обоснования межмагнитудных соотношений коровых землетрясений. За основу опорной шкалы масштабов землетрясений выбрана шкала сейсмического момента.*

*В процессе обобщения экспериментальных данных сделана попытка построения непротиворечивой с теоретических позиций системы оценочных соотношений, интегрирующих наблюдаемые параметры очагов коровых землетрясений.*

*On the basis of initial definition of local magnitude  $M_L$  of Richter (1935), proportional maximal amplitude  $v_m$  of ground fluctuations, dependence of seismic moment  $M_0$  on displacement  $u$  on a fault (Aki, 1966) and empirical generalizations on dependence  $M_L$  from  $\log M_0$  and  $\log u$  effort of a quantitative feasibility intermagnitudes ratio of crustal earthquakes is made. For basis of reference scale of earthquakes estimation the scale of the seismic moment is chosen.*

*During generalization of experimental data effort of creation noncontradictory system with theoretical positions of estimated ratio of the integrating parameters of the observed crustal earthquakes is made.*

**Введение.** В общемировой практике сейсмологических исследований магнитудная шкала Гутенберга и Рихтера (1956а, 1956б) при оценки масштабов землетрясений является основополагающей. Общие закономерности количественных соотношений между локальной магнитудой  $M_L$ , объемных волн  $t_B$ , и  $M_s$ ; - даментальным параметром - сейсмическим моментом  $M_0$  и моментной магнитудой  $M_w$  приведены в гостах СКеп еС а1. (1989), Гусев и др. (1990) и Уцу (2002), но до настоящего времени не существует эмпирического обоснования многочисленных эмпирических формул между указанными параметрами.

В связи с переходом от энергетической шкалы ( $K_K$  - шкалы Т.Г. Раутиан, 1960) к общемировой магнитудной шкале для оценки масштабов землетрясений Тянь-Шаня возникает практическая необходимость разработки самосогласованной системы взаимосвязей между основными параметрами очага, имеющими количественные обоснования с сейсмическим моментом. Поэтому основной целью этой работы является количественное обоснование соотношений между  $M_L$ ,  $t_B$ ,  $M_s$  и  $\log M_0$  на основе следующих теоретических и теоретических предположений: 1) пропорциональность магнитуд ( $M_L$ ,  $t_B$ ,  $M_s$ ) десятичному логарифму максимальной амплитуды сейсмических колебаний  $v_m$  (Рихтер, 1935; Гутенберг, Рихтер 1956а; 1956б), выраженной в микронах ( $10^{-6}$  м), а так же линейные зависимости между магнитудами с логарифмом энергии сейсмического излучения и сейсмическим моментом; 2) функциональная взаимосвязь  $M_0$  с площадью разрыва  $S$ , средним смещением по разлому  $u$  и модулем сдвига  $\mu$ . (Аки, 1966), а так же — тактические связи  $M_s$  и  $M_w$  с  $\log u$  (Chen and Chen, 1989; Grant, 2002; Гусев и др., 1990, Касахара, 1985, Mai et al., 2000; Nuttli, 1983, 1985; Раутиан, 2005); 3) функциональная взаимосвязь характерного периода  $t_B$  ( $t_B = f_0^{-1}$ ,  $f_0$  – corner частота Брюна) с  $M_0$ , статическим сброшенным сейсмическим напряжением  $\Delta\sigma$ , радиусом очага  $r_0$  модулем сдвига  $\mu$  и скоростью  $S$  – волн  $\mu_s$  (Brun, 1970, 1971; Keilis-Вогок, 1959), а также подобие corner частоты  $f_0$  Брюна с фундаментальной акустической частотой Дебая  $f_D$  взаимосвязанной с объемом  $V$  и упругими свойствами твердых тел (Мамуров, 1996).

Для доказательства теоретических предположений использованы инструментальные величины  $M_L$ ,  $M_0$ ,  $t_B$ ,  $M_s$ ,  $M_w$  и  $t_B$  слабых и сильных землетрясений в диапазоне  $0.5 \leq M_L \leq 7$  и  $10 \leq \log M_0 \leq 21$  по следующим регионам: Chou et al. (1995) - по коровым землетрясениям Мира за 1981-1991 гг.; Scordilis (2006) – по коровым землетрясениям Мира за 1978-2003 гг.; Biswas et al. (1984) - по Аляске; Jin et al. (2000) - по Центральной Японии; Jonson et al. (1974) - по Центральной Калифорнии; Мамурова (2009) - по Тянь-Шаню; Раутиан и др. (1981, 2005, 2007) - по Центральной Азии; Scherbaum et al. (1983) - по Южной Германии; Street et al. 1977) - по Северной Америке; Thatcher et al. (1973) - по Южной Калифорнии.

**Основные эмпирические и теоретические количественные соотношения.** По Рихтеру (1935, 1963) локальная магнитуда  $M_L$  по инструментальным данным рассчитывается по формуле (Касахара, 1985; Рихтер, 1963; Utsu, 2002):

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

где  $A$  - амплитуда записи стандартным сейсмографом данного землетрясения на данном расстоянии, в мм;  $A$  – амплитуда записи таким же сейсмографом определенного землетрясения, выбранного в качестве эталона, мм.

Дальнейшие количественные построения опираются на следующие эмпирические соотношения Гутенберга и Рихтера (1956а, 1956в, Рихтер, 1963).

$$\text{Log}E_{GR} = K_{GR} = 4.8 + 1.5M_S \quad (2)$$

$$M_S = 1.59 m_B - 3.97, \quad (3)$$

$$\text{log}t_0 = 0.32 M_L - 1.4, \quad (4)$$

где  $E_{GR}$  - сейсмическая энергия по Гутенбергу и Рихтеру, в Дж,  $t_0$  - длительность колебаний с максимальной амплитудой скорости в ближней зоне, с; в дальнейшем изложении принято  $t_0 = t_B$ .

Использованы следующие обобщения советских сейсмологов, которыми были введены:  $K_R$  - шкала энергетического класса Раутиан (1960), магнитуда  $M_{ш}$  по поверхностным волнам и по объемным волнам  $m_{PV}$  (Гусев и др., 1990; Запольский и др., 1974; Кондорская и др., 1974, 1993; Раутиан и др., 1981, 2005, 2007)

$$\text{Log}E_R = K_R = 4.0 + 1.8M_{LH}, \quad (5)$$

$$\text{Log}t_m = 0.35 M_{LH} - 1.4, \quad (6)$$

$$M_{LH} = M_L + 0.21, \quad (7)$$

$$m_{PY} = 0.18 + m_B \quad (8)$$

где  $E_R$  - сейсмическая энергия по Раутиан (1960), в Дж;  $t_m$  - длительность максимальных сейсмических колебаний в ближней зоне, с;  $M_m$  - магнитуда по поверхностным волнам, определяемая по максимальному значению амплитуды скорости колебаний,  $m_{PY}$  - магнитуда по объемным волнам, прибор СКМ.

Следует особо подчеркнуть, что формулы (2)-(8) не являются функциональными и были получены путем статистической обработки различных объемов инструментальных данных, в связи, с чем при прогнозных расчетах одного параметра по величине другого возникают ошибки и неточности, как и при переходах из одной в другую шкалу магнитуд.

Основой теоретических построений являются следующие формулы (Аки, 1966; Brun, 1970, 1971; Канамори, 1977; Касахара, 1985; Keilis-Вогок, 1959)

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot u = (16/7) \Delta\sigma \cdot r_0^3 = (16/7) \cdot (2.34/2\pi)^3 \Delta\sigma \cdot u_s^3 \cdot t_s^3 \quad (9)$$

$$E_{sk} = (\Delta\sigma/2 \mu) M_0. \quad (10)$$

$$r_0 = (2.34/2 \pi) u_s \cdot t_0, \quad (11)$$

$$M_w = (2/3) \log M_0 - 6.07, \quad (12)$$

где  $r_0$  - радиус очага, м;  $\Delta\sigma$  - статистическое сброшенное сейсмическое напряжение, Па; величины:  $M_0$  в Н-м, 8 в м<sup>2</sup>,  $E_{sk}$  в Дж, и в м;  $M_w$  - моментная магнитуда.

**Основные предполагаемые теоретические соотношения.** В предельном упрощении сложного геофизического процесса в сейсмическом источнике предполагается, что при землетрясении происходят колебания объема очага  $V$ , максимальной амплитудой  $\epsilon_m$ , энергией  $E_{sk}$  и характеристической частотой (Мамугон, 1996), близкой к акустической частоте Дебая (1912).

Учитывая эмпирические связи магнитуд ( $M_L$ ,  $M_S$ ,  $m_B$ ,  $M_w$ ) с десятичным логарифмом среднего смещения и по разлому и опираясь на первоначальные определение магнитуды по Рихтеру (1935), в соответствии с которым магнитуда землетрясений пропорциональна десятичному логарифму максимальной амплитуды сейсмических колебаний, выраженной в микронах ( $10^{-6}$  м), вводится модернизированная магнитуда объемных волн  $m_{вга}$  (эквивалент  $m_B$ ,  $m_{PV}$ ). С учетом удвоения  $\epsilon_m$  на поверхности земли значение  $m_{вт}$  в ближней зоне равно (Мамугон, 1996, 2005):

$$m_{Bm} = \log_{Bm} + 6.3 = \log u + 6, \quad (13)$$

при  $S = \pi \cdot r_0^2$  в (12) на основе (14) и (16) получим:

$$m_{вм} = C_1 + \log M_0 - 2 \cdot \log t_0, \quad (14)$$

где  $C_1 = \log[2\pi \cdot (2.34)^{-2} \cdot \mu^{-1} \cdot u_s^{-2}] + 6.3$ .

На основе обобщений Christensen et al. (1995, 1996) для земной коры приняты: средняя плотность  $\rho = 2830$  кг/м<sup>3</sup>,  $u_s = 3600$  м/с и  $\mu = \rho \cdot u_s^2 = 36.7$  ГПа. При этих упругих параметрах геофизической среды выражение (14) трансформируется к следующему виду:

$$m_{вм} = \log M_0 - 2 \cdot \log t_0 - 11.30 = (1/3) \cdot \log M_0 + (2/3) \cdot \log \Delta\sigma - 4.80. \quad (15)$$

Энергия сейсмического излучения  $E_{sk}$  на основе (9) - (10) равна:

$$\log E_{sk} = C_2 + 2 \cdot \log M_0 - 3 \cdot \log t_0 = C_2 - C_1 + 2 \cdot m_{вт} + \log t_0, \quad (16)$$

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

Для принятых упругих параметров и при условии (Канамори, 1977):  $E_{sk}/M_0 = \Delta\sigma/2\mu = 5 \cdot 10^{-5}$ , величина  $\Delta\sigma = 3.67$  МПа при  $\mu = 36.7$  ГПа,  $\log t_0 = (1/3) \cdot \log M_0 - 5.43$  и тогда выражение (16) переходит к формуле:

$$\log E_{8K} = K_{8K} = 2 \cdot \log M_0 - 3 \cdot \log t_0 - 20.61 = 1.5 \cdot M_w + 4.8 = 3 \cdot m_{Bm} - 3. \quad (17)$$

где  $C_s = (2/3) - C_2 - 3.2$ ; для принятых  $\rho$  и  $v_s$   $C_s = -16.95$ , а при частном случае - при постоянных упругих параметрах,  $\Delta\sigma = 3.67$  МПа и  $E_{5K}/M_0 = 5 \cdot 10^{-5}$  справедливо равенство:  $M_{sm} = M_w$ .

Вводится также модернизированная локальная магниту да поверхностных волн  $M_{Lm}$  эквивалент  $M_L$  (Мамугоу, 1996):

$$M_{Lm} = 0.5 \cdot (m_{Br} + M_{sm}) = (7/6) \cdot \log M_0 - 2 \cdot \log t_0 + C_L, \quad (19)$$

где  $C_L = 0.5 \cdot (C_1 + C_8)$ , для усредненных величин  $\rho$  и  $v_s$   $C_L = -14.12$ .

Для принятых величин  $\rho$  и  $v_s$  на основе (9) и (11) справедливо следующее соотношение:

$$\log \Delta\sigma = \log M_0 - 3 \cdot \log t_0 - 9.74, \quad (20)$$

При  $\Delta\sigma = 3.67$  МПа,  $\rho = 2830$  кг/м<sup>3</sup>,  $\mu_s = 3600$  м/с на основе (15) и (18) получим следующее теоретическое соотношение:

$$M_{Bm} = 2.60 + 0.50 \cdot M_{sm}, \quad (21)$$

которое практически совпадает с зависимостью уточненной магнитуды объемных волн  $m_B$  от  $M_w$  для крупных землетрясений (Houston, Kanamori, 1986;  $m_B \geq 6$ ):

$$m_B = 2.70 + 0.53 \cdot M_w, \quad (22)$$

в котором для расчетов  $m_B$  были использованы истинные максимальные амплитуды колебаний, взятые с сейсмограмм.

Соотношение (21) удовлетворительно совпадает с другой эмпирической формулой (Гусев и др., 1990;  $m_{py} = m_B + 0.18$ ):

$$m_{py} = 2.86 + 0.525 \cdot M_w \quad (23)$$

Сравнение (21) с эмпирическими обобщениями (22) - (23) для сильных землетрясений показывает, что теоретические предположения, на основе которых было получено выражение (21) при условии  $M_w = M_{sm}$  по (18), подтверждаются инструментальными данными.

**Локальная магниту да Рихтера  $M_L$ : расчетные и инструментальные данные.** Магниту да  $M_L$  - первая магниту да, введенная Рихтером в 1935 г. и взаимосвязанная с максимальной амплитудой колебаний поверхностных волн, модификация которой в виде магнитуды  $M_{Lm}$  до сих пор широко используется сейсмологическими службами стран бывшего СССР.

Поскольку первые межмагнитудные соотношения Гутенбергом и Рихтером (1935, 1956а, 1956в) были установлены для коровых землетрясений Южной Калифорнии, то вначале рассмотрим данные Thatcher и Hanks (1973) по этому региону ( $2 < M_L < 6.8$ ). Для данного региона авторами было принято  $\rho = 2700$  кг/м<sup>3</sup> и  $v_s = 3200$  м/с, в соответствии с которыми в (14), (18) и (19) величины постоянных  $C_1$ ,  $C_s$  и  $C_L$  будут равны:  $C_1 = -11.09$ ,  $C_s = -16.35$ ,  $C_L = -13.72$ .

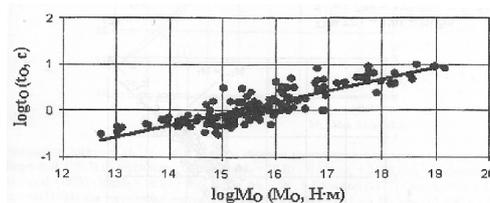


Рис. 1. Зависимость  $\log t_0$  от  $\log M_0$  для землетрясений Южной Калифорнии  
 $\log t_0 = 0.25(\pm 0.03) \log M_0 - 3.90(\pm 0.43)$ ,  $N=138$ ,  $r = 0.84$ .

В соответствии с теоретическими формулами (9) и (11) при известных  $\rho$ ,  $v_s$  и стандартного  $\log \Delta\sigma = 6.44$  при  $\Delta\sigma/2 \cdot \mu = 5 \cdot 10^{-5}$  между  $\log t_0$  и  $\log M_0$  должна быть следующая зависимость:

$$\log t_0 = (1/3) \cdot \log M_0 - 5.34, \quad (24)$$

в действительности, по статистическим данным получено (рис.1,  $N$  - количество данных,  $r$  - коэффициент корреляции):

$$\log t_0 = 0.25 \cdot \log M_0 - 3.90, \quad (25)$$

т.е в соответствии с (20) с ростом  $M_0$  величина  $\log \Delta\sigma$  возрастает:

$$\log \Delta\sigma = 0.25 \cdot \log M_0 + 2.12. \quad (26)$$

т.е. для рассматриваемых данных характерна зависимость  $M_0 \sim f(t_0^4)$ , указанная Nuttli (1983), а не  $M_0 \sim f(t_0^3)$  как для классических соотношений между  $M_0$  и  $t_0$  при  $\Delta\sigma = \text{const}$ .

Если справедливы теоретические соотношения (14), (18) и (19), то с учетом (25) взаимосвязь между  $M_{Lm}$  и  $\log t_0$  выражается формулой:

$$\log t_0 = 0.37 \cdot M_{Lm} - 1.68. \quad (27)$$

которая полностью совпадает с формулой (4) Гутенберга и Рихтера (1956a)  $\log t_0 = 0.32 \cdot M_L - 1.40$  и данными Abercrombie (1995 a, в), т.е. характерный период Брюна  $t_B$  соответствует длительности колебаний с максимальной амплитудой скорости в ближней зоне или  $t_B = t_0$ . Соотношения (4) и (28) в пределах точности определения  $M_L$  и  $M_{LH}$  соответствуют формуле (6) советских сейсмологов (Запольский и др., 1974),; что позволяет считать  $t_B = t_0 = t_m$ . Из рис.2 видно, что новое выражение (27) удовлетворительно совпадает с (28) и находится в хорошем согласии с формулой (4) Гутенберга и Рихтера (рис.2).

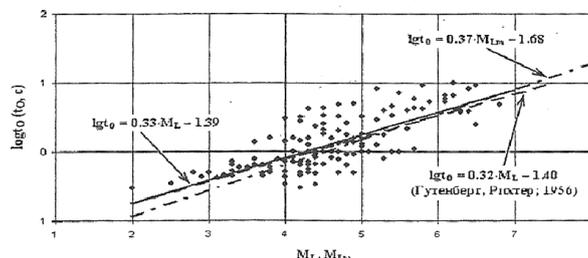


Рис.2. Зависимость:  $\log t_0$  от для землетрясений Южной Калифорнии.

$$\log t_0 = 0.33(\pm 0.05)M_L - 1.39(\pm 0.23), N=138, r = 0.75.$$

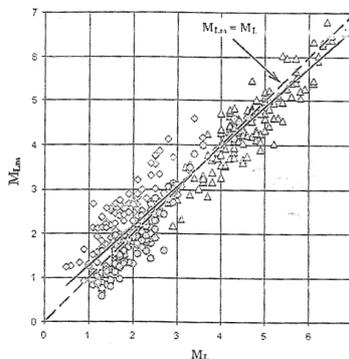
На рис.2 приведена корреляционная зависимость  $\log t_0$  от  $M_L$ :  $\log t_0 = 0.33(\pm 0.23) \cdot M_L - 1.39 (\pm 0.23)$ , (28)

На рис.3 в интервале  $0.5 \leq M_L \leq 6.8$  приведена корреляционная зависимость  $M_{Lm}$  от  $M_L$  для землетрясений

Южной Калифорнии (Thatcher et al., 1973), Юго-Западной Германии (Scherbaum et al., 1982), и Центральной Японии (Jin et al., 2000); при расчетах были учтены  $\rho$  и  $v_s$  геофизической среды указанных регионов. Представленные статистические данные подтверждают справедливость наших теоретических предположений о равенстве  $M_{Lm} = M_L$  для различных сейсмоактивных регионов в широком интервале изменений локальной магнитуды (рис. 3).

Biswas and Аки (1984) для 22 слабых землетрясений Центральной Аляски получили следующую зависимость  $\log M_0$  от  $M_{LZ}$  ( $3.1 < M_{LZ} \leq 4.7$ ):

$$\log M_0 = 10.1 + 1.22 \cdot M_{LZ} \quad (29)$$



Δ – Южная Калифорния ○ - Юго-западная Германия ◇ - Центральная Япония

Рис.3. Зависимость  $M_{Lm}$  от  $M_L$  для землетрясений Южной Калифорнии, Юго-западной Германии и центральной Японии  $M_{Lm} = 0.91(\pm 0.03)M_L + 0.28(\pm 0.05)$ ,  $N=384$ ,  $r = 0.94$ .

По данным этих авторов зависимость между  $\log t_0$  и  $\log M_0$  можно записать в следующем виде ( $r = 0.76$ ):  $\log t_0 = 0.14 \cdot \log M_0 - 2.22$ , подставив это соотношение  $\log t_0$  в (19) и принимая  $M_{Lm} = M_{LZ}$  для усредненных упругих параметров земной коры получим зависимость между  $\log M_0$  и  $M_{Lm}$ :

$$\log M_0 = 10.91 + 1.13 \cdot M_{Lm}, \quad (30)$$

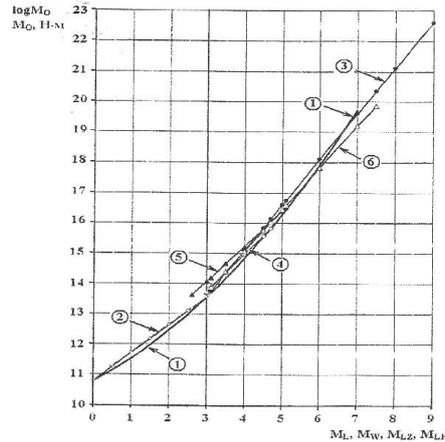
которая удовлетворительно совпадает с выражением (29). Jonson and Mcevilly (1974) для 13 слабых землетрясений Южной Калифорнии ( $2.6 < M_L < 5.1$ ) получили следующую формулу:

$$\log M_0 = 10.6 + 1.16 \cdot M_L. \quad (31)$$

Подстановка зависимости авторов:  $\log t_0 = 0.073 \cdot \log M_0 - 1.07$  в (19) приводит к следующему результату:

$$\log M_0 = 11.31 + 0.98 \cdot M_{Lm}, \quad (32)$$

который удовлетворительно совпадает с (31). Выражения подобные (29) и (31) по данным разных авторов для землетрясений Калифорнии приведены в работе Hanks and Booge (1984).



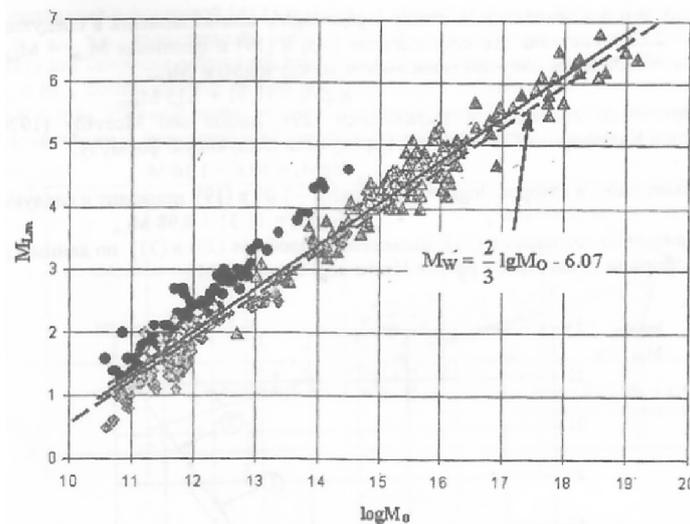
**Рис.4.** Зависимость  $\log M_0$  от  $M_L$ ,  $M_w$ ,  $M_{Lz}$ ,  $M_{LH}$  для коровых землетрясений по данным разных авторов (стрелки с цифрами): 1. Bollinger et. al. (1993) по территории США -  $\log M_0 = 10.80 + 0.654 \cdot M_L + 0.0887 \cdot M_L^2$ ; 2. Линейная аппроксимация уравнения Bollinger et. al. (1993) -  $\log M_0 = 10.80 + 0.92 \cdot M_L$   $0 < M_L < 3.0$ ; 3. Kanamori (1977) -  $\log M_0 = 9.1 + 1.5 \cdot M_w$ ,  $9.0 \geq M_w \geq 3.0$ ; 4. Biswas and Aki (1984) для территории центральной Аляски -  $\log M_0 = 10.1 + 1.22 \cdot M_{Lz}$ ,  $3.1 \leq M_{Lz} \leq 4.7$ ; 5. Jonson and Mceville (1974) для территории центральной Калифорнии -  $\log M_0 = 10.6 + 1.16 \cdot M_L$ ,  $2.6 \leq M_L \leq 5.1$ ; 6. Мамыров (2009) для территории Тянь-Шаня -  $\log M_0 = 9.6 + 1.37 \cdot M_{LH}$ ,  $3.0 \leq M_{LH} \leq 7.5$ .

Главное отличие приведенных данных по относительно слабым землетрясениям состоит в том, что соотношение между  $\log t_0$  и  $\log M_0$  не соответствует классическому выражению  $M_0 \sim t(t^3)$ , в связи с чем, увеличением  $M_0$  резко возрастают значения  $\Delta \sigma$  и  $\Delta \sigma / 2\mu$  в соответствии с (9) - (11).

На рис.4 в качестве примера показана нелинейная зависимость  $\log M_0$  от  $M_L$  по Bollinger et al. (1993) диапазоне  $0 < M_L < 7$ , здесь же приведены линейные зависимости  $\log M_0$  от  $M_L$ ,  $M_{Lz}$ ,  $M_w$  и  $M_{LH}$  для различных интервалов этих параметров (рис.4). Из представленных данных следует, что для  $M_L \geq 3$  наблюдается равенство  $M_L = M_w$ , для отдельных интервалов  $M_L$  зависимость  $\log M_0$  от  $M_L$  близка к линейной и поэтому для интервал  $0 < M_L \leq 3$  данные Bollinger et al. (1993) можно представить выражением (рис.4):

$$\log M_0 = 10.8 + 0.92 \cdot M_L, \quad (3)$$

которое близко совпадает с выводами Chen and! Chen (1989):  $\log M_0 = M_L + 10.5$ , а так же с эмпирическими формулами (29) - (32) для слабых землетрясений ( $\log M_0 < 14$ ). Из рис.4 следует так же, что значения магнитуды  $M_{LH}$  для землетрясений Тянь-Шаня близко совпадает с локальной магнитудой  $M_L$  и моментной магнитудой  $M_w$  (рис.4).



Δ - Южная Калифорния ○ - Юго-Западная Германия ◇ - Центральная Япония

**Рис.5.** Зависимость  $M_{LM}$  от  $\log M_0$  для землетрясений Южной Калифорнии, Юго-Западной Германии и Центральной Японии.

$$M_{LM} = 0.68(\pm 0.01) \lg M_0 - 6.02(\pm 0.03), N=384, r = 0.96.$$

На рис.5 приведена корреляционная зависимость расчетных  $M_{LM}$  от  $\log M_0$  для землетрясений Южной Калифорнии, Юго-Западной Германии и Центральной Японии (для которых ранее было рассмотрено соотношение между  $M_{LM}$  и  $M_L$ ):

$$M_{Lm} = 0.68 - \log M_0 - 6.02, \quad (3)$$

которое с высокой точностью совпадает с формулой Thatcher et al. (1973)

$$M_L = 0.67 \cdot \log M_0 - 6.0, \quad (3)$$

а значения  $M_L$  и  $M_{Lm}$  близки к  $M_w$  (рис.5). Такая конверсия магнитуд приведена в работах Grunthal et al. (2003) Margaris et al. (1999), Ristau et al. (2005) и Wu et al. (2005) для землетрясений Европы, Западной Канады Тайваня, т.е. для землетрясений этих регионов между  $\log t_0$  и  $\lg M_0$ , вероятно, характерны соотношения близки к формуле (25).

Наряду с линейными соотношениями между  $\log M_0$  и  $M_L$  для широкого диапазона локальной магнитуды ( $M_L \leq 7$ ) установлены также эмпирические нелинейные зависимости (Bollinger et al., 1993; Booge, 1989; Chen et al., 1989; Hanks et al., 1984; c., 1983; Гусев и др., 1990; Utsu, 2002). Из многочисленных публикаций для доказательства приемлемости новых предположений, в качестве примера, рассмотрим данные Hasegawa (1983) по землетрясениям Восточной Канады ( $N = 103$ ).

Для землетрясений Восточной Канады в диапазоне  $0 < M_L \leq 6.3$  выделяются два интервала:  $0 < M_L \leq 3.9$   $3.9 \leq M_L \leq 6.3$ , которые характеризуются разными соотношениями между  $M_L$ ,  $\log M_0$  и  $\log t_0$  (Hasegawa, 1983 рис.6-7).

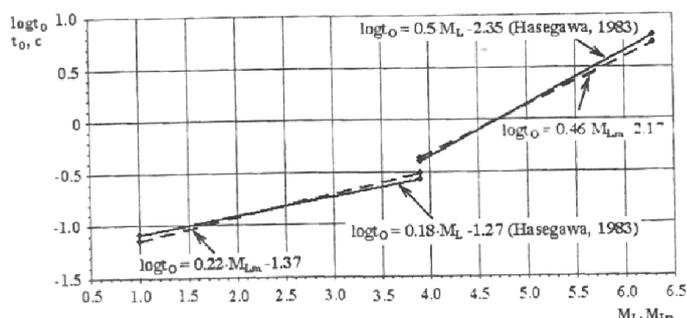


Рис. 6. Зависимость  $\log t_0$  от  $M_L$ , и  $M_{Lm}$  для землетрясений Восточной Канады (Hasegawa, 1983).

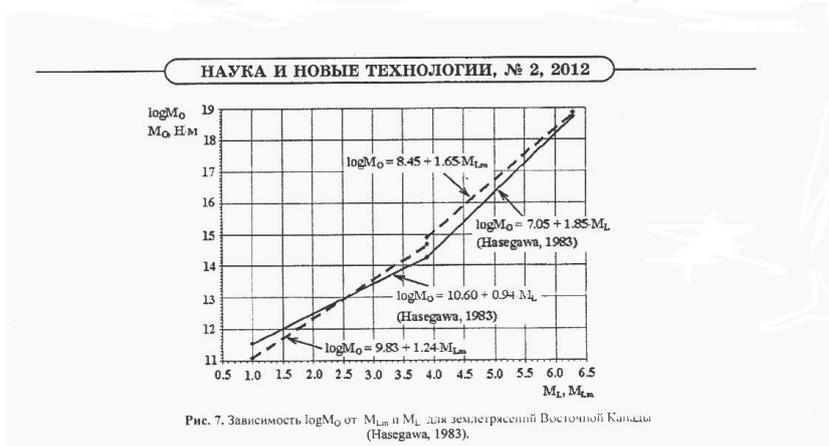


Рис. 7. Зависимость  $\log M_0$  от  $M_{Lm}$  и  $M_L$  для землетрясений Восточной Канады (Hasegawa, 1983).

Для первой группы слабых землетрясений характерна следующая эмпирическая формула ( $M_0$ ,  $H \cdot m$ ;  $t_0 = f_0^{-1}$ ,  $10^5 < \Delta\sigma < 10^6$  Па):

$$\log t_0 = 0.18 \cdot \log M_0 - 3.14, \quad (36)$$

а для второй группы крупных землетрясений получено ( $10^6 < \Delta\sigma < 5 \cdot 10^6$  Па):

$$\log t_0 = 0.28 \cdot \log M_0 - 4.54. \quad (37)$$

На основе (36) - (37) и (18) попытаемся определить зависимости  $\log t_0$  от  $M_{Lm}$  и  $\log M_0$  от  $M_{Lm}$ , а так же сопоставить эти соотношения с обобщениями инструментальных данных по Hasegawa (1983). При  $\rho = 2800$   $кг/м^3$  и  $v_s = 3800$   $м/с$  для рассматриваемого региона значение постоянной  $C_L$  в (23) будет равно  $C_L = -14.21$ . Подставив в (23) значение  $\log M_0$  по (36)  $\log M_0 = 17.44 + 5.55 \cdot \log t_0$ , получим

$$\log t_0 = 0.22 \cdot M_{Lm} - 1.37, \quad (38)$$

а по Hasegawa (1983) получено соотношение (нами выполнен пересчет магнитуды  $M = M_L + 0.30$ )

$$\log t_0 = 0.18 \cdot M_L - 1.27. \quad (39)$$

Из рис.6 видно, что полуэмпирическое выражение (38) практически совпадает с (39). такая же картина для более крупных землетрясений с  $M_L > 3.9$  (рис.6).

Используя выражения (36) — (37) и (18), для указанных групп землетрясений выполнено сопоставление зависимостей  $\log M_0$  от  $M_L$  и расчетных  $M_{LH}$ , которые приведены на рис.7. Из представленных данных следует, что зависимости между указанными параметрами удовлетворительно совпадают между собой (рис.7).

Таким образом, в интервале  $10 < \log M_0 < 20$  и  $0 < M_L < 7$  можно выделить два участка по связи  $\log t_0$  с  $\log M_0$  и  $\log M_0$  с  $M_L$ : 1) слабые землетрясения с  $M_L \leq 4$  и  $\log M_0 \leq 15$ , для которых характерна связь  $M_0 \sim f(t_0^n)$ ,  $n > 5$  и с резким ростом  $\Delta\sigma$ ; 2) средние и крупные землетрясения с  $\log M_0 > 15$  и  $M_L > 4$ , для которых характерна связь  $M_0 \sim f(t^4)$  с медленным ростом  $\Delta\sigma$  и  $M_L - M_W = M_{Lm}$ . В связи с вышеуказанным следует отметить, что Scordillis (2006) по взаимосвязи  $M_s$  и  $m_b$  с моментной магнитудой по глобальному каталогу землетрясений за 1978-2003 гг. выделил два участка линейной корреляции:  $3.0 \leq M_s \leq 6.1$  и  $6.1 \leq M_s \leq 8.2$ .

**Обсуждение полученных результатов.** Приведенные многочисленные эмпирические результаты и теоретические предположения по связи  $M_L$  и  $M_{Lm}$  с сейсмическим моментом коровых землетрясений доказывают, что численные значения углового коэффициента линейной регрессии в соотношении  $M_L \sim f(\log M_0)$  зависят от коэффициента  $\nu_t$ , в уравнении:

$$\log t_0 = a_t + \nu_t \cdot \log M_0, \quad (40)$$

где  $a_t$  - эмпирическая постоянная,  $\nu_t$  - угловой коэффициент,  $\nu_t = n^{-1}$ ,  $n$  - показатель степени в соотношении  $M_0 \sim f(t_0^n)$ . при  $n = 3$   $\nu_t = 0.33$  и т.д. По результатам исследований вышеприведенных авторов по связи  $\log t_0$  с  $\log M_0$ , а так же по данным Fletcher et al. (1980), Haag et al. (1984), Мамырова (2009 а,б) и Marion et al. (1980) установлено, что в диапазоне  $6 \leq \log M_0 < 23$  по параметрам соотношения (40) можно выделить три интервала: 1) слабые землетрясения с  $6 \leq \log M_0 \leq 15$   $a_t = -2.83$  и  $\nu_t = 0.167$ ; 2) промежуточный (переходный) от слабых к сильным при  $15 < \log M_0 < 18$  с  $a_t$  от  $-2.83$  до  $-5.43$  и  $\nu_t$  от  $0.17$  -  $0.32$ ; 3) крупные землетрясения  $18 \leq \log M_0 < 23$   $a_t = -5.43$  и  $\nu_t = 0.32$  (1993-2003 гг.; Мамыров, 2009 а,б). При этом на границе этих интервалов при  $\log t_0 = 0$  и  $\log M_0 = 16.95$  соблюдается равенство  $M_{sm} = M_{Lm} = m_{bm} = 5.5$ , что соответствует выводам Chen et al. (1989) и Nuttli (1983). На основе (18) и (40) зависимость  $M_{Lm} = M_L$  от  $\log M_0$  можно представить в следующем линейном предложении:

$$M_{Lm} = M_L = \log M_0 \cdot (7/6 - 2 \nu_t) + C_{Lm} + z_L \cdot \log M_0, \quad (41)$$

Где  $z_L = 7/6 - \nu_t$ ,  $C_{Lm} = C_L - 2 a_t$ .

К примеру, Jonson et al. (1974) для 13 землетрясений Южной Калифорнии ( $2.6 < M_L < 5.1$ ) получили следующее эмпирическое выражение:  $\log t_0 = 0.073 \cdot \log M_0 - 1.07$ , т.е.  $\nu_t = 0.073$ , а зависимость  $M_L$  от  $\log M_0$ :  $\log M_0 = 10.6 + 1.16 \cdot M_L$  или  $M_L = 0.86 \cdot \log M_0 - 9.14$ ,  $z_L = 0.86$ , а расчетное значение  $z_L$  при  $\nu_t = 0.073$  равно  $z_L = 1.02$ .

По данным Biswas et al. (1984) для 22 землетрясений Центральной Аляски зависимость  $\log t_0$  от  $\log M_0$  можно записать в следующем виде:  $\log t_0 = 0.14 \cdot \log M_0 - 2.22$  или  $\nu_t = 0.14$ . Указанные авторы получили следующую зависимость:  $\log M_0 = 10.1 + 1.22 \cdot M_L$  или  $M_L = M_{LZ} = 0.82 \cdot \log M_0 - 8.28$ , т.е.  $z_L = 0.82$ , а при  $\nu_t = 0.1$  расчетное значение  $z_L$  равно  $z_L = 0.89$ .

Наконец, для землетрясений Южной Калифорнии по данным Thatcher et al. (1973) по (29) мы получили  $\nu_t = 0.25$  и для этих данных расчетное значение  $z_L$  равно  $z_L = 2/3$ , что с высокой точностью совпадает эмпирической величиной  $\nu_t$  вышеуказанных авторов -  $M_L = (2/3) \cdot \log M_0 - 6.0$ .

Таким образом, расчетные значения  $M_{Lm}$  удовлетворительно совпадают с инструментальными  $M_L$  при различных значениях величины  $n$  в зависимости  $M_0 \sim f(t_0^n)$ . В связи с этим и учитывая эмпирическую зависимости от  $m_b$  от  $M_L$  и  $m_b$  от  $M_s$  рассмотрим кратко соотношения  $m_b$  и  $m_{bm}$  с  $\log t_0$  и  $\log M_0$ , а так же  $M_s$   $\log M_0$ .

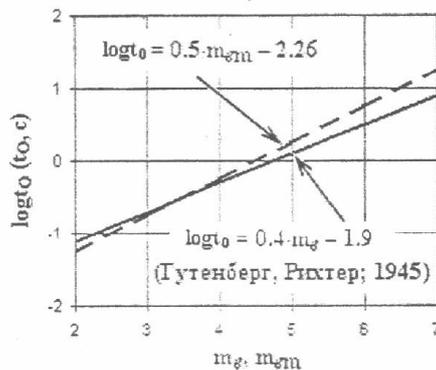
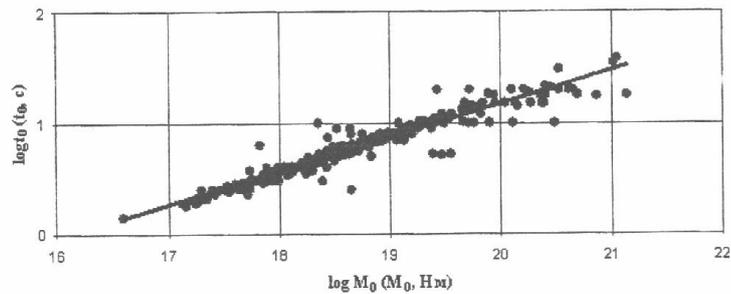


Рис. 8. Зависимость  $\log t_0$  от  $m_b$  и  $m_{bm}$

По Запольскому и др. (1974), Гутенберг (1945) по наблюдениям в эпицентральной зоне установил, что продолжительность  $t_0$  определяющих энергию колебаний с максимальной интенсивностью зависит от магнитуды и возрастает в 2.5 раза при увеличении магнитуды  $T_c$  на единицу:

$$\log t_0 = 0.40 \cdot m_B - 1.90. \quad (42)$$

График этой малоизвестной зависимости (42) представлен на рис.8, где также представлена полуэмпирическая зависимость  $\log t_0 = 0.5 \cdot m_{BT} - 2.26$  для землетрясений Калифорнии, полученная путем подстановки  $\log M_0 = 15.60 + 4 \cdot \log t_0$  по выражению (25) в формулу (14) при  $C_1 = -11.09$ . Из представленных графиков видно, что зависимости  $\log t_0$  от  $m_B$  и  $m_{Bm}$  имеют удовлетворительную сходимость, что позволяет предполагать равенство  $m_B$  и  $m_{Bm}$  (рис.8).

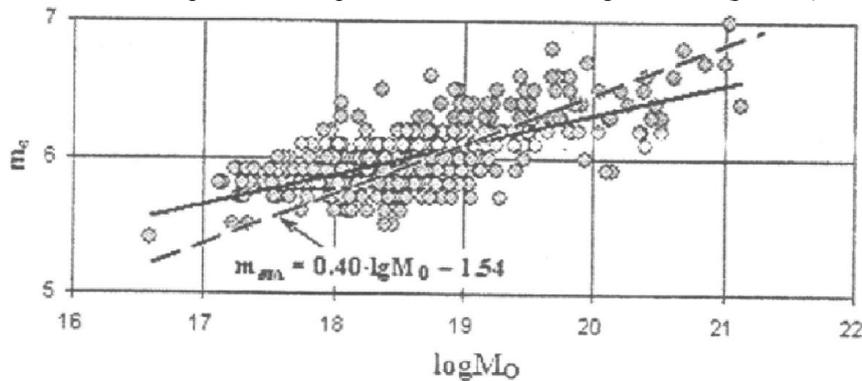


**Рис.9.** Зависимость  $\lg t_0$  от  $\lg M_0$  для землетрясений Мира (Choy and Boatwright, 1995; коровые землетрясения за 1981-1991 гг.)  $\log t_0 = 0.30(\pm 0.009)\log M_0 - 4.88(\pm 0.007)$ ,  $N=379$ ,  $r = 0.96$ .

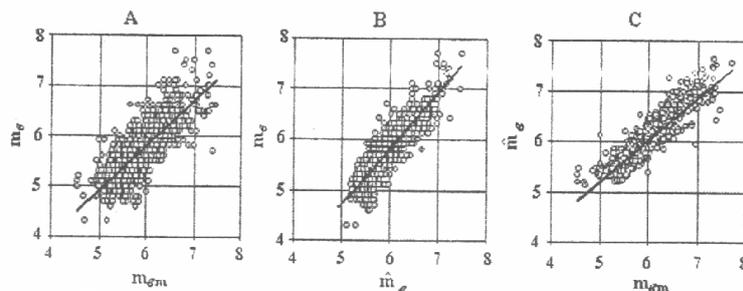
На рис.9 показана зависимость  $\log t_0$  (по каталогу Гарвардского университета, США, HRV) от  $\log M_0$  по каталогу мировых землетрясений за 1981-1991 гг. по Chou et al. (1995) в интервале  $16.5 < \log M_0 \leq 21$ . Подстановка  $\log t_0 = 0.3 \cdot \log M_0 - 4.88$  в (14) при  $C_1 = -11.30$  приводит к выражению:

$$m_{Bm} = 0.40 \cdot \log M_0 - 4.54, \quad (43)$$

которая близко совпадает с эмпирическим выражением:  $m_B = 0.22 \cdot \log M_0 + 1.85$  (рис. 10).



**Рис.10.** Зависимость  $m_B$  от  $\log M_0$  для землетрясений Мира (Choy and Boatwright, 1995; коровые землетрясения за 1981-1991 гг.)  $m_B = 0.22(\pm 0.02)\log M_0 + 1.85(\pm 0.02)$ ,  $N=362$ ,  $r = 0.67$ .

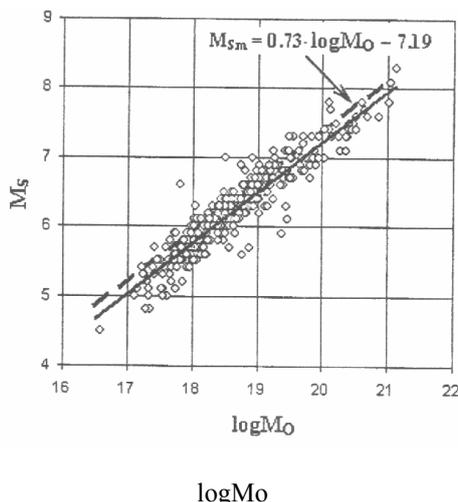


**Рис.11.** Зависимости  $m_B$  от  $m_{Bm}$  от  $m_B$  и  $m_B$  от  $m_B$  для коровых землетрясений Мира (1960-2005 гг.): **A** -  $m_B = 0.89(\pm 0.04)m_{Bm} + 0.48(\pm 0.02)$ ,  $N = 1147$ ,  $r = 0.78$ ; **B** -  $m_B = 1.11(\pm 0.03)m_B - 0.86(+0.01)$ ,  $N = 1147$ ,  $r = 0.89$ ;

$$C - \bar{m} = 0.82(\pm 0.02)m_{Bm} + 1.06(\pm 0.01), N = 1170, r = 0.89.$$

На рис.11 показаны корреляционные зависимости  $m_b$  и  $m_{вш}$ ,  $m_B$  и  $\bar{m}_B$  и  $m_{Bm}$ , для коровых землетрясений различных регионов Мира за 1960-2005 гг. (Мамыров, 2009) в интервале  $4.5 < m_B < 7.6$ . Эти ионные показывают, что значения расчетных  $m_{Bm}$  и  $\bar{m}_B$  удовлетворительно совпадает с инструментальными значениями  $m_b$  (рис.11).

16



**Рис.12.** Зависимость  $M_s$  от  $\log M_0$  для землетрясений Мира (Choy and Boatwright, 1995; коровые землетрясения за 1981-1991 гг.)  $M_s = 0.73(\pm 0.03)\log M_0 - 7.47(\pm 0.02)$ ,  $N=372$ .  $r = 0.93$ .

На рис.12 показана корреляционная зависимость  $M_s$  от  $\log M_0$  по данным Chou et al. (1995):  $M_s = 0.73 \cdot \log M_0 - 7.47$ , а подстановка значения (рис.9)  $\log t_0 = 0.30 \cdot \log M_0 - 4.88$  в (21) приводит к полуэмпирической формуле:  $M_{sm} = 0.73 \cdot \log M_0 - 7.19$ , которая близко совпадает с приведенной корреляционной зависимостью (рис.12). Указанные соотношения находятся в хорошем согласии с обобщением Perez (1999) по взаимосвязи  $\log M_0$  с  $M_s$  коровых землетрясений мира за 1950-1997 ( $N=1407$ ,  $6.0 < M_s < 9.5$ ):  $\log M_0 = 1.33 \cdot M_s + 10.22$ , т.е.  $M_s = M_{sm}$ .

Приемлемость теоретических предположений по взаимосвязи  $m_s$  и  $M_s$  с сейсмическим моментом кратко обсудим на примерах коровых землетрясений Мира по Scordilis (2006) за 1978-2003 гг. и Тянь-Шаня, параметры которых приведены в работах Cong et al. (1995), Джанузакова (2006), Мамырова (2009), Molnar et al. (2000), Priestley et al. (1997), Rautian et al. (2007).

По Scordilis (2006) для более 25000 коровых землетрясений Мира (1978-2003 гг.) по взаимосвязи  $M_w$  и  $M_s$  эмпирически установлено: 1) для интервала  $3.0 \leq M_s \leq 6.1$ .

$$M_w = 0.67 \cdot M_s + 2.07, \quad (44)$$

2) для интервала  $6.2 \leq M_s \leq 8.2$

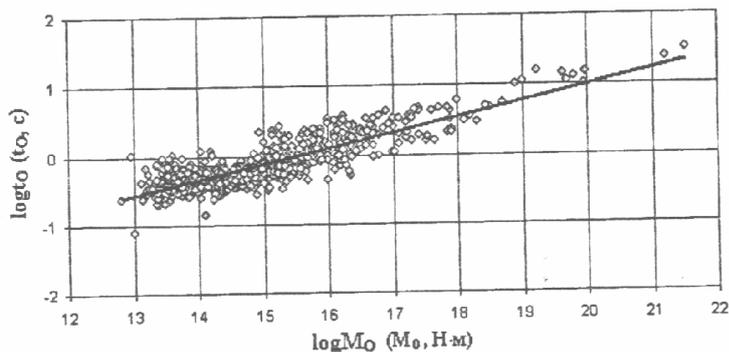
$$M_w = 0.99 \cdot M_s + 0.08. \quad (45)$$

Если в (40) для первого интервала принять  $a_t = -2.83$  и  $\theta_t = 0.167$ , то на основе (12), (18) и (40) можно прийти к следующей полуэмпирической формуле:

$$M_w = 0.667 \cdot M_{sm} + 1.33, \quad (46)$$

для второго интервала больших землетрясений при  $a_l = -5.43$  и  $\theta_l = 0.32$  на основе тех же соотношений получим:

$$M_w = 0.96 \cdot M_{sm} - 0.21. \quad (47)$$



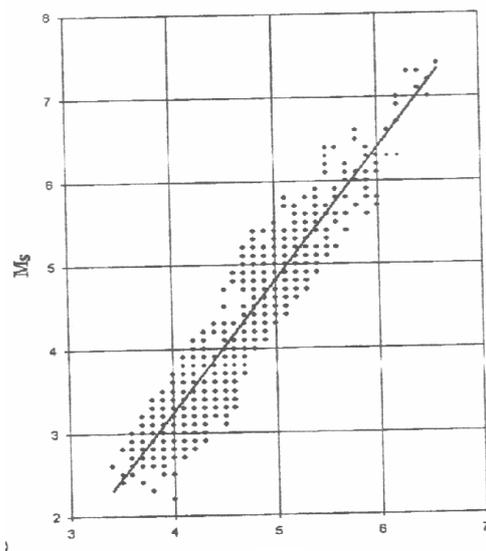
**Рис. 13.** Зависимость  $\log t_0$  от  $\log M_0$  для землетрясений Тянь-Шаня.  
 $\log t_0 = 0.22(\pm 0.01)\log M_0 - 3.45(+0.01)$ ,  $N = 684$ ,  $r = 0.85$ .

Выражения (46)-(47) пределах точности определений магнитуды  $M_s$  удовлетворительно совпадают с эмпирическими формулами (44) - (45).

На рис.13 для землетрясений Тянь-Шаня приведена корреляционная зависимость  $\log t_0$  от  $\log M_0$  ( $13 < \log M_0 < 21.5$ ) по данным HRV, института сейсмологии Казахстана и вышеуказанных авторов (1902-2010 гг.):

$$\log t_0 = 0.22 - \log M_0 - 3.45, \quad (44)$$

которая несколько отличается от подобной зависимости для землетрясений Южной Калифорнии о соотношению (15).



**Рис. 14.** Зависимость  $M_s$  от  $m_b$  для землетрясений Тянь-Шаня по данным IDC, ISC, NEIC, GS, HRV, SU, AS:  
 $M_s = 1.57(\pm 0.03)m_b - 3.05(\pm 0.02)$ ,  $N = 1183$ ,  $r = 0.9$

На основе (48), (15) и (18) зависимость  $M_{sm}$  и  $m_{Bm}$  для землетрясений Тянь-Шаня можно записать:

$$M_{sm} = 1.59 - m_{Bm} - 3.06, \quad (49)$$

которая хорошо совпадает с эмпирическим выражением (данные 1960-2008 гг.):  $M_s = 1.57 m_b - 3.05$  (рис.14) и подобна классическому соотношению (3) Гутенберга-Рихтера (1956г), а так же удовлетворительно совпадает с эмпирическими соотношениями, полученными Раутиан и др. (2007) для землетрясений Центральной Азии ( $m_b > 3$ ).

На основе полученных новых результатов в заключение работы кратко рассмотрим возможность определения абсолютного значения максимальной амплитуды колебаний грунта  $a_0$  для стандартного нулевого землетрясения при  $M_L = 0$ . В соотношении (1) по Рихтеру (1963) «это стандартное землетрясение может быть названо так же и нулевым, т.к. если  $A = A_0$ , то  $t = 0$ . Ясно, что это не означает отсутствие землетрясения; что дает отрицательное значение магнитуды (стр.317).» В соответствии с вышеуказанным и по формуле (1) для такого землетрясения получим:  $\log A = \log A_0$ . Для эпицентрального расстояния  $\Delta = 0$  ( $\Delta$ , в км) величина  $\log A_0$

( $A_0$ , в мм) по Рихтеру (1963) составляет:  $\log A_0 = 1.4$  Уточнения величины  $\log A_0$  от  $\Delta$  и глубины очага  $h$  (в км) приведены в работах Booge (1989), Margaris et al. (1999), Uhrhammer et al. (2011) и Wu et al. (2005).

Поскольку сейсмограф Вуда-Андерсона увеличивает сигнал в 2800 раз ( $\log 2800 = 3.45$ ), то абсолютное значение максимальной амплитуды колебаний грунта  $a_0$  составит ( $a_0$ , в микронах):  $\log a_0 = 1.4 + 3.0 - 3.45 = 0.95$  или 8.91 микрона. Для эпицентральной зоны при  $\Delta = 0$  предположим, что значение  $a_0$  равно максимальной амплитуде колебаний поперечных волн, на что указано в работе Гутенберга и Рихтера (1956а). При таком допущении в соответствии с формулой (13) величина  $a_0 = v_m$  и  $\log a_0 = m_{vm} - 0.3$ . Тогда для стандартного нулевого землетрясения получим:  $m_{vm} = 0.95 + 0.3 = 1.25$ . Для слабых землетрясений по обобщениям Abercrombie (1995 а, в), Billinger et al. (1993), Chen et al. (1989), и Hanks et al. (1984) при  $M_L = 0$  величина  $\log M_0$ , в Н·м) колеблется в пределах от 9 до 11.

Если воспользоваться формулой Thatcher et al. (1973)  $\log M_0 = 1.5 \cdot M_L + 9.0$ . соотношениями (19) и (25). то при  $M_L = 0$  и  $\log M_0 = 9$ ,  $c_1 = -11.09$   $m_{vm} = 1.21$  и  $\log a_0 = 0.91$ .

Если использовать данные Hasegawa (1983) по зависимости  $\log t_0$  от  $\log M_0$  (36), то при  $C_L = -14.12$  и  $M_L = 0$  величина  $\log M_0$  равна 9.71 и  $\log a_0 = 0.89$ .

Для слабых землетрясений Северного Тянь-Шаня Хайдаровым (1989) было получено выражение ( $N=330$ ):  $\log t_0 = 0.15 \cdot \log M_0 - 2.61$ , что позволяет по (14) и (23) определить значение  $\log M_0$  при  $M_{Lm} = 0$ :  $\log M_0 = 10.26$ , а  $m_{vm} = 1.18$  и  $\log a_0 = 0.88$ . На рис.15 приведена зависимость магнитуды  $m_{py}$  (от 0.5 до 7.0) от  $K_R$  (от 1.5 до 17.0) для землетрясений Тянь-Шаня за период 1955-2010 гг.; величины  $m_{py} < 3$  за 2002-2009 гг. заимствованы из данных Национального ядерного центра Казахстана (NNC), данные по  $m_{py} > 3$  и  $K_R > 8$  представлены из каталога института сейсмологии Кыргызстана. На основе (8), (13), (17), (48) и при  $K_R = K_{SK} + 0.66$  (Мамыров, 2009) можно получить формулу

$$m_{py} = 0.418 \cdot K_R - 0.208, \quad (50)$$

хорошо совпадает с эмпирическим соотношением (рис.15,  $N=8593$ ,  $r = 0.95$ ):

$$m_{py} = 0.42 \cdot K_R - 0.08. \quad (51)$$

Выражения (50)—(51) находятся в хорошем согласии с выводами Раутиан и др. (2007) для землетрясений Центральной Азии.

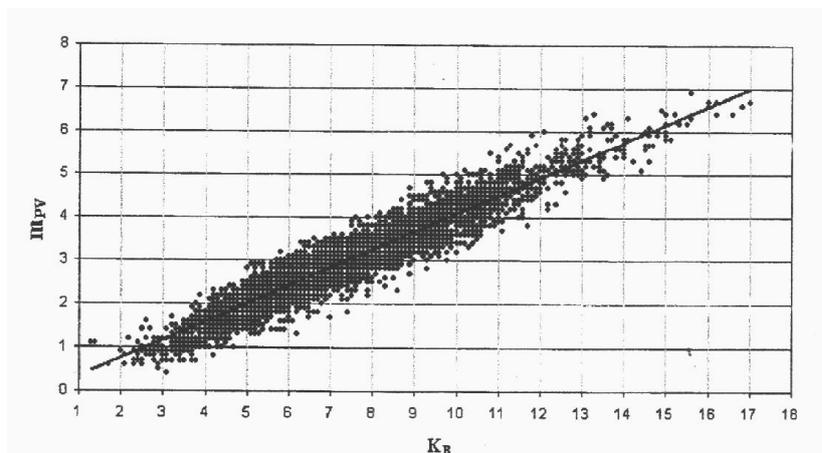


Рис. 15. Зависимость  $m_{py}$  от  $K_R$  для землетрясений Тянь-Шаня.  $m_{py} = 0.42(\pm 0.006) K_R - 0.08(\pm 0.003)$ ,  $N = 8593$ ,  $r = 0.95$ ;

Эти результаты позволяют оценить значения  $m_{vm}$  и  $\log a_0$  при  $M_L = 0$  для землетрясений Тянь-Шаня с использованием соотношений (8), (13) - (14), (16), (19) при  $\log t_0 = 0.22 \log M_0 - 3.45$  по соотношению (48). Расчеты показали, что при  $M_L = 0$   $\log M_0 = 9.93$ , значения  $m_{vm} = 1.16$  и  $\log a_0 = 0.86$ , что соответствует оценке  $m_{vm}$  и  $\log a_0$  для слабых землетрясений Северного Тянь-Шаня по данным Хайдарова (1989).

Таким образом, расчетные значения  $\log a_0$  удовлетворительно совпадают с предполагаемой абсолютной величиной максимальной амплитуды колебаний грунта при стандартном землетрясении с  $M_L = M_{Lm} = 0$ .

#### Выводы

1. В широком диапазоне изменений локальной магнитуды Рихтера, а так же магнитуд  $m_b$  и  $M_s$  коровых землетрясений различных сейсмоактивных регионов доказана их функциональная зависимость от сейсмического момента, угловой частоты Брюна и упругих параметров геофизической среды.
2. Разработанные впервые количественные соотношения магнитуд с сейсмическим моментом позволяют физически обосновать существующие многочисленные эмпирические формулы и создать единую систему функциональных зависимостей между основными параметрами очага коровых землетрясений.
3. Управляющим параметром количественных соотношений магнитуд с сейсмическим моментом коровых землетрясений являются закономерные изменения характерной частоты с ростом сейсмического момента.

Литература:

1. Гусев А. А., Мельникова В.Н. Связи между магнитудами - среднемировые и для Камчатки //Вулканология и сейсмология. № 6,1990, с.55-63.
2. Джанузаков К.Д. Сопоставление различных магнитудных и энергетических определений величины землетрясений Центральной Азии //Геолого-геофизические исследования в Институте сейсмологии Национальной Академии Наук Кыргызской Республики. Бишкек: Илим, 2006, с. 38-46.
3. Запольский К.К., Нерсесов И.Л., Раутиан Т.Г., Халтурин В.И. Физические основы магнитудной классификации землетрясений. //Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. Москва: МССС, т.1,1974, с. 79-132.
4. Касахара К. Механика землетрясений. Москва: Мир, 1985,264 с.
5. Мамыров Э. Особенности сейсродинамики Тянь- Шаня//Очерки рельефа и морфотектоники Тянь-Шаня. Новосибирск: Академ, из-во ТЕО", 2009а, с.91-118.
6. Мамыров Э., Корженков А.М., Орлова Л.А., Погребной В.Н., Раст Д., Стром А.Л., Фортуна А.Б., Бобровский А.В, Гребенникова В.В., Маханькова В. А., Нурманбетов К. Геодинамика Таласо-Ферганского разлома Тянь-Шаня и стихийные бедствия на территории Центральной Азии. Бишкек: Арашан Дом Печати, 2009б,230 с.
7. Раутиан Т.Г. Энергия землетрясений //Методы детального изучения сейсмичности. Тр.ИФЗ АН СССР, 1960, №9 (176), с.75-114.
8. Раутиан Т.Г., Халтурин В.И., Закиров М.С., Земцова А.Г. и др. Экспериментальные исследования сейсмической коды. Москва: Наука, 1981,142 с.
9. Раутиан Т.Г. Схематическая модель сейс-моактивной среды: результат анализа очаговых спектров землетрясений //Тр. Международной конференции: Современные аспекты сейсмологического строительства и сейсмологии. Душанбе: Даниш, 2005, с. 23-27.
10. Рихтер Ч.Ф. Элементарная сейсмология. Москва: ИЛ, 1963,670 с.
11. Хайдаров М.С. Особенности простран-ственного распределения f0 спектров близких землетрясений// Вопросы инж. Сейсмологии, вып. 30.1989, с. 29-38.
12. Abercombie R.E. Earthquake location using single-station deep borehole recordings: Implications for microseismicity on the San Andreas fault in southern California// J. Geophys. Res., 1995а, v.100, B12, pp. 24.003 -24.014.
13. Abercombie R.E. Earthquake source scaling relationship from - 1 to 5 ML using seismograms recorder at - 2.5 km depth //J.Geophys. Res., 1995в, v.100, B12, pp. 24.015 -24.036.
14. 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, Tokyo University, 44, 1966, pp.73-88.
15. Biswas N.N., and Aki K. Characteristics of coda waves: Central and south central Alaska //Bull.Seism. Soc. America, 1984, 74, pp.493-507.
16. Bollinger G.A., Chapman M.C., Sihal M.S. A comparison of earthquake damage areas as a function of magnitude across the United States. Bull //Seismol. Soc. Am., 1993, v. 83, N4, pp. 1064-1080.
17. Boore D.M. The Richter scale: its development and use for determining earthquake source parameters //Tectono-physics, 1989, v.166, п1-3, pp.1-14.
18. Chen., and Chen H. Scaling Law and its applications to earthquake statistical relations //Tectonophysics, 1989,166, pp. 53-72.
19. Christensen N. L., and W.D. Mooney. Seismic velocity structure and composition of the continental crust: A global view //J. Geophys. Res., 100,1995, pp. 9761-9788.
20. Christensen N. L. Poisson's ratio and crustal seismology //J. Geophys. Res., 101,1996, pp. 407-412.
21. Chou G. L., Boatwright J. Global patterns of radiated seismic energy and apparent stress //J. Geophys. Res. 1995, v. 100, pp. 18,205-18,226.
22. Cong L., Xie J, and Mitchell H.J. Excitation and propagation of Log from earthquakes in Central Asia with implications for explosion/earthquake discrimination //J. Geophys. Res. 1995, v. 101, B12, pp. 27,779-27,789.
23. Debye P.J.W. Zur Theorie der spezifischen Wermen //Ann. Physik, 1912, pp.789-839.
24. Fletcher J.B. Spectra from high-dynamic range digital recordings of Oroville, California aftershocks and their source parameters //Bull. Seismol. Soc. Am., 1980, v.7, pp. 735- 756.
25. Gutenberg B. and Richter C.F. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper) // Bull Seismol. Soc. Am., 1956а, v.46, pp. 45-145.
26. Gutenberg B. and Richter C.F. Magnitude and energy of earthquakes //Ann. Geofis. (Rome), 1956в, 9, pp. 1-15.
27. Grant L.B. Palaeoseismology. In Book: International handbook of earthquake and engineering seismology, part A. Academic Press, 2002, pp.475-490
28. Grunthal G., and Wahlstrom R. An MW based earthquake catalogue for central, northern and north-western Europe using a hierarchy of magnitude conversion //J.Seismology, N7, 2003, pp.507-531.
29. Haar L.C., Fletcher J.B., Mueller C.S. The 1982 Enola, Arkansas, swarm and scaling of ground motion in the Eastern United States //Bull. Seismol. Soc. Am, 1984, v.74, N6, pp.2463-2482.
30. Hanks T.S., Boore D.M. Moment-magnitude relations in theory and practice //J. Geophys.Res., 1984, v 89, B 7, pp.6229-6235.
31. Hasegawa H.S. Log-spectra of local earthquake recorder by the Eastern Canada telemetered network and spectral scaling //Bull. Seismol. Soc. Am., 1983, v.73, N 4, pp. 1041-1061.
32. 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. Am., v.90, N6, 2000, pp.1430-1445.

33. Jonson L.R., and Mcevilly V. Near-field observations and source parameters of central California earthquakes //Bull. Seismol. Soc. America, 1974, 64, pp. 1855-1886.
34. Kanamori H. The energy released in great earthquakes //J. Geophys. Res., v.82, 1977, pp. 2981-2987.
35. Keilis-Borok V. On estimation of the displacement in an earthquake source and dimension //Ann. Geophys, 1959, 12, pp. 205-214.
36. Mai P. And Beroza G.C. Source scaling potpies from finite-fault-rupture models //Bull. Seismol. Soc. America, 2000, 90, pp.604-615.
37. Mamyrov E. Relation among earthquake source parameters derived from Debye solid-body model //J.Geodynamics, v.22, 1996, pp.137-143.
38. Marion G.E. Long L.T. microearthquake spectra in the Southeastern United States //Bull. Seismol. Soc. Am., 1980, v.70, N4, pp. 1037-1054.
39. Margaris B.N., Papazochas. Moment-magnitude relations based on strong-motion records in Creece //Bull. Seism. Soc. Am., 1999, v. N 2, pp. 442-455.
40. Molnar P., S., Chose. Seismic moments of major earthquakes rate of shortening across the Tien Shan //J. Geoph. Res. Letters, v. 27, N16, 2000, pp. 2377-2380.
41. Nuttli O.W. Average seismic source-parameters relation for mid-plate earthquakes //Bull. Seismol. Soc. America, 1983, 73, pp. 519-535.
42. Perez O.J. Revised seismicity catalog (1950-1997)for strong (MS?6) shallow (h?7 km) earthquakes //Bull. Seismol. Soc. America, 1999, 89, pp. 335-343.
43. Priestley K.F. and Patton H.J. Calibration of mb (Pn), mb (Log) scales and Transportability of the MO: mb discriminate to New Tectonic Regions //Bull Seismol. Soc. Am. 1997, v.85, N 5, pp. 1083-1099.
44. Rautian T.G., Khalturin V.J., Fujita K., Maskey K.G., Kendall A.D. Origins and methodology of the Russian energy K-class system and its relationship to magnitude scales //Seismol Res, Letters, 2007, 78, pp. 579-590.
45. Richter C.F. An instrumental earthquake magnitude scale //Bull. Seismol. Soc. Am., 1935, v. 25, pp. 1-32.
46. Ristau J.G., Rogers G.C., Cassidy F. Moment magnitude-local magnitude calibration for earsquake in Western Canada //Bull. Seism. Soc. Am. 2005, v.95, N 5, pp. 1994-2000.
47. Scherbaum F., Stoll D. Source parsimeters and scaling laws of the 1978 Swabian Jura (Southwest Germany) attershocks //Bull. Seismol. Soc. Am., v. 73, N 5, 1983, pp. 1321-1343.
48. Scordilis E.M. Empirical global relations converting MS and mb to moment magnitude //J.Seismology, 2006, 10, pp.225-236.
49. Street R.L and Turcotte F.T. A study of north-eastern-north American spectral moments, magnitudes, and intensities //Bull. Seismol. Soc. Am., 1977, 67, pp. 599-614.
50. Thatcher W., Hahks C. Source parameters of Southern California earthquakes //J. Geophys. Res., v.78, N35, 1973, pp.8547-8575.
51. Uhrhammer R.A., Hellwed M., Hutton K., Lombard P., Walters A.W., Hauksson E., Oppenheimer D. California integrated seismie network (CISN) local magnitude determination in California and Vicinity //Bull. Seism. Soc. Am., 2011, v.101, N 6, pp.2685-2693.
52. Utsu T. Relationships between magnitude scales //International Handbook of earthquake and Engineering Seismology, part A. Academic Press, 2002, pp.733-746.
53. Wu Y. M., Allen R.M., Wu C.W. Revised ML determination for crustal earthquake in Taiwan //Bull Seism Soc Am., 2005, v.95, N 6, pp.2517-2524.

Рецензент: д.ф.-м.н. Муралиев А.М.