

УДК 550.34.1

Мамыров Э.

*Институт сейсмологии НАН КР,
г.Бишкек, Кыргызстан*

ЭНЕРГИЯ СЕЙСМИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ СЛАБЫХ И СИЛЬНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Аннотация: В статье рассмотрены различные методы определения энергии сейсмического излучения слабых и сильных землетрясений Южной Калифорнии, Тянь-Шаня, Южной Германии и Алеутских островов.

Ключевые слова: землетрясения, сейсмический момент, магнитуда по объёмным волнам, масштабы землетрясений.

КҮЧТҮҮ ЖАНА МАЙДА ЖЕР ТИТИРӨӨЛӨРДҮН СЕЙСМИКАЛЫК НУРЛАНУУЛАРЫНЫН ЭНЕРГИЯСЫ

Кыскача мазмуну: Макалада Түштүк Калифорниядагы, Тянь-Шандагы, Түштүк Германиядагы жана Алеут аралдарында болгон майда жана күчтүү жер титирөөлөрдүн сейсмикалык нурланууларынын энергиясын аныктоонун ар түрдүү методдору караштырылган.

Негизги сөздөр: жер титирөөлөр, сейсмикалык учур, көлөмдүү толкундар боюнча магнитуда, масштабдуу жер титирөөлөр.

ENERGY OF SEISMIC BEAMING OF WEAK AND STRONG EARTHQUAKES

Abstract: The various methods for determination of the energy of seismic beaming of the weak and strong earthquakes of Southern California, the Tien Shan, Southern Germany and the Aleutian Islands are presented in the paper.

Keywords: earthquake, seismic moment, magnitude of body waves, scale of earthquakes.

Введение. Общемировая шкала магнитуд по оценке масштабов землетрясений является относительной и условной [1]. Другими словами, по магнитудной шкале можно количественно сравнивать большие и малые землетрясения, но при этом мало что можно узнать о физических свойствах источников этих землетрясений. Для этого, чтобы конкретнее утверждать о параметрах сейсмического источника, надо данную шкалу функционально связать с таким основным физическим параметром, как энергия E_S . Энергия E_S - достаточно точно определённая физическая величина, хотя приводимые многими авторами методы определения E_S являются оценочными и не отличаются большой строгостью [1-8].

По [1] величина землетрясения относится к его очагу. Эффект воздействия очага на земную поверхность характеризуется интенсивностью. Величина землетрясения в очаге может оцениваться следующими количественными параметрами: сейсмическая энергия, магнитуда, сейсмический момент, геометрические размеры (длина, ширина, высота, объём), область распространения фор- и афтершоков, размеры главного разрыва – длина, ширина, величина смещения, длительность колебаний, амплитуды смещений, скорости и ускорений, статистическое сброшенное сейсмическое напряжение и направленность излучения [1].

Сейсмическая энергия - энергия упругих волн, излучённых очагом землетрясения. Основоположителем этого понятия является Б.Б. Голицын.[1] Сущность его заключается в том,

что в точке наблюдения определяется плотность энергии поверхностных волн, приходящаяся на единицу времени фронта. Эта энергия интегрируется по всему фронту с центром в очаге, как в «точечном» источнике сейсмической радиации с круговой симметрией. С учётом поглощения энергии упругих волн в среде в результате получается энергия очага, излученная им в волны данного типа. Такая методика обобщается и на случай объёмных волн от очага, как источника сейсмического излучения со сферической симметрией.

Б.Гутенберг и С.Ф. Рихтер [2] предложили относительно простую методику оценки величины энергии P- и S- волн, как кинетическую энергию точечного источника, излучающего цуг волн определённой амплитуды и периода в течение некоторого времени однородно по всем направлениям. При дальнейшем изложении будет подробно рассмотрена указанная методика, т.к. до последнего времени используются количественные соотношения Гутенберга-Рихтера для перехода от магнитуды к оценке энергии сейсмических волн [4-8]. В бывших странах СССР до сих пор широко применяется энергетическая шкала - K_R Т.Г. Раутиан ($K_R = \lg E_R$, E_R - энергия сейсмических волн, Дж). Эта шкала опирается на те же элементы, что и любая шкала магнитуд [1]: в качестве магнитудной интенсивности принимается плотность энергии в точке наблюдений или амплитуда, или сумма амплитуд P- и S - волн, или отношение амплитуды к периоду. Для этой интенсивности строится эмпирическая калибровочная зависимость от гипоцентрального расстояния. В качестве стандартного радиуса «референц – сферы» принимается радиус, равный 10 км. Переход от интенсивности к сейсмической энергии очага E_R производится интегрированием плотности энергии по поверхности референц- сферы.

Х.Канамори [5] предложил определять энергию сейсмического излучения по соотношению статического сброшенного сейсмического напряжения с модулем сдвига и с сейсмическим моментом, которое послужило в дальнейшем основой для определения значения моментной магнитуды M_w .

Выше мы привели краткое компилятивное описание разных методов определения энергии сейсмического излучения, получивших наибольшее распространение в практике сейсмологических исследований. Вместе с тем до последнего времени не были выполнены сравнения энергии сейсмического излучения, рассчитанных по разной методике для одних и тех же землетрясений с фиксированными значениями M_w и сейсмического момента.

В связи с вышеуказанным в этой работе впервые выполнены сопоставления величин энергии сейсмического излучения объёмных волн по Гутенбергу-Рихтеру - E_{GR} , по Канамори - E_{SK} и по Раутиан - E_R для землетрясений Калифорнии и Тянь-Шаня, а также рассмотрены энергии слабых землетрясений Южной Германии и Алеутских островов. В качестве опорной шкалы выбрана шкала логарифма сейсмического момента $A_0 = \lg M_0$.

Основные теоретические и эмпирические формулы. Энергия сейсмических волн (P- S- объёмных волн и поверхностных волн) является фундаментальной величиной, характеризующей интенсивность сложных геофизических процессов в очаге землетрясений, откуда излучаются упругие волны. К настоящему времени разработаны различные методы оценки энергии сейсмических волн, обзор которых приведён в работах [2-12]. Несмотря на значительный объём выполненных исследований, до последнего времени не существует общепринятого метода расчёта этого параметра и сопоставлений по оценке точности различных методов одного и того же землетрясения.

По [6] полную энергию землетрясений E_0 можно представить в следующем виде:

$$E_0 = E_1 + E_S + E_2 + E_3 + E_4,$$

где E_1 – изменение энергии деформаций, E_S - энергия сейсмического излучения, P- и S – волн, E_2 - энергия тепловых потерь во время разломообразования, E_3 - потенциальная энергия деформаций, E_4 - энергия для создания разрывов.

Из сейсмологических данных может быть определена только величина E_S . Вместе с тем даже если E_S представляет только часть общей энергии землетрясения, эта величина является фундаментальным физическим параметром в сейсмологии.

Гутенберг и Рихтер [2,7] рассматривали точечный сейсмический источник, излучающий цуг упругих волн амплитуды a_0 , периодом T_0 и длительностью t_0 по всем направлениям. Интегрирование потока энергии на единицу площади по сфере радиуса h (h -глубина очага) с учётом удвоения a_0 на свободной поверхности и наличия потенциальной энергии и энергии P- волн позволили Гутенбергу и Рихтеру получить следующую формулу:

$$E_{GR} = 3 \pi^3 h^2 \cdot v_S \cdot \rho \cdot t_0 (a_0/T_0)^2, \quad (1)$$

где v_S - скорость S- волн, м/с; ρ - плотность геофизической среды, кг/м³; t_0 – длительность колебаний, с.

В соотношении (1) величину потока удельной энергии на единицу площади ϵ_1 (Дж/м²) можно представить в следующем виде:

$$\epsilon_1 = \pi^2 \cdot \rho \cdot v_S (a_0/T_0)^2. \quad (2)$$

В логарифмическом масштабе выражения (1) – (2) при $h = 16000$ $\rho = 2700$ кг/м³ и $v_S = 3400$ м/с можно записать в следующем виде ($K_{GS} = \lg E_{GR}$; E_{GR} , Дж):

$$K_{GR} = 9.38 + \lg \epsilon_1. \quad (3)$$

По мнению авторов формул (1) - (2), где расчётные энергии выполняются для точечных источников, они могут давать большие ошибки для толчков большей магнитуды, если учесть линейную протяжённость разрывов и размеры смещённых блоков. Кроме этого, возрастание периода T_0 с ростом магнитуды усложняет вычисление энергии при эффекте разрастания разрывов [2].

В основу определения энергии E_R объёмных сейсмических волн по Т.Г. Раутиан положена следующая формула [3, 9]:

$$\lg E_R = K_R = \lg \epsilon_2 + 9.1, \quad (4)$$

где ϵ_2 – удельная (Дж/м²) на единицу площади, равная [9]

$$\epsilon_2 = \pi^2 \cdot \rho \cdot v_S (a_R/T_R)^2 \cdot t_R, \quad (5)$$

где t_R – продолжительность колебаний с максимальной амплитудой a_R с периодом T_R .

В (4) свободный член 9.1 равен логарифму площади поверхности шара – референц-сферы радиусом 10 км.

При всех имеющихся различиях в определении параметров сейсмических колебаний для расчётов энергии по (1) и (4) с использованием различной аппаратуры, необходимо отметить принципиальное сходство методик Гутенберга-Рихтера и Раутиан, что хорошо видно при сравнении выражений (1) –(5). При этом различие свободных членов в формулах (3) и (4) вызвано тем, что в (1) используется радиус сферы, равный 16 км.

По Раутиан объективные трудности заставили пользоваться упрощённым методом определения энергии сейсмического излучения и шкала энергетического класса K_R является паллиативом, т.е. приблизительным или половинчатым решением. Эта шкала не применима к сильным событиям, размеры очагов которых становятся разными при равных магнитудах или превышают размеры референц- сферы. Предположения о том, что распределение плотности энергии по всей поверхности сферы в среднем одинаковые, наименее рискованны, если радиус референц- сферы, примерно, равен глубинам очагов землетрясений [3].

Вышеприведённые методы определения энергии сейсмического излучения объёмных волн показывают, что E_{GR} и E_R являются суммой энергии отдельных колебаний с малыми периодами. Следовательно, очаг землетрясения имеет дискретную структуру. Новый метод определения сейсмической энергии E_{SK} был предложен Канамори [5, 6]:

$$E_{SK} = (\Delta\sigma/2\mu) \cdot M_0, \quad (6)$$

где $\Delta\sigma$ – статическое сброшенное сейсмическое напряжение, Па; μ – модуль сдвига, Па; M_0 – сейсмический момент, Н · м.

Величина M_0 функционально взаимосвязана с площадью разрыва S и средним смещением по разлому u [10]

$$M_0 = \mu \cdot S \cdot u, \quad (7)$$

Взаимосвязь M_0 с радиусом r_0 и $\Delta\sigma$ выражается формулой [11]:

$$M_0 = (16/7) \Delta\sigma \cdot r_0^3, \quad (8)$$

где r_0 – радиус Брюна, $r_0 = (2.34/2\pi) \cdot t_0 \cdot v_s$.

Сопоставление величин E_{GR} и E_{SK} для землетрясений Южной Калифорнии по инструментальным данным Тэтчера и др. [12], выполненные нами [13-14], показали, что значения E_{GR} совпадают с E_{SK} по (6).

На основе соотношений (6) – (8) и зависимости радиуса Брюна, r_0 – радиуса объёма очага с длительностью сейсмических колебаний t_0 и при $b_m = 0.5 u$ (b_m – максимальная амплитуда колебаний) формулу (6) можно представить как кинетическую энергию колебаний объёма очага ($\rho = 2700 \text{ кг/м}^3$, $v_s = 3400 \text{ м/с}$):

$$E_{SK} = 3.22 \rho \cdot v_s^3 \cdot t_0^3 (b_m/t_0)^2 \quad (9)$$

В то же время кинетическая E_K колеблющейся массы m_0 [$m_0 = (4\pi/3) \rho \cdot r_0^3$] с амплитудой b_m и периодом t_0 равна ($v_K = 2\pi \cdot b_m/t_0$, v_K – амплитуда скорости колебаний):

$$E_K = m_0 v_K^2/2 = 2\pi^2 m_0 (b_m/t_0)^2 = 4.27 \cdot \rho \cdot v_s^3 \cdot t_0^3 (b_m/t_0)^2. \quad (10)$$

Из выражений (9) и (10) следует, что величины E_{SK} и E_K близки между собой ($\lg E_K - \lg E_{SK} = 0.12$), в пределах точности определения E_{SK} . Такой вывод позволяет утверждать о том, что энергия сейсмического излучения E_{SK} в ближней зоне по Канамори равна кинетической энергии колебаний общей массы объёма очага землетрясения.

Учитывая, что $E_{GR} \approx E_{SK}$ и $E_{SK} \approx E_K$ можно принять $E_{GR} \approx E_K$, что позволяет рассмотреть функциональную связь основного параметра (a_0/T_0) в уравнениях Гутенберга-Рихтера (1) и Раутиан (4) – (5) с энергией сейсмического излучения [13-14].

Сопоставление значений E_{GR} , E_{SK} и E_K ; обсуждение полученных результатов.

1. **Землетрясения Южной Калифорнии.** Для этой цели нами использованы инструментальные данные Thatcher et al. [12] по 138 землетрясениям Южной Калифорнии за 1933- 1971 гг. , в которых приведены значения E_{GR} , M_0 , локальной магнитуды M_L t_0 и $\Delta\sigma$. Среди многочисленных публикаций по рассматриваемой проблеме выбор этих данных вызван тем, что в этой статье приводятся значения E_{GR} , M_L , t_0 , $\Delta\sigma$ и M_0 в широком диапазоне локальной магнитуды ($2 < M_L < 7$).

В таблице 1 представлены параметры очагов 55 землетрясений из 138, выбранных по интервалам M_L – с их одинаковыми значениями с целью оценки колебаний $\lg M_0 = \mathcal{A}_0$, $\lg t_0$, K_{SK} , $\lg \Delta\sigma$ и $K_K = \lg E_K$ при равных M_L (таблица 1). Величины K_{SK} вычислены по формулам (6) и (8) при $\rho = 2700 \text{ кг/м}^3$ и $v_s = 3400 \text{ м/с}$; значения K_K определены по формуле (10) при $2b_m = u$, а значения b_m рассчитаны по выражению (7). Из представленных данных следует что ростом \mathcal{A}_0 увеличивается величины $\lg \Delta\sigma$ для равных интервалов M_L . К примеру, при $M_L = 3.3$ величина \mathcal{A}_0 колеблется от 13.89 до 14.15 и $\lg \Delta\sigma$ – от 4.84 до 5.61, а при $M_L = 6.1$ \mathcal{A}_0 составляет 17.62 – 18.52 и $\lg \Delta\sigma = 5.78 - 6.63$ (таблица 1). Для этого же интервала $M_L = 3.3$ величина K_{GR} составляет 8.91, $K_{SK} = 8.00 - 9.14$ и $K_K = 8.26 - 9.37$, а при $M_L = 6.1$ имеем: $K_{GR} = 13.60$, $K_{SK} = 12.70 - 14.36$ и $K_K = 12.93 - 14.58$ (таблица 1), а разность $K_K - K_{SK}$ равна 0. 23. Такие колебания величин K_{SK} и K_K при равных M_L вызваны колебаниями $\lg \Delta\sigma$, входящего в формулы (6) и (8).

На рисунке 1 показана корреляционная зависимость K_{GR} от K_{SK} (r – коэффициент корреляции, σ – среднее квадратичное отклонение, N – число данных). Судя по высокому значению $r = 0.93$, между K_{GR} и K_{SK} существует тесная взаимосвязь. При этом для

оценочных выводов можно принять $K_{GR} \approx K_{SK}$, но с ростом энергии сейсмических волн за пределами $K_{SK} > 12.0$ величина K_{GR} всегда меньше K_{SK} . На рисунке 2 приведены статистические зависимости K_{SK} и K_{GR} от \mathcal{A}_0 и изменения разности $K_{GR} - K_{SK} = \Delta_1$ с ростом \mathcal{A}_0 . По этим данным параметры K_{GR} и K_{SK} тесно взаимосвязаны с сейсмическим моментом ($r = 0.94-0.95$). Различия этих связей заключаются в том, что в интервале $\mathcal{A}_0 = 13-14$ значения K_{GR} несколько больше, чем K_{SK} , а в интервале $\mathcal{A}_0 = 16-19$ разность $K_{GR} - K_{SK} = \Delta_1$ постепенно переходит в отрицательные значения, т.е. $K_{SK} > K_{GR}$, что хорошо видно на рисунке 2С; средняя величина разности Δ_1 при $\mathcal{A}_0 = 19.0$ по среднестатистическим данным составляет $\Delta_1 = -0.55$, а судя по разбросу Δ_1 , они могут достигать до $\Delta_1 = -1.75$.

Таблица 1.

**Изменения $\lg M_0$, $\lg t_0$, $\lg \Delta\sigma$, $\lg E_{GR}$, $\lg E_{SK}$ и $\lg E_K$
в различных интервалах M_L землетрясений Южной Калифорнии
[составлено по данным Thather et al., (1973)]**

№ п/п	№ авторов	дата	время	координаты		M_L	$\lg M_0 = \mathcal{A}_0$ $M_0, Н \cdot м$	$\lg t_0$ $t_0, с$	$\lg \Delta\sigma$ $\Delta\sigma, Па$	$\lg E_{GR}$ $E_{GR}, Дж$	$\lg E_{SK}$ $E_{SK}, Дж$	$\lg E_K$ $E_K, Дж$
				φ	λ							
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
1	8	1968/6/27	4:48	34°11'	-119°40'	2.0	12.71	-0.52	4.70	6.60	6.62	6.83
2	9	1968/6/27	12:24	34°11'	-119°40'	2.5	13.04	-0.46	4.84	7.50	7.09	7.31
3	10	1968/6/26	18:18	34°11'	-119°40'	2.8	13.56	-0.30	4.84	8.03	7.61	8.07
4	11	1968/6/26	22:41	34°13'	-119°39'	3.0	13.59	-0.31	4.95	8.38	7.75	7.76
5	12	1968/6/30	08:06	34°13'	-119°35'	3.2	14.17	-0.34	5.60	8.73	8.98	9.21
6	13	1968/6/29	23:11	34°13'	-119°33'	3.3	14.15	-0.35	5.61	8.91	8.97	9.20
7	14	1968/6/29	22:45	34°11'	-119°38'	3.3	14.34	-0.28	5.59	8.91	9.14	9.37
8	35	1959/7/29	21:29	34°0'	-117°48'	3.3	13.98	-0.15	4.84	8.91	8.03	8.26
9	36	1957/11/07	18:29	34°9'	-116°59'	3.3	13.89	-0.21	4.90	8.91	8.00	8.26
10	17	1968/7/05	2:36	34°4'	-119°43'	4.0	14.71	-0.29	5.99	10.12	9.91	10.14
11	18	1968/6/29	20:36	34°14'	-119°35'	4.0	15.17	-0.37	6.69	10.12	11.07	11.30
12	19	1968/6/26	18:11	34°12'	-119°41'	4.0	15.37	0.48	4.30	10.12	8.88	9.15
13	20	1968/7/05	00:36	34°11'	-119°44'	4.0	15.67	0.15	5.64	10.12	10.52	10.74
14	32	1958/1/11	23:08	34°54'	-119°16'	4.0	14.67	-0.48	6.52	10.12	10.40	10.63
15	39	1959/6/27	16:22	34°2'	-116°51'	4.0	14.54	-0.15	5.40	10.12	9.15	9.38
16	43	1956/3/16	20:36	34°15'	-116°45'	4.0	14.90	-0.15	5.75	10.12	9.86	10.10
17	126	1959/6/12	11:03	33°50'	-116°46'	4.0	14.75	-0.15	5.60	10.12	9.56	9.80
18	22	1968/6/29	19:12	34°15'	-119°41'	4.4	16.16	0.36	5.50	10.79	10.87	11.09
19	44	1956/3/16	23:34	34°15'	-116°45'	4.4	15.29	-0.03	5.83	10.79	10.33	10.52
20	50	1970/9/13	4:47	34°16'	-117°33'	4.4	15.07	-0.32	6.45	10.79	10.73	10.95
21	66	1948/12/4	16:50	33°59'	-116°28'	4.4	15.30	-0.08	5.95	10.79	10.46	10.69
22	70	1950/12/14	5:56	35°3'	-119°10'	4.4	14.87	-0.48	6.72	10.79	10.80	11.03
23	82	1952/7/22	8:16	35°5'	-118°35'	4.4	15.16	-0.21	6.18	10.79	10.55	10.80
24	83	1952/7/22	1:51	35°17'	-118°33'	4.4	15.26	0.0	5.67	10.79	10.14	10.37
25	25	1950/7/28	9:27	33°7'	-115°34'	4.7	16.23	0.51	5.11	11.30	10.55	10.78
26	29	1966/6/28	4:08	35°46'	-120°17'	4.7	16.91	0.68	5.28	11.30	11.40	11.63
27	57	1971/2/09	6:10	34°24'	-118°24'	4.7	15.46	-0.11	6.20	11.30	10.87	11.10
28	88	1952/7/23	4:01	35°22'	-118°35'	4.7	16.26	0.30	5.77	11.30	11.24	11.47
29	89	1952/7/22	22:31	35°1'	-118°55'	4.7	16.11	0.12	6.17	11.30	11.49	11.71
30	90	1952/7/22	8:47	35°5'	-118°45'	4.7	15.92	-0.30	7.23	11.30	12.36	12.59
31	91	1959/7/01	23:49	35°12'	-119°3'	4.7	15.45	-0.11	6.21	11.30	10.87	11.08
32	112	1959/01/05	12:36	36°69'	-119°03'	4.7	15.86	0.00	6.27	11.30	11.34	11.57
33	123	1947/4/18	18:29	34°58'	-116°33'	4.7	15.64	-0.11	6.40	11.30	11.25	11.46
34	5	1947/11/18	13:59	33°16'	-119°27'	5.0	16.22	0.11	6.31	11.80	11.74	11.96
35	30	1956/11/16	3:23	36°00'	-120°30'	5.0	16.34	0.07	6.54	11.80	12.09	12.32
36	51	1952/8/23	10:09	34°30'	-118°13'	5.0	16.35	0.51	5.23	11.80	10.79	11.02
37	63	1947/7/24	16:46	34°00'	-116°29'	5.0	16.03	0.20	5.84	11.80	11.09	10.91
38	51	1952/8/23	10:09	34°30'	-118°13'	5.0	16.34	0.07	6.54	11.80	12.09	12.32
39	124	1947/4/13	23:47	34°57'	-116°32'	5.0	16.22	0.11	6.31	11.80	11.74	11.96
40	7	1945/4/01	15:43	34°00'	-120°01'	5.4	16.79	0.66	5.23	12.46	11.23	11.45
41	26	1950/7/28	9:50	33°07'	-115°34'	5.4	16.91	0.52	5.75	12.46	11.87	12.11

42	96	1952/7/23	7:23	35°00'	-118°50'	5.4	16.93	0.0	7.34	12.46	13.48	13.71
43	133	1942/10/22	1:50	33°14'	-115°43'	5.5	17.75	0.85	5.60	12.62	12.56	12.60
44	97	1952/7/23	13:17	35°13'	-118°49'	5.7	17.71	0.66	6.15	12.95	13.07	13.29
45	98	1952/7/25	19:09	35°19'	-118°30'	5.7	17.72	0.77	5.82	12.95	12.75	2.98
46	99	1952/7/25	19:43	35°19'	-118°30'	5.7	17.98	0.66	6.42	12.95	13.61	13.83
47	114	1949/11/4	12:42	32°12'	-116°33'	5.7	16.56	0.04	6.85	12.95	12.62	12.85
48	102	1952/7/23	00:38	35°22'	-118°35'	6.1	17.62	0.72	5.87	13.60	12.70	12.93
49	103	1952/7/29	7:03	35°23'	-118°51'	6.1	18.52	0.77	6.63	13.60	14.36	14.58
50	116	1956/2/9	15:24	31°42'	-115°54'	6.1	17.84	0.82	5.78	13.60	12.83	13.07
51	69	1948/12/4	23:43	33°56'	-116°23'	6.5	17.90	0.39	7.15	14.23	14.26	14.48
52	115	1956/2/9	14:32	31°42'	-115°54'	6.8	18.56	0.68	6.94	14.71	14.71	14.93
53	118	1956/7/15	1:20	31°30'	-115°30'	6.4	18.24	0.58	6.89	14.07	14.34	14.59
54	125	1947/4/10	15:58	34°59'	-116°33'	6.4	19.16	0.92	6.81	14.07	15.18	15.41
55	134	1942/10/21	1:22	32°58'	-116°0'	6.5	18.97	0.96	6.51	14.23	14.69	14.91



Рисунок 1. Соотношение между K_{GR} и K_{SK} для землетрясений Южной Калифорнии за 1933-1971 гг.

На рисунке 3А показана зависимость удельной плотности сейсмической энергии ε_1 по (3) и ε_s , вычисленной как отношение $\varepsilon_s = E_{SK}/S_C$ (S_C – поверхность шара радиуса r_0):

$$\lg \varepsilon_s = K_{SK} - 2 \lg t_0 - 7.3. \quad (11)$$

Выражение (11) подобно формулам (3) и (4), но отличаются от них только тем, что радиус сферы сейсмического излучателя является не постоянным, а увеличивается с ростом сейсмического момента. Из рисунка 3А следует, что при увеличении A_0 от 13.0 до 19.0 величина $\lg \varepsilon_1$ возрастает от -1.70 до 4.70 , а $\lg \varepsilon_s$ увеличивается от 2.0 до 6.0 , т.е. в этом интервале A_0 характерно неравенство $\lg \varepsilon_s > \lg \varepsilon_1$, что хорошо видно по разности $\lg \varepsilon_1 - \lg \varepsilon_s = \Delta \varepsilon$ (рисунок 3В). При этом между $\lg \varepsilon_s$ и $\lg \varepsilon_1$ существует тесная корреляционная зависимость, которая показана на рисунке 4, что позволяет по известным величинам ε_1 определить ε_s (рисунок 4).

2. Землетрясения Тянь-Шаня. Для решения поставленных задач были использованы параметры 178 событий с $A_0 = 16-20$, эпицентры которых расположены в пределах координат $\varphi = 38.5^\circ - 45^\circ$ $\lambda = 63^\circ - 96^\circ$. Параметры очагов землетрясений были взяты из Global CMT Catalog за 1976 и 1992-2014 гг., когда величина $\lg \Delta\sigma$, была практически постоянной и составляла $\lg \Delta\sigma \approx 7.19$, в то время как для событий за 1977-1991 гг. она составляла $\lg \Delta\sigma = 6.56$ [14]. Величина K_R взята из каталогов Института сейсмологии НАН КР и Республики Казахстан, значения $\lg E_{GR} = K_{GR}$ вычислены по данным телесеismicкой магнитуды M_s по формуле Гутенберга-Рихтера:

$$K_{GR} = 4.8 + 1.5 M_s. \quad (12)$$

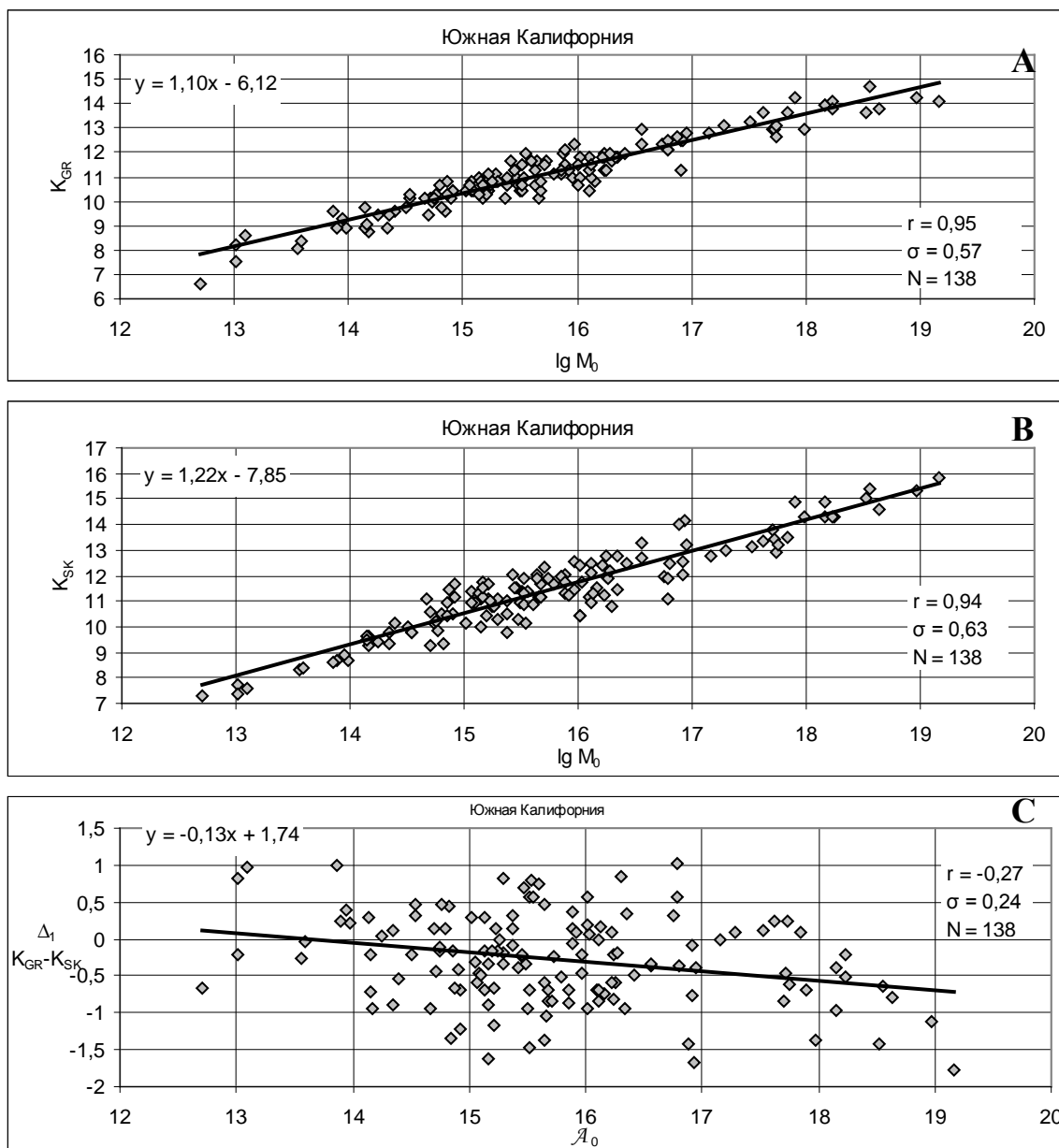


Рисунок 2. А – зависимость K_{GR} от $A_0 = \lg M_0$ для землетрясений Южной Калифорнии; В – зависимость K_{SK} от A_0 ; С – изменения разности $K_{GR} - K_{SK} = \Delta_1$ с увеличением A_0 для землетрясений Южной Калифорнии.

Величина $K_{SK} = \lg E_{GK}$ определена по формуле (6). На рисунке 5А приведена зависимость K_{GR} от K_R , из которой следует, что в интервале $12 < K_R < 17$ величина энергетического класса K_R по Раутиан всегда больше K_{GR} или $K_R > K_{GR}$. К примеру, при $K_R = 12$ значение $K_{GR} = 11,6$, а при $K_R = 17,0$ $K_{GR} = 15,5$ (рисунок 5А), т.е. с увеличением масштабов землетрясений увеличивается разность $K_R - K_{GR}$. Из рисунка 5В видно, что между K_R и K_{SK} существует тесная взаимосвязь ($r = 0,86$) и как в случае с K_{GR} , величина энергетического класса K_R на 0,4- 0,5 логарифмических единиц больше, чем K_{SK} (рисунок 5В). Соотношения K_R и K_{GR} с $A_0 = \lg M_0$ показаны на рисунке 6А и 6В, из которых подтверждается тесная взаимосвязь этих интегральных параметров с A_0 в диапазоне $A_0 = 16 - 20$ ($r = 0,87-0,92$, рисунок 6А- 6В). Из приводимых корреляционных зависимостей следует, что с ростом A_0 отношения E_{GR}/M_0 и E_R/M_0 возрастают. К примеру, при $A_0 = 16$ и $A_0 = 20$ отношение E_{GR}/M_0 возрастает от 10^{-5} до $1,38 \cdot 10^{-4}$ и E_R/M_0 увеличивается от $5,1 \cdot 10^{-5}$ до $7,4 \cdot 10^{-4}$.

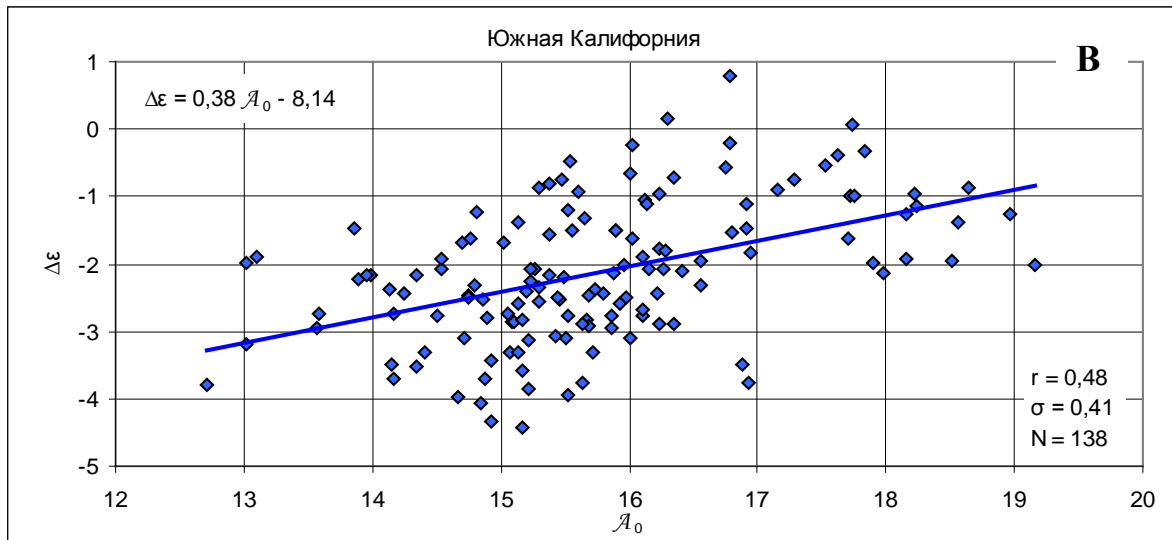
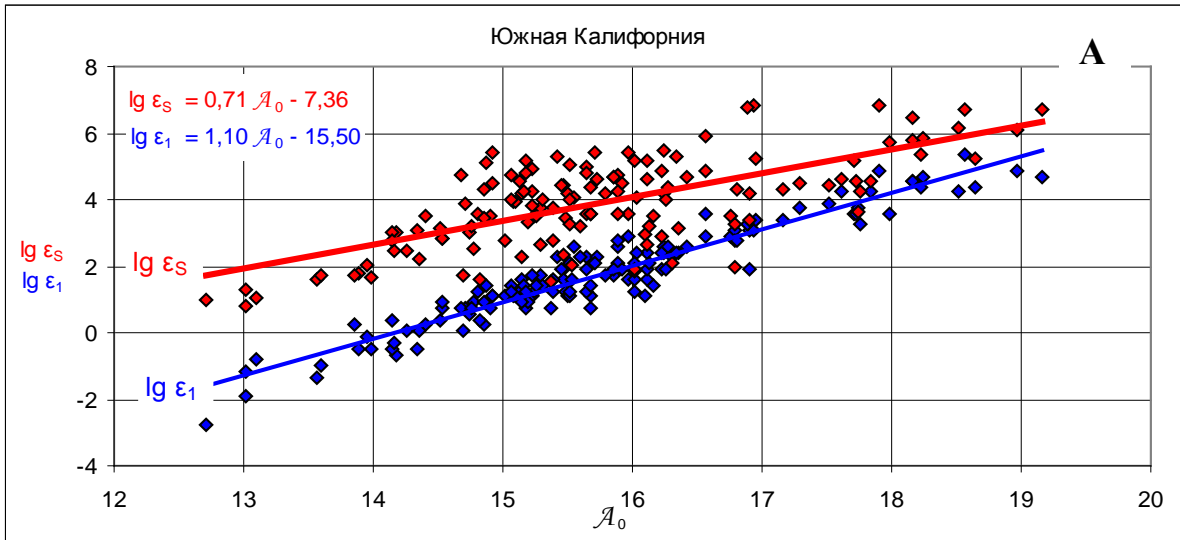


Рисунок 3. А – Изменения $lg \epsilon_s$ и $lg \epsilon_1$ с ростом A_0 для землетрясений Южной Калифорнии, В – изменения разности $lg \epsilon_1 - lg \epsilon_s$ с ростом A_0 .

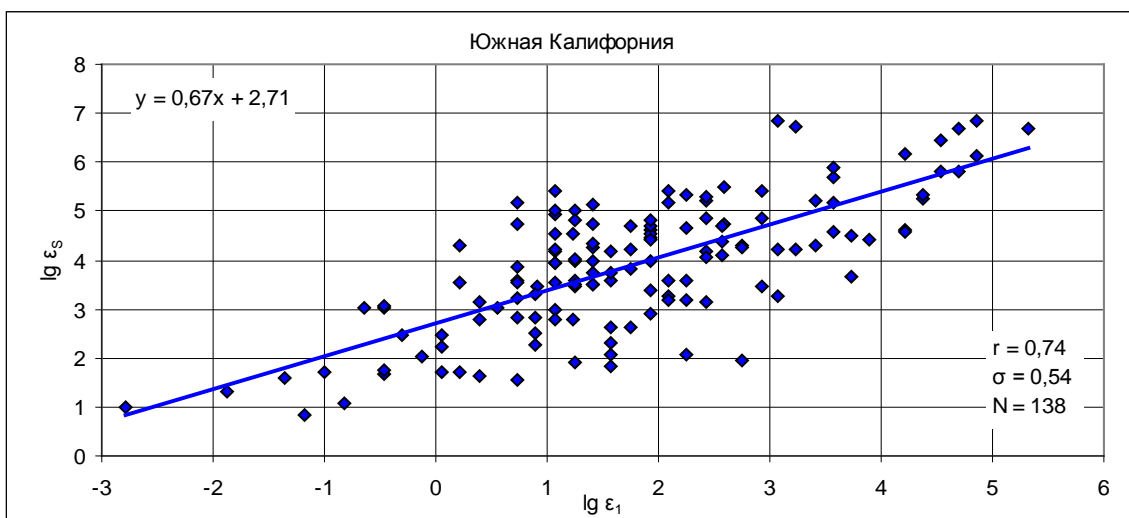


Рисунок 4. Зависимость $lg \epsilon_s$ от $lg \epsilon_1$ для землетрясений Южной Калифорнии.

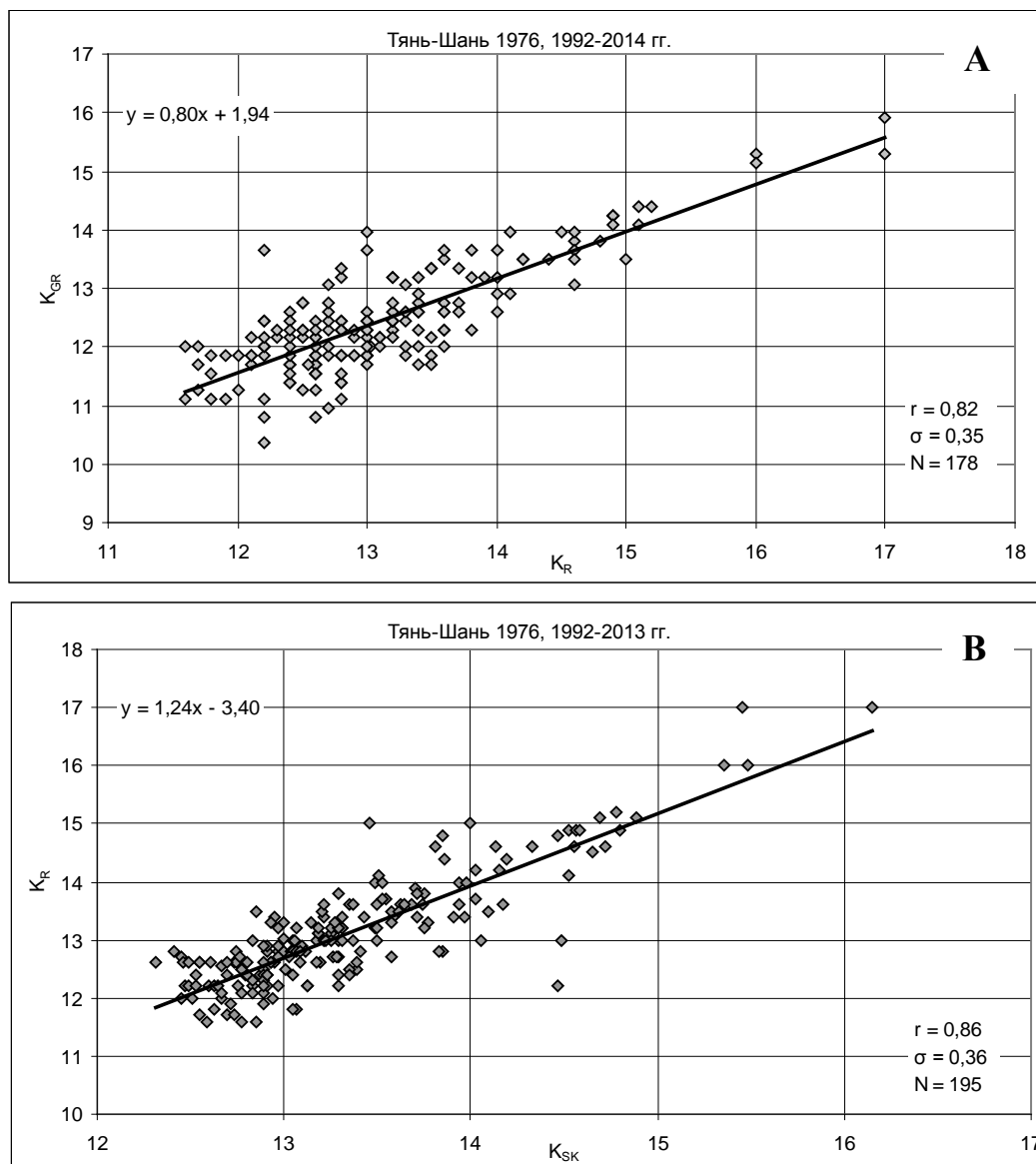


Рисунок 5. А – Зависимость K_{GR} от энергетического класса K_R по Т.Г. Раутиан для землетрясений Тянь-Шаня за 1976, 1992-2014 гг.; В – зависимость K_R от K_{SK} .

На рисунке 6С приведены изменения разности $K_R - K_{GR} = \Delta_3$ в диапазоне $A_0 = 16 - 20$. Несмотря на значительный разброс значений Δ_3 , в среднем величина Δ_3 составляет $\Delta_3 = 0.71$, т. е. $K_R > K_{GR}$ и отношение $E_R/E_{GR} = 5.4$.

Из рисунка 7А видно, что между K_{SK} и A_0 существует более тесная взаимосвязь ($r = 0.98$), чем между K_R и A_0 ($r = 0.87$), а разность между K_R и K_{SK} постоянно возрастает от -0.50 до 0.70 или отношение E_R/E_{SK} увеличивается от 0.32 до 5.0 (рисунок 7А-7В). Таким образом, для одних и тех же землетрясений Тянь-Шаня энергия сейсмического излучения по Раутиан всегда превышает сейсмическую энергию по Гутенбергу-Рихтеру и Канамори. При этом, равенство K_{GR} и K_{SK} наблюдается в интервале $A_0 = 17.5-18.5$ или в интервале моментной магнитуды $M_w = 5.6-6.3$, выше которой характерно неравенство $K_R > K_{SK}$.

Изменения $\lg \varepsilon_1$ и $\lg \varepsilon_2$ с ростом сейсмического момента для землетрясений Тянь-Шаня показаны на рисунке 8. По формулам Гутенберга-Рихтера (1) и (3) и Раутиан (4) – (5) при равенстве $K_R = K_{GR}$ следовало ожидать неравенство $\lg \varepsilon_2 > \lg \varepsilon_1$, так как радиус сферы в

первом случае равен 16000 м., а во втором - 10000 м. Действительно, с ростом A_0 величины $\lg \varepsilon_1$ и $\lg \varepsilon_2$ параллельно возрастают от 2-3 ($A_0 = 16$) до 6-8 ($A_0 = 20$) и при этом разность $\lg \varepsilon_1 - \lg \varepsilon_2 = \Delta \varepsilon$ в этом интервале A_0 остаётся практически постоянной и равной -1.0, т.е. отношение $\varepsilon_1/\varepsilon_2$ составляет 0.1 (рисунки 8-9).

3. Слабые землетрясения Юго-Западной Германии и зоны Адак (Алеутские острова).

По этим регионам были использованы инструментальные данные Scherbaum et al. [15,16], в которых величина энергии P- и S -волн E_{Sh} в отличии от других исследователей рассчитывалось по формуле:

$$E_{Sh} = [1 + (1/q)] \pi \cdot \rho \cdot R_T^2 \cdot v_S \cdot r_K^{-2} \int_{-\infty}^{\infty} \dot{u}(t)^2 \cdot dt, \quad (13)$$

где q - соотношение энергии S - волн к энергии P - волн, $q = 20.0$; R_T - гипоцентральное расстояние, в км; r_K - коэффициент направленности излучения, $r_K = 0,6325$; $\dot{u}(t)$ - амплитуда скорости колебаний, t - время.

На рисунке 10 А,В приведены корреляционные соотношения между $\lg E_{Sh} = K_{Sh}$ и K_{SK} с A_0 для слабых землетрясений Германии в интервале $A_0 = 10.5 - 14.5$, что соответствует интервалу $M_w = 1.0 - 3.6$. Из представленных данных следует, что между K_{Sh} , K_{SK} и A_0 наблюдается весьма тесная взаимосвязь с $r = 0.96 - 0.97$ (рисунок 10 А,В). Судя по $r = 0.98$ для зависимости K_{SK} от K_{Sh} , можно утверждать о тесной взаимосвязи этих параметров, а разность между $K_{SK} - K_{Sh}$ не превышает 0.24, т.е. в пределах точности определения расчётов K_{SK} и K_{Sh} можно принять равенство $K_{SK} = K_{Sh}$ (рисунок 10).

Аналогичная картина взаимосвязи K_{Sh} и K_{SK} характерна для зоны Адак Алеутских островов, представленной на рисунке 11 А,В,С.

Для слабых землетрясений Юго-Западной Германии и зоны Адак в интервале $M_w = 1.0-3.6$ характерны весьма низкие значения отношения E_S/M_0 по сравнению с крупными землетрясениями Южной Калифорнии и Тянь-Шаня. К примеру, для землетрясений Юго-Западной Германии в рассматриваемом интервале M_w отношение E_{Sh}/M_0 возрастает от $3.6 \cdot 10^{-7}$ до $3.3 \cdot 10^{-4}$, а для зоны Адак ($A_0 = 11.5-14.0$) - от $4 \cdot 10^{-7}$ до $1.5 \cdot 10^{-5}$, в то время как для землетрясений Тянь-Шаня ($A_0 = 16-20$) отношение E_{GR}/M_0 составляет $1 \cdot 10^{-5} - 1.38 \cdot 10^{-4}$. В этих же пределах изменяется отношение E_{SK}/M_0 , что вызвано ростом величины статического сброшенного напряжения от $1 \cdot 10^4$ до $1.5 \cdot 10^7$ Па.

Для усреднённых зависимостей K_S от A_0 , характерных землетрясений Тянь-Шаня в интервале $A_0 = 16-20$ ($M_w = 4.6-7.3$), при практически постоянном $\Delta\sigma = 1.5 \cdot 10^7$ Па отношение E_{SK}/M_0 также остаётся постоянной: $E_{SK}/M_0 \approx 2.3 \cdot 10^{-4}$ (рисунок 7А).

Подобные изменения отношения E_{SK}/M_0 для землетрясений Южной Калифорнии за 1988-1992 гг. было показано Kanamori et al. [6]. К примеру, для землетрясения Сан-Джакинто - 2 (20.05.1991г., $M_L = 3.3$) при $A_0 = 14.20$ K_{SK} равен 8.76 и отношение E_{SK}/M_0 составит $3.6 \cdot 10^{-6}$, а для разрушительного землетрясения Ландерс (28.06.1992 г. $M_L = 7.4$) при $A_0 = 20.04$ K_{SK} равен $3.9 \cdot 10^{-4}$ [6].

По заключению вышеуказанных авторов для больших землетрясений с $M_L \geq 6.5$ возможно использование усовершенствованной формулы (6) в следующем виде:

$$E_{SK} = e (\Delta\sigma/2\mu) \cdot M_0, \quad (14)$$

где e - эмпирический коэффициент, $e \leq 1.0$.

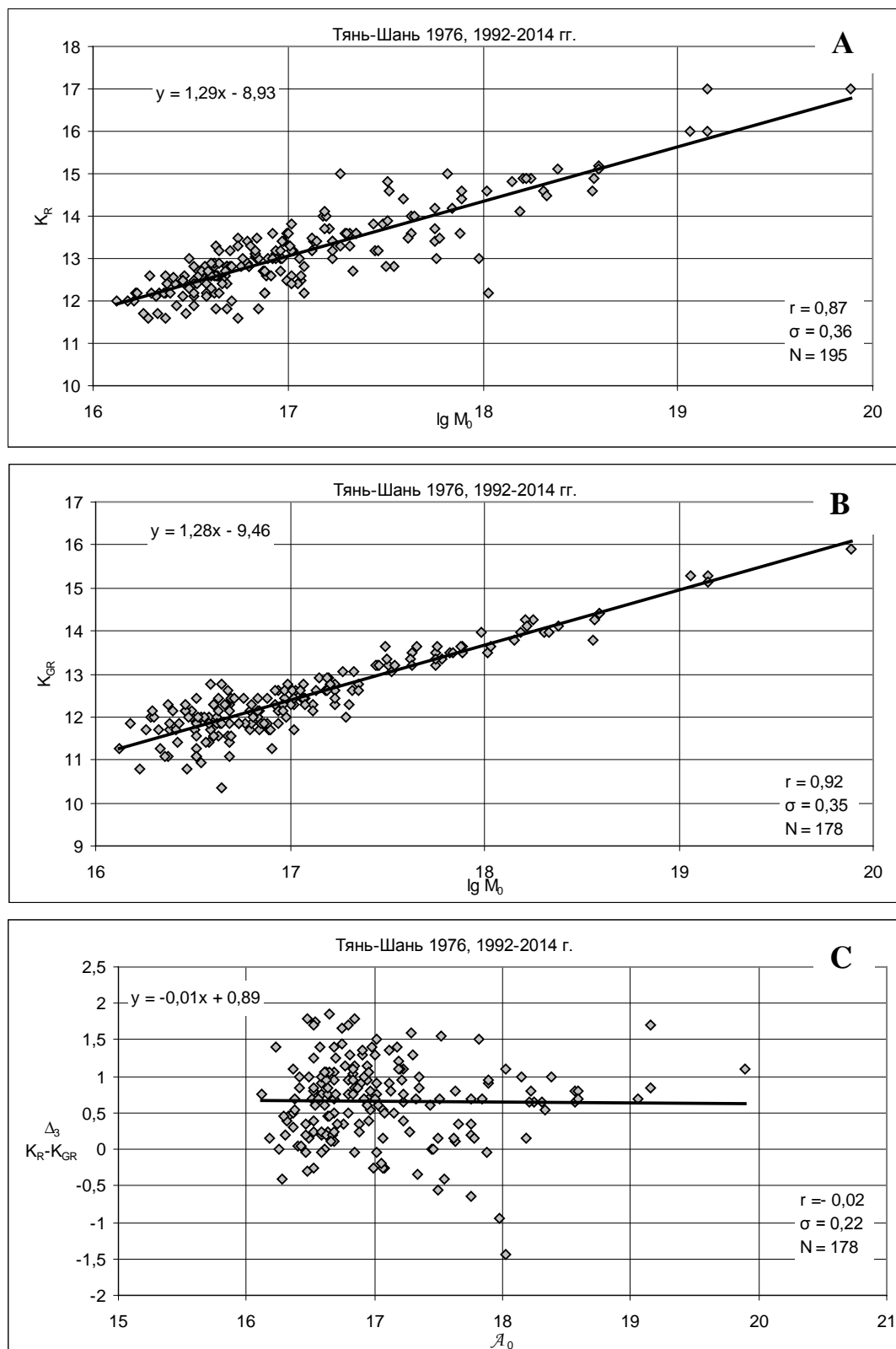


Рисунок 6. **А** – зависимость K_R от A_0 для землетрясений Тянь-Шаня; **В** – зависимость K_{GR} от A_0 ; **С** – изменения разности $K_R - K_{GR} = \Delta_3$ с ростом A_0 .

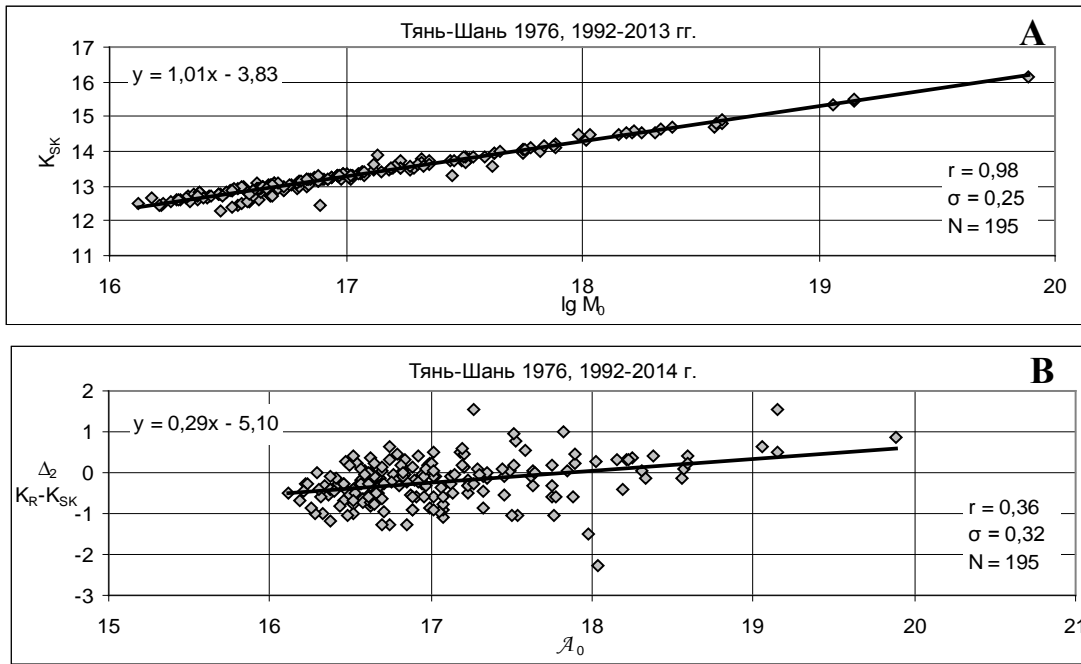


Рисунок 7. А - зависимость K_R от A_0 для землетрясений Тянь-Шаня; В – изменения разности $K_R - K_{SK} = \Delta_2$ с ростом A_0 .

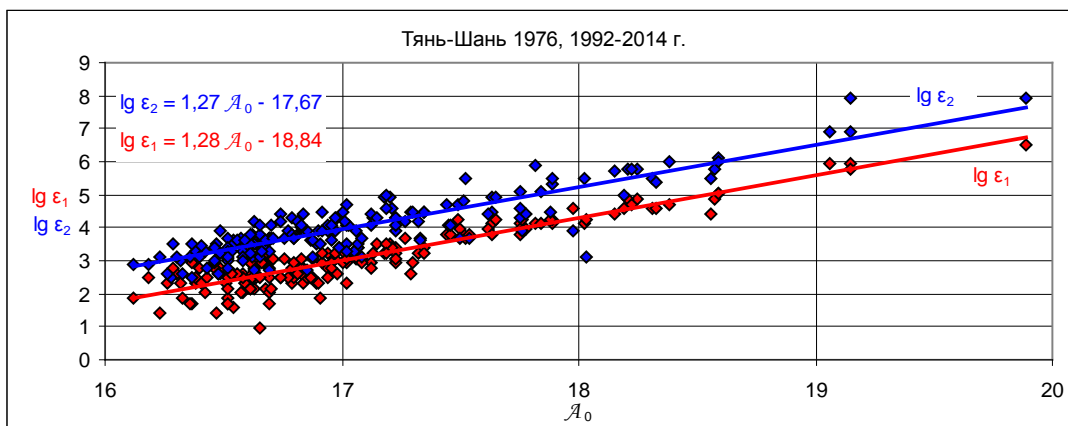


Рисунок 8. Изменения $lg \epsilon_1$ и $lg \epsilon_2$ с увеличением A_0 для землетрясений Тянь-Шаня.

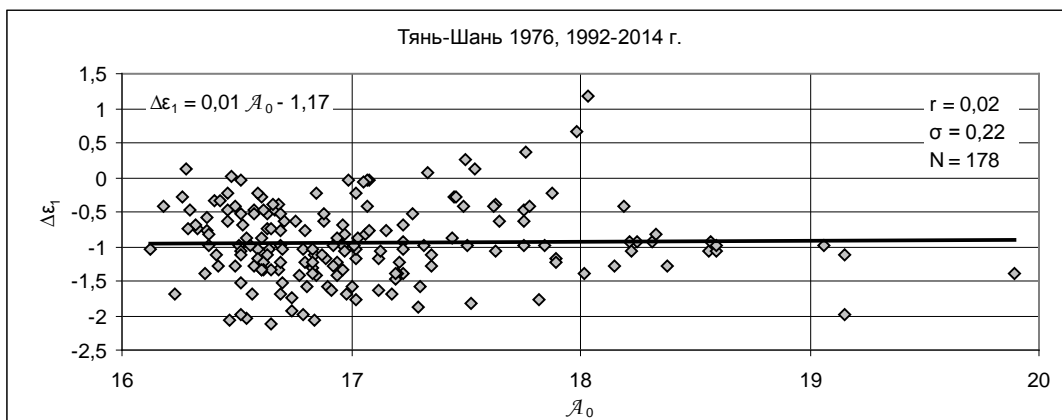


Рисунок 9. Изменения разности $lg \epsilon_1 - lg \epsilon_2 = \Delta \epsilon_1$ с увеличением A_0 для землетрясений Тянь-Шаня.

Приведённые обобщения инструментальных данных по величине энергии сейсмического излучения E_S слабых и сильных землетрясений различных регионов Земного шара показывает, что она тесно взаимосвязана со значением сейсмического момента эмпирическими и функциональными соотношениями. Среди этих соотношений формула (6) функционально выражает зависимость E_S от M_0 - фундаментальной характеристики землетрясений, а также с статистическим сброшенным сейсмическим напряжением $\Delta\sigma$ и модулем сдвига μ .

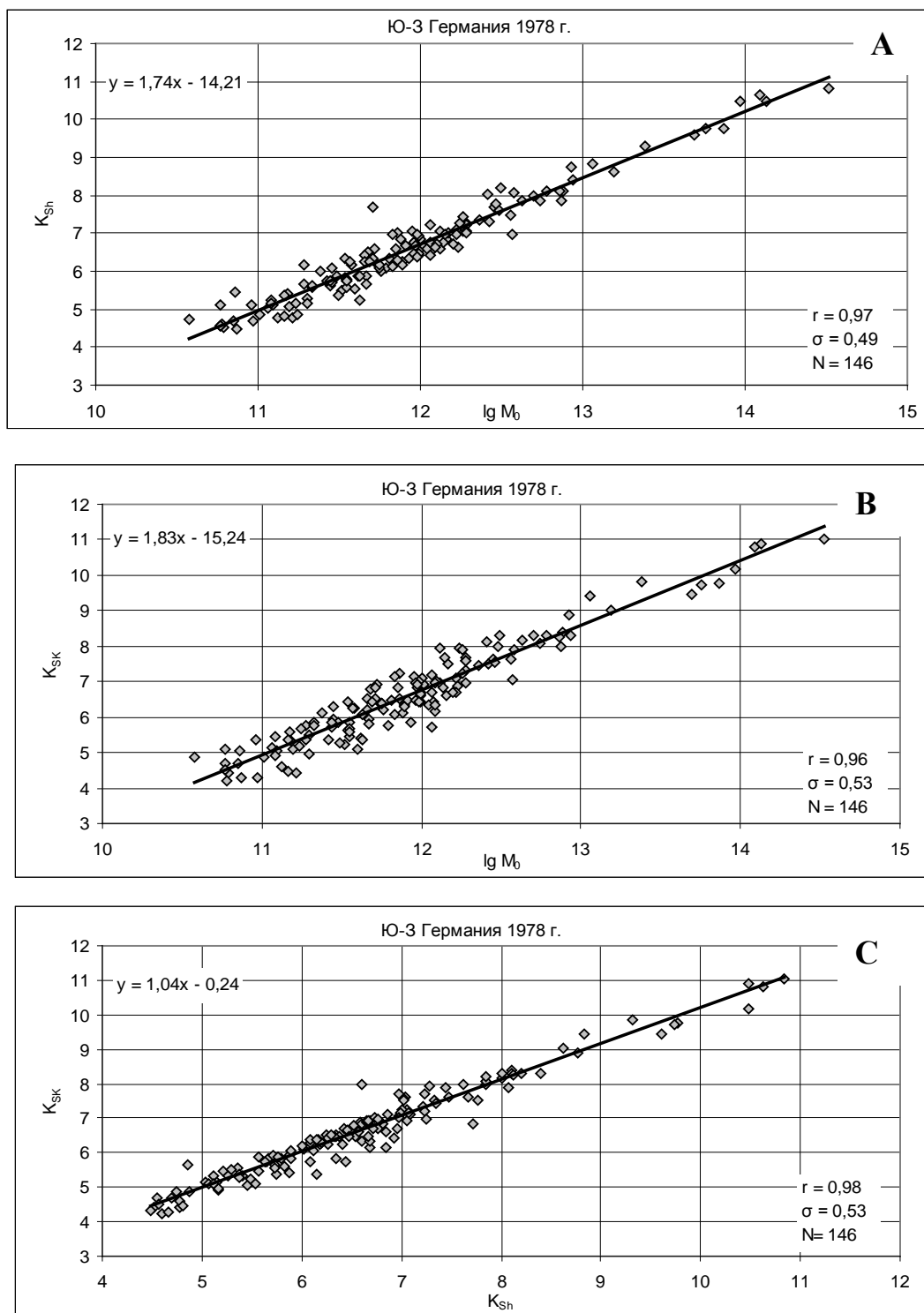


Рисунок 10. А – Зависимость KSh от A_0 для слабых землетрясений Юго-Западной Германии за 1978 г.; В – зависимость KSk от A_0 ; С – Зависимость KSk от KSh.

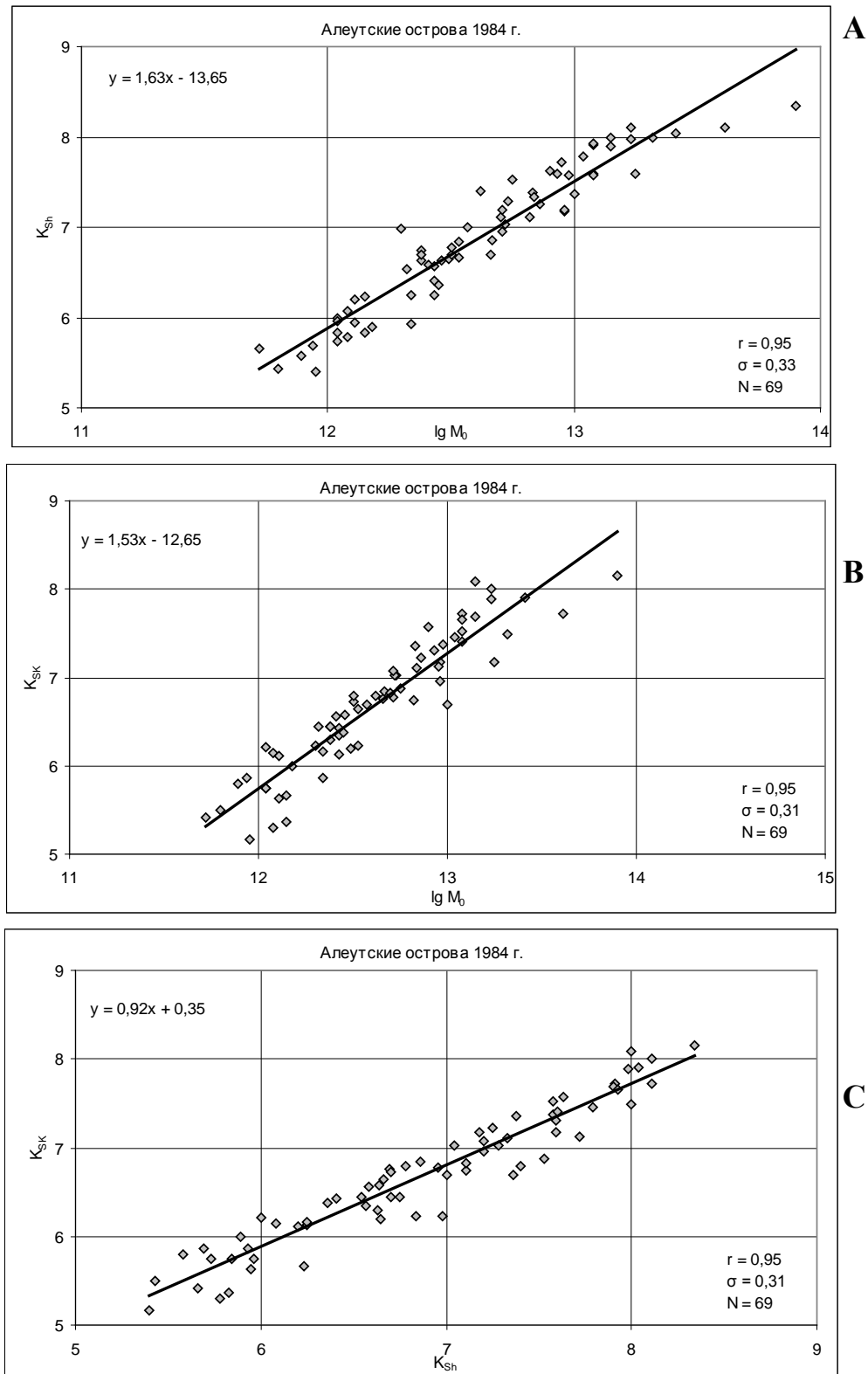


Рисунок 11. А – Зависимость K_{Sh} от A_0 для слабых землетрясений зоны Адак (Алеутские острова) за 1981-1984 гг.; В – зависимость K_{Sk} от A_0 ; С – зависимость K_{Sk} от K_{Sh} .

В то же время в этой работе мы впервые доказали, что энергия сейсмического излучения E_S эквивалентна кинетической энергии E_K колебаний массы объема очага, которая функционально взаимосвязана со средним смещением по разлому, упругими

свойствами геофизической среды и «угловым» периодом Брюна по выражению (10), позволяющий определить геометрические параметры очага.

Полученные новые результаты позволяют рассмотреть возможную функциональную взаимосвязь отношений a_0/T_0 и b_m/t_0 при равенстве E_{GR} и E_{SK} для землетрясений Южной Калифорнии и Тянь-Шаня, исходя из подобия величин ε_1 в (2) и ε_2 в (5). При выводе основного соотношения (1) Гутенбергом и Рихтером было использована плотность кинетической энергии движения грунта e_K на единицу объёма (Дж/м³), равная [2,7]:

$$e_K = \pi^2 \cdot \rho (a_0/T_0)^2, \quad (15)$$

которая была использована для вывода формулы (2).

Учитывая равенство E_{GR} и E_{SK} , можно принять, что плотность кинетической энергии e_S на единицу объёма в соответствии с (6) – (9) для шара с объёмом $V = 4\pi/3 \cdot r_0^3$ будет равна:

$$e_S = E_{SK}/V = \frac{21\pi}{8 \cdot (2.34)^2} \frac{b_m^2}{t_0^2} \cdot \rho. \quad (16)$$

Приравнявая e_K по (15) к e_S , по (16), получим:

$$(a_0/T_0) = \frac{(21 \cdot \pi)^{0.5}}{4.68 \cdot 2^{0.5}} (b_m/t_0) \approx 1,22 (b_m/t_0) \quad (17)$$

Соотношение (17) впервые показывает, что амплитуда скорости единичных колебаний прямопропорциональна амплитуде скорости колебаний объёма очага, что позволяет определить функциональную связь величины a_0 от b_m и обосновать на новом теоретическом уровне взаимосвязь амплитуды сейсмических ускорений с магнитудой M_L и энергией E_{SK} .

В логарифмическом масштабе выражение (17) можно записать в следующем виде:

$$\lg a_0 = 0.09 + \lg b_m + T_0 - \lg t_0. \quad (18)$$

Используя эмпирическую формулу Гутенберга-Рихтера [2]:

$$\lg T_0 = 0.1 M_L - 1.10, \quad (19)$$

а также значение модернизированной магнитуды по объёмным волнам $m_{bm} = \lg b_m + 6.3$, магнитуды $M_{Lm} = M_L = 0.75 m_{bm} + 1.15$ и зависимость $\lg t_0 = 0.37 M_{Lm} - 1.68$ [17] можно получить следующую полуэмпирическую формулу:

$$\lg a_0 = 0.48 M_{Lm} - 4.48 = 0.64 \lg b_m - 1.85 = 0.64 m_{bm} - 5.88. \quad (20)$$

Поскольку амплитуда сейсмических ускорений равна $a_m = 4\pi^2 (a_0/T_0^2)$, то на основе (19) - (20) получим:

$$\lg a_m = 0.25 M_{Lm} - 0.69, \quad (21)$$

которая находится в хорошем согласии с эмпирическим выражением [18]:

$$\lg a_m = 0.25 M_L - 0.728. \quad (22)$$

Определение амплитуды единичных колебаний a_0 в уравнении (1) можно выполнить на основе зависимостей m_{bm} от K_{GR} и M_L от m_{bm} для землетрясений Южной Калифорнии, которые приведены на рисунках 12-13, а также эмпирической формулы Гутенберга-Рихтера[2]:

$$\lg t_0 = 0.32 M_L - 1.40. \quad (23)$$

Для решения поставленной задачи выражение (1) в логарифмическом масштабе можно привести к следующему виду: ($v_S = 3400$ м/с, $\rho = 2700$ кг/м³):

$$K_{GR} = 17.34 + 2 \lg (a_0/T_0) + \lg t_0. \quad (24)$$

Воспользовавшись зависимостью: $m_{bm} = 0.44 K_{GR} - 0.58$ (рисунок 12) и эмпирическим выражением (19), (23) и (24), можно записать:

$$m_{bm} = 7.4 + 0.88 \lg a_0 + 0.05 M_L. \quad (25)$$

Поскольку $m_{bm} = 0.74 M_L + 0.92$ (рисунок 14), то $\lg a_0$ на основе (25) будет равен (a_0 , м):

$$\lg a_0 = 0.78 M_L - 7.36 = 0.80 m_{bm} - 7.20 = 0.8 \lg b_m - 2.19. \quad (26)$$

По (26) $\lg a_0$ полностью совпадают с данными Гутенберга и Рихтера [2].

К примеру при $M_L=3$ и $M_L=7$ по инструментальным данным значения $\lg a_0$ равны -5.14 и -2.22 соответственно, а расчётные по (26) составят: -5.02 и -1.90.

На основе (19) и (26) амплитуды сейсмических ускорений a_m будут равны ($a_m, \text{м/с}^2$):

$$\lg a_m = 0.58 M_L - 3.57. \quad (27)$$

Расчёты $\lg a_m$ по (27) в интервале $M_L = 4 - 7$ удовлетворительно совпадают с экспериментальными данными Гутенберга-Рихтера [2] для землетрясений Южной Калифорнии. Здесь же следует отметить различие $\lg a_0$ по (27) и (21)–(22), которое, видимо объясняется статистическими характеристиками связи $\lg t_0$ и $\lg T_0$ с M_L , со значительной дисперсией и наблюдаемыми высокоамплитудными и низкоамплитудными сейсмическими колебаниями при равных значениях магнитуды и энергии сейсмического излучения.

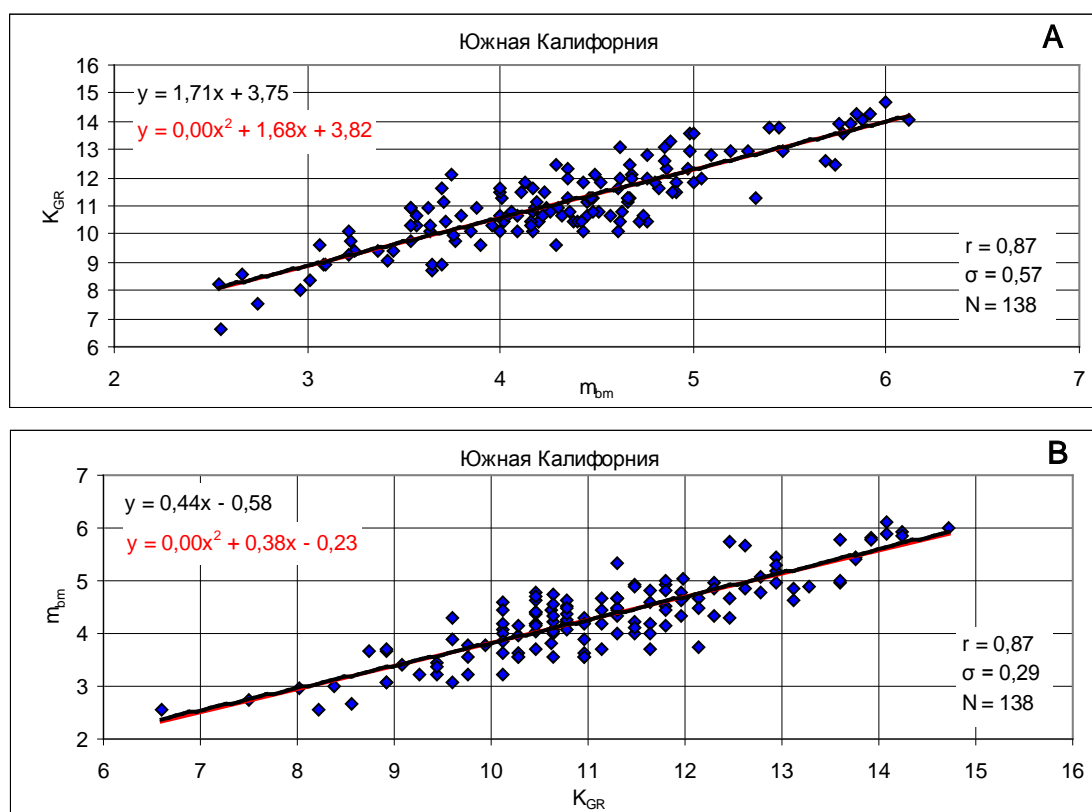


Рисунок 12. А – корреляционная зависимость K_{GR} от m_{bm} ; В – корреляционная зависимость m_{bm} от K_{GR} для землетрясений Южной Калифорнии.

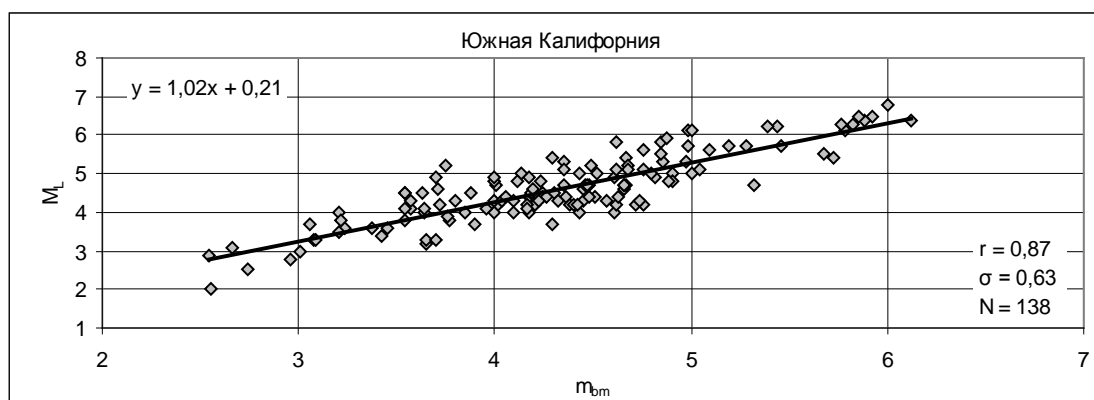


Рисунок 13. Зависимость локальной магнитуды M_L от m_{bm} для землетрясений Южной Калифорнии.



Рисунок 14. Зависимость магнитуды m_{bm} от M_L для землетрясений Южной Калифорнии.

Выводы

1. Энергия сейсмического излучения, рассчитанная различными методами по отдельным сейсмоопасным регионам, по абсолютной величине близка между собой и тесно взаимосвязана с сейсмическим моментом. С увеличением сейсмического момента изменяется отношение E_s/M_0 в сторону его роста.

2. Для землетрясений Тянь-Шаня величина энергетического класса K_R по Т.Г. Раутиан для крупных землетрясений больше, чем логарифм сейсмической энергии по Канамори и Гутенбергу-Рихтеру. Энергия сейсмического излучения эквивалентна кинетической энергии колебаний массы объема очага с периодами равными «угловому» периоду Брюна, и амплитудной, равной среднему смещению по разлому.

3. Общая энергия сейсмического излучения равна сумме энергий единичных колебаний; очаг землетрясений имеет дискретную структуру. Амплитуды и периоды единичных колебаний находятся в функциональной зависимости от величины смещения по разлому и периода Брюна, что позволяет определить возможные пределы амплитуд сейсмических ускорений и обосновать многочисленные эмпирические формулы.

Рецензент: доктор, ф.-м.-н. Погребной В.Н.

Литература

1. Ризниченко Ю.В. Проблема величины землетрясений //Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений, т. I, Москва: ИФЗ, 1974, с.43-78.
2. Gutenberg B.and C.F.Richter. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper).Bull. Seismol. Soc. Am., v.46, 1956, pp.105-145.
3. Раутиан Т.Г. Проблема определения энергии землетрясений. // Магнитуда и энергетическая классификации землетрясений, т. II. Москва: ИФЗ, 1974, с. 107-112.
4. Садовский М.А., Кедров. О.К., Пасечник И.П. Об оценке полной энергии коровых землетрясений. / Комплексные исследования по физике Земли. Москва: Наука, 1989, с. 203-214.
5. Kanamori H. The Energy Release in Great Earthquakes // Journal of Geophysical Research. v. 82, № 20, 1977. Pp. 2981-2987.
6. Kanamori H., Mori J., Hauksson E. et al. Determination of Earthquake Energy Release and M_L Using TERRA scope. // Bull. Seism. Soc. America, 1993, v.83, pp. 330-346.
7. Касахара К. Механика землетрясений. Москва: Мир, 1985, с. 264.
8. Lay T., Wallace T.C. Modern Global Seismology. 1995, Academic Press, p. 496.

9. Пустовитенко Б.Г., Кульчитский В.Е. Об энергетической оценке землетрясений Крымско-Черноморского региона. / *Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений*, т. 2. Москва: МСССС, 1974, с. 113-124.
10. Aki K., Richards P.A. *Quantitative Seismology. Theory and Methods*, 1983, p. 780.
11. Brune J.N. Tectonic Stress and the Spectra of Seismic Shear Waves from Earthquakes. *J. Geophys. Res.*, v. 75, № 26, 1970, pp.4997-5009.
12. Thatcher W., Hahks C. Source Parameters of Southern California earthquakes. // *J. Geophys. Res.*, v.78, #35, 1973, pp. 8547-8575.
13. Mamurov E. Control Parameters of Magnitude - Seismic Moment Correlation for the Crustal Earthquakes. // *Open Journal Earthquake Res.*, #2, 2013, pp. 60- 74.
14. Мамыров Э. Глобальные и региональные изменения статического сброшенного сейсмического напряжения крупных коровых землетрясений за 1976-20133 гг. // *Вестник института сейсмологии НАН КР*, № 1, 2015, с. 65-79.
15. Scherbaum F., Stoll D. Source Parameters and Scaling Laws of the 1978 Swabian Jura (Southwest Germany) Aftershocks // *Bull. Seismol. Soc. America.*, v. 73, #5, 1983, pp. 1321-1343.
16. Scherbaum F., Kisslinger C. Variations of Apparent Stresses and stress Drops Prior to the Earthquake of G May 1984 ($m_b = 5.8$) in the Adak Seismic Zone. // *Bull Seismol. Soc. America*, v. 74, # 6, 1984, pp. 2577-2592.
17. Мамыров Э. Землетрясения Тянь-Шаня: магнитуда, сейсмический момент и энергетический класс. Бишкек: Инсанат, 2012, с. 234.
18. Штейнберг В.В. Параметры колебаний грунтов при сильных землетрясениях. // *Вопросы инженерной сейсмологии*, вып. 27, 1986, с. 7-22.