

УДК 550.348.098.64 (470.6)

МНОЖЕСТВЕННОСТЬ МАГНИТУД ИЛИ ЕДИНАЯ ЭНЕРГЕТИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

© Адилов З.А.

Дагестанский филиал ЕГС РАН, г. Махачкала

Старания сейсмологов прийти к единой энергетической классификации землетрясений до сих пор не привели к успеху. Множественность магнитудных шкал, нередко плохо согласующихся между собой, яркое свидетельство этому. В то же время, энергия является главной характеристикой очага землетрясения. Поэтому предлагается новый подход к энергетической классификации землетрясений.

Ключевые слова: *шкала магнитуд, энергетическая классификация, сейсмическая волна.*

Начало XX в. ознаменовалось противоборством двух идей: быть единой всеохватывающей геометрией, в которой описываются всевозможные физические явления или же быть множеству геометрий, каждая из которых описывает соответствующее ей физическое явление, то есть множество геометрий и множество физик.

До сих пор не заканчиваются поиски единого поля, охватывающего известные современной физике поля. Стремление человека к единству описания существовало всегда, но природа ставит свои условия. Так и попытки сейсмологов к единой энергетической классификации землетрясений терпят неудачу.

Ю.В. Ризниченко высказываясь об этом сказал: «В зависимости от рассматриваемого типа волн, компоненты колебаний, измеряемой величины (A или A/T), типа аппаратуры и ряда других обстоятельств, вплоть до района исследований и имени автора, можно говорить о той или иной конкретной шкале магнитуд. В настоящее время таких шкал имеется уже несколько десятков и рождаются все новые. Нередко они плохо согласуются между собой» [1].

В то же время «В характеристике параметров землетрясений на первом месте стоит сейсмическая энергия как самая главная сейсмическая характеристика очага землетрясения. Если условно принять, что величину землетрясения надо характеризовать лишь одним числом, то лучшей физической величины, чем сейсмическая энергия, пожалуй, не сыскать» [1].

В 1912 г. Б.Б. Голицын первые в России для оценки сейсмической энергии E , излучаемой очагом, предложил использовать формулу [2]:

$$E = 4\pi^3 R^2 c \rho \exp(kR) \sum_n \frac{A^2}{T^2} t_e, \quad (1)$$

где R – расстояние до эпицентра, c – скорость сейсмических волн, k – коэффициент затухания, ρ – плотность среды, A – амплитуда сейсмических волн, T – период сейсмической волны, t_e – длительность землетрясения, а экспоненциальный множитель учитывает затухание волн с расстоянием вследствие их расхождения и рассеяния.

В 1935 г. профессор Калифорнийского института Ч.Ф. Рихтер ввел в сейсмологию понятие магнитуды M с целью описания землетрясений на количественном уровне. Магнитуду он определил как десятичный логарифм максимальной амплитуды (в микронах), записанной на сейсмограмме стандартным короткопериодным сейсмографом (типа Вуда – Андерсона) с увеличением 2800, с коэффициентом затухания $\lambda=0.8$, на расстоянии 100 км от эпицентра. Приведение амплитуд, наблюдаемых на разных расстояниях, к ожидаемым амплитудам на стандартном расстоянии 100 км производится при помощи эмпирических таблиц. Как отметили Б. Гутенберг и Ч.Ф. Рихтер [3] «Шкала магнитуд была первоначально выработана для ограниченных практических целей; определения магнитуд были связаны с имеющимися данными наблюдений. Затем появилась необходимость связать магнитуду с физическими величинами, особенно с полной энергией, излучаемой в очаге землетрясения в виде упругих волн...».

Попытки установления связи между магнитудой M и энергией E_M привели к соотношению вида:

$$\lg(E_M) = aM + b. \quad (2)$$

Соотношение (2) можно переписать в виде:

$$aM = \log\left(\frac{E_M}{E_0}\right), \quad (3)$$

где $b = \lg(E_0)$, а E_0 – энергия землетрясения нулевой магнитуды. Константы a и b не являются едиными для всех регионов. Как выразились авторы этого соотношения, «невозможно выбрать линейную форму (2) так, чтобы она удовлетворяла всем данным, в том числе наибольшим и наименьшим наблюдавшимся магнитудам» [3]. Так, в Байкальском филиале ГС РАН используются две формулы:

$$K_M = \lg(E_M) = 1.8M + 4 \quad (\text{при } K_M \leq 14) \quad (4)$$

$$K_M = \lg(E_M) = 1.16M + 8.1 \quad (\text{при } K_M > 14) \quad (5)$$

Н.В. Шебалин предлагает другой вариант формул:

$$K_M = \lg(E_M) = 1.4M + 4 \quad (\text{при } K_M \leq 12) \quad (6)$$

$$K_M = \lg(E_M) = 1.5M + 5 \quad (\text{при } K_M > 12) \quad (7)$$

Коэффициент a для разных регионов, по известным нам данным, меняется в пределах от 1.16 до 3, в то время как пределы изменения b еще больше, т.е. для одной и той же энергии мы получаем разные магнитуды и наоборот. Естественно, возникает вопрос, если сопоставлять между собой, например, магнитуды для одной и той же энергии для разных регионов то неясно, какой из них следует отдать предпочтение? Или они все верны? Или энергии, имеющие одну и ту же количественную величину, несопоставимы?

То есть перед нами открываются два пути: 1 – построение единой сейсмологии в мировом масштабе, где землетрясения одной и той же энергии в разных регионах характеризуются одной и той же магнитудой; 2 – построение здания всей сейсмологии как совокупности сейсмологий регионов, в которых землетрясения одной и той же энергии могут характеризоваться разными магнитудами.

Естественным ответом на поставленные вопросы будет второй путь построения здания всей сейсмологии как совокупности сейсмологий регионов, и все эти коэффициенты допустимы в пределах соответствующих регионов. При этом мы должны видеть разницу между физической величиной – энергией E , излучаемой в очаге землетрясения в виде сейсмических волн, и магнитудой M , регистрируемой инструментально и являющейся локально-зависимой реакцией дневной поверхности. Кроме того, отличительное качество энергии E как физико-математической величины – ее аддитивность, то есть ее слагаемость и вычитаемость – качества, отсутствующие у ее логарифмических функций K_M и M [4].

Но «... существующие представления о методах расчета энергии землетрясения не вполне устойчивы и иногда дают основания сомневаться даже в порядке получаемых оценок» [5].

Таким образом, возникает необходимость в выборе метода и физической величины, которые была бы более устойчивы, как при определении энергией E , излучаемой в очаге землетрясения в виде сейсмических волн, так и при определении магнитуды M , регистрируемой инструментально и являющейся локально-зависимой реакцией дневной поверхности. Но выбор такой величины предполагает выбор базовой системы физических величин, подобно системе ортогональных осей координат в геометрии. Авторы статьи [6] Р.О. Бартини и П.Г. Кузнецов предлагают кинематическую систему физических величин, которая опирается на две основные единицы, каждая из которых квантуется, – на единицы длины (L) и единицы времени (T). При этом, имеем следующую общую структурную формулу физической величины, которую мы ищем:

$$D\Sigma^n = L^\gamma T^{n-\gamma}, \quad (8)$$

где $D\Sigma^n$ означает димензональный объем физической величины, Σn – сумма показателей в формуле размерностей, n , γ – целые числа. Устойчивость искомой физической величины предполагает его сохранность при определенных условиях. К примеру, известны в небесной механике законы Кеплера, согласно второму из которых «радиус-вектор планеты за равные промежутки времени описывает равные площади», а согласно третьему закону «отношение куба радиуса планеты к квадрату периода обращения есть величина постоянная». В обоих законах, основываясь на двух параметрах, пространственном (радиус-вектор или радиус орбиты планеты) и временном (время обращения или период) получают инварианты. Т.е. радиусы орбит и периоды обращения разных планет различаются, но величины, упомянутые в этих двух законах одинаковы для всех планет. Так и в сейсмологии основными используемыми параметрами при энергетической квалификации землетрясений остаются пространственный параметр – амплитуда A и временной параметр - период T . При поиске значений n и γ нами использовались региональные землетрясения Дагестана и прилегающих районов. При этом были получены удовлетворительные результаты при

сочетаниях показателей степеней в выражениях A^3T^{-2} и A^5T^{-3} , где A – амплитуда, а T – период на сейсмограмме при максимуме соотношения $(A/T)_{max}$. Кроме того, сохранность параметра A^3T^{-2} является математическим выражением третьего закона Кеплера. К примеру, на рисунке 1 приведена зависимость величины A^5T^{-3} от гипоцентрального расстояния для Z -компоненты сейсмограмм землетрясений восьмого энергетического класса, а на рисунке 2 приведена зависимость амплитуды от гипоцентрального расстояния для той же компоненты и того же класса землетрясений.

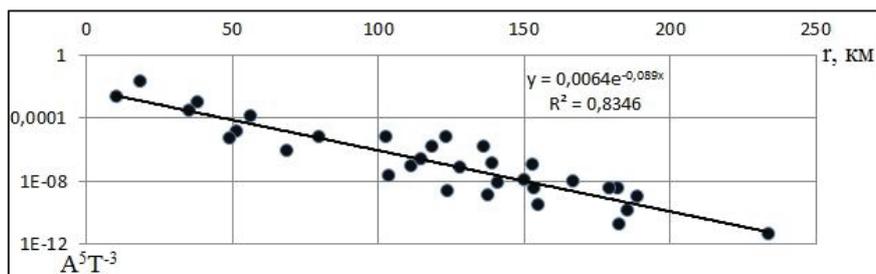


Рис. 1. Зависимость A^5T^{-3} , рассчитанной по Z -компоненте сейсмограммы, от гипоцентрального расстояния

Величина достоверности аппроксимации в обоих случаях примерно одинакова. По этим же графикам определяются коэффициенты затухания этих величин, так коэффициент затухания A^5T^{-3} оказался равным $k = 0,089$, а коэффициент затухания амплитуды A равным $k = 0,017$. При расчетах использовались данные только по прямым сейсмическим волнам.

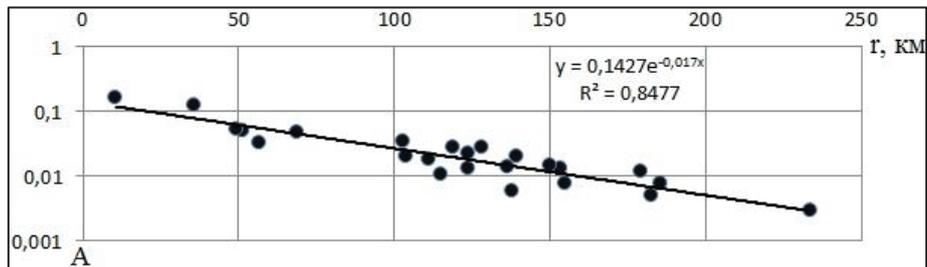


Рис. 2. Амплитуда A Z -компоненты сейсмограммы в зависимости от гипоцентрального расстояния

Литература

1. Ризниченко Ю.В. Проблема величины землетрясения // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М., 1974. С. 43–78.
2. Саваренский Е.Ф., Курнос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Гостехиздат, 1955. С. 544.
3. Gutenberg B., Richter C.F. Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration // Bull. Seismol. Soc. Amer, 1956. V. 46. N 2 (105).
4. Шахрай М.М., Шахрай Я.М. Магнитудный анализ сейсмичности // Мониторинг. Наука и технологии, 2011. №1(6). С. 34–46.
5. Кондорская Н.В., Соловьев С.Л. Общее состояние вопроса определения магнитуды и энергетической классификации землетрясений в практике сейсмических наблюдений // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М., 1974. С. 13–42.
6. Бартини Р.О., Кузнецов П.Г. Множественность геометрий и множественность физик // Кибернетика электроэнергетических систем. Труды семинара. Брянск, 1974.