

Г. А. ВОСТРИКОВ

ОЦЕНКА СЕЙСМИЧЕСКОГО МОМЕНТА МЕСТНЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ ПО ХВОСТОВОЙ ЧАСТИ СЕЙСМОГРАММЫ

(Представлено академиком М. А. Садовским 10 VII 1974)

Предлагается способ определения сейсмического момента M_0 местных землетрясений по хвостовой части сейсмограммы — кода (C -волны). Исследование проведено в Гармском сейсмоактивном районе Таджикистана. Формирование C -волны рассматривается как процесс, протекающий в «черном ящике», т. е. без предположений о типе и механизме их образования. Поэтому в отличие от предложенного в (1) способ не пугается в поправках за поглощение, расхождение и рассеяние, при оценке которых в области высоких частот, характерных для местных землетрясений, возможны большие ошибки и которые могут совсем не соответствовать действительности, если неверна принятая модель формирования C -волны. Как и в (1), параметры C -волн будем рассматривать в зависимости от времени $t-t_0$, где t_0 — время в очаге, а t — текущее время на сейсмограмме.

Среду можно считать линейным преобразователем. Она превращает короткий импульсный сигнал, излученный сейсмическим источником в сложную, длительную волновую картину, включающую в себя регулярные волны и коду:

$$A(\omega|t) = X(\omega)C(\omega|t), \quad (1)$$

где $A(\omega|t)$ — частотно-временное поле (ч.в.п.) колебаний в точке наблюдения (2), $X(\omega)$ — спектр сейсмического источника на границе упругой и неупругой зон, $C(\omega|t)$ — ч.в.п. отклика среды.

Сечения ч.в.п. $A(\omega|t)$ вдоль оси частот представляют собой мгновенные спектры колебаний (3). Сечения вдоль оси времени — это огибающие записи для фиксированной полосы частот.

Спектр источника удобно представить как произведение константы, определяющей уровень спектра X_0 , функции частоты $\varphi(\omega)$, равной единице в области максимума спектра (2), и функции направленности источника $R_{\theta\varphi}$:

$$X(\omega) = X_0 \varphi(\omega) R_{\theta\varphi}.$$

Будем наблюдать ч.в.п. $A(\omega|t)$ на частотах $\omega < \omega_0$, где ω_0 — характеристическая частота спектра $X(\omega)$ (2). Тогда, согласно (2), величина $X(\omega)$ в последнем выражении становится постоянной, пропорциональной интенсивности эквивалентного точечного источника, т. е. сейсмическому моменту, $X(\omega) = qM_0 R_{\theta\varphi}$, где q — постоянная. Условие $\omega < \omega_0$ выполняется при наблюдениях достаточно широкополосной аппаратурой.

Ниже будет показано, что функция направленности источника на характеристиках C -волн не сказывается, т. е. $R_{\theta\varphi} = \text{const}$. Тогда $X(\omega) = hM_0$, где $h = qR_{\theta\varphi}$ и, переходя к временному способу описания (1), можно переписать (1) в виде

$$A(t) = hM_0 C(t), \quad (2)$$

где $A(t)$ — огибающая C -волн, зависимость преобладающих колебаний в коде от $t-t_0$, а $C(t)$ — общая форма огибающих, получаемая нормированием функций $A(t)$ индивидуальных землетрясений по величине сейсмического момента.

Очевидно, что $C(t)$ является некоторой эффективной характеристикой среды, зависящей от ее рассеивающих, поглощающих свойств и пр. Таким образом, величину M_0 можно оценивать по уровню огибающих $A(t)$.

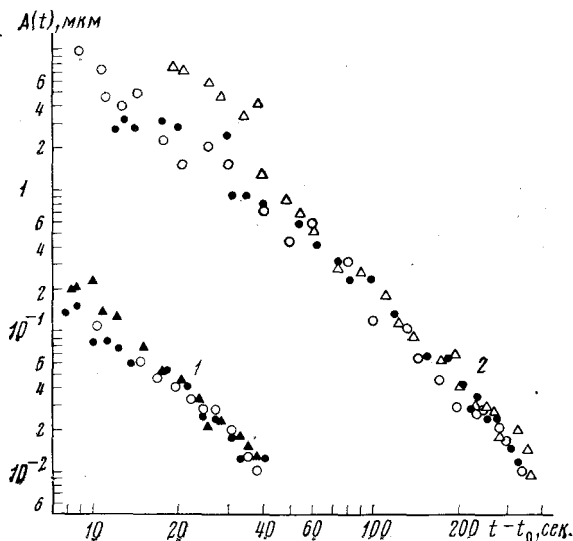


Рис. 1. Огибающие землетрясений. 1 — землетрясение 22 III 1969 г., юг, $H=5$ км, $K=6,6$, 2 — землетрясение 19 IX 1968 г., север, $H=3$ км, $K=10,5$. Темные точки — северные, светлые — южные станции

Во всех случаях условие $\omega < \omega_0$ выполняется и, как следствие, значения ω_n при любом $t-t_0$ не зависят от параметров источника. Кроме того оказалось, что зависимость $\omega_n(t)$ не меняется при вариации гипоцентральных расстояний и азимута на станцию. Аналогичный результат получен в (4).

Два характерных примера огибающих $A(t)$ представлены на рис. 1. Видно, что сходимость $A(t)$ по разным станциям с ростом $t-t_0$ улучшается. Стандартное отклонение условного распределения величин A уменьшается до $\sigma=0,07-0,20$ при $t-t_0=2-4(t_p-t_0)$, где t_p — время вступления продольной волны, и далее уже не меняется. Таким образом, исследование зависимостей $\omega_n(t)$ и $A(t)$ позволяет считать, что, начиная с времени $t-t_0=2-4(t_p-t_0)$, мгновенные спектры C -волн, а также форма и уровень огибающих $A(t)$ не зависят от гипоцентрального расстояния, функции направленности источника и от особенностей строения среды на пути прямой волны от источника к приемнику.

Общая форма огибающих $C(t)$ представлена на рис. 2. Она получена перемещением индивидуальных графиков $A(t)$ землетрясений различной силы параллельно оси ординат так, чтобы перекрывающиеся участки смежных огибающих совмещались.

Такие зависимости получены в трех различных в геологотектоническом смысле (5) и по физическим характеристикам горных пород (6) районах (север и юг Гармского района и Таджикская депрессия). Оказалось, что они совпадают в пределах погрешностей. По-видимому, в формировании коды участвуют очень большие объемы среды, так что C -волны, например, северных гармских землетрясений формирует как север, так и юг.

Проверка линейности связи величин $A(t)$ и M_0 проведена сравнением с независимыми определениями M_0 по спектрам, зарегистрированным аппаратурой ЧИСС (5). Сравнение интенсивности коды (амплитуда A при $t-t_0=50$ сек) и величины $S(\omega)$ — спектральной плотности спектров смещений поперечных волн на частотах $\omega < \omega_0$, приведенной к очагу — показано на рис. 3. Переход к абсолютной шкале M_0 (рис. 3) осуществлялся по известной формуле, приведенной в (7, 8).

Разработанная для графического определения M_0 по уровню $A(t)$ палетка схематически представлена на рис. 2.

Описанные выше свойства огибающих позволяют понять физический

По данным 30 землетрясений в диапазоне энергетических классов $K=5-13$ изучены зависимости $A(t)$ и $\omega_n(t)$, где ω_n — преобладающая частота колебаний в C -волнах. Эпицентры этих землетрясений равномерно распределены по изучаемому району, который можно разделить на две резко различающиеся в геологотектоническом смысле зоны: северную, сложенную кристаллическими породами палеозойского возраста, и южную, покрытую рыхлыми мезо-кайнозойскими отложениями мощностью до 15 км (5). Использованы записи сейсмографов СКМ-3М с полосой пропускания 0,7—10 гц.

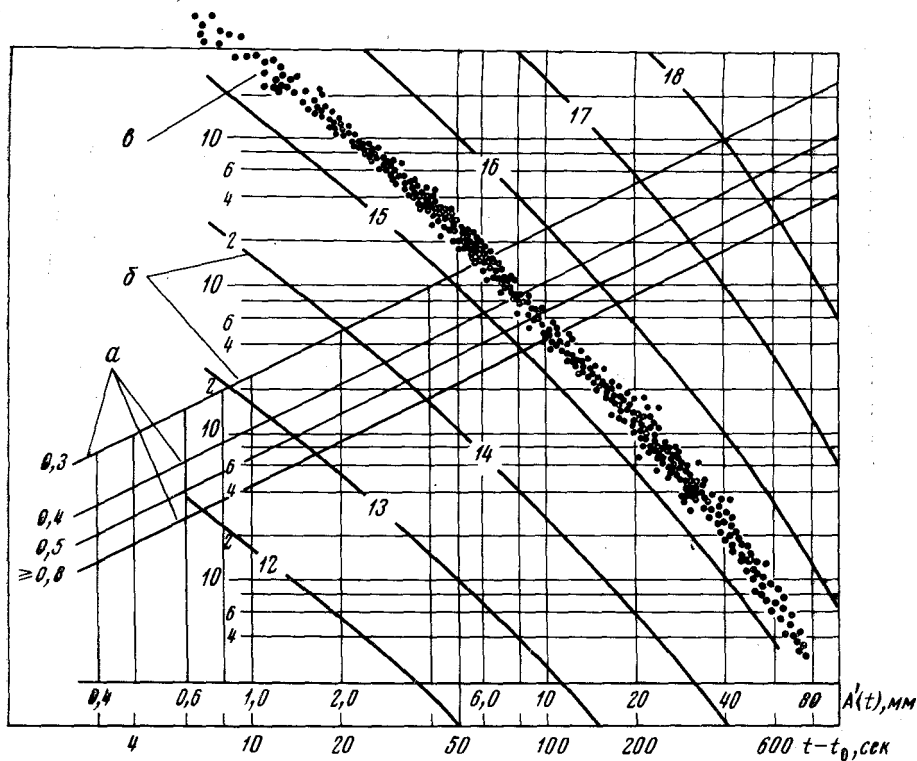


Рис. 2. Общая форма огибающих $C(t)$ и палетка для определения сейсмического момента по интенсивности C -волн. а — коррекция за частотную характеристику, б — кривые $C(t)$, проведенные при целых значениях $\lg M_0$, в — общая форма $C(t)$

смысл магнитудной классификации землетрясений по общей продолжительности колебаний τ (⁹, ¹⁰). Величина τ определяется в основном продолжительностью C -волн (рис. 1), а эта продолжительность, измеренная до некоторого малого фиксированного уровня амплитуды, и уровень $A(t)$ связаны формой огибающих $C(t)$.

Зависимость $M_0(\tau)$ представлена на рис. 4. Измерения землетрясений в различных по геологическому строению районах хорошо ложатся на единую кривую. Стандартное отклонение условного распределения величин $\lg M_0$ очень невелико, $\sigma < \pm 0,1$. Зависимость $M_0(\tau)$ (рис. 4) с точностью до постоянной совпадает с функцией $[C(t)]^{-1}$. Ее можно использовать при традиционном определении величин M_0 и K .

Связь величин M_0 и K показана на оси ординат графика рис. 4. Уравнение регрессии величин K по M_0 имеет вид

$$k, \text{ дж} = 1,66 \lg M_0 (\text{н} \cdot \text{м}) - 14,4. \quad (3)$$

Если подставить в (3) переходное соотношение вида $K = a + bM$, то очевидна пропорциональность величин

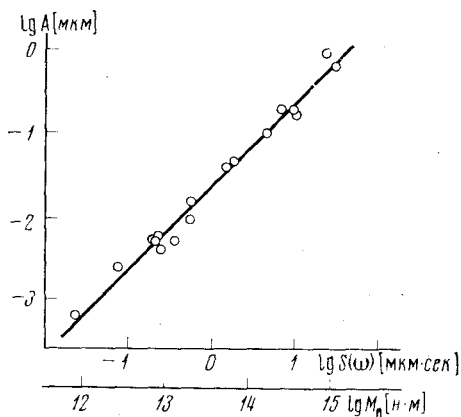


Рис. 3. Сопоставление интенсивности C -волн со спектральной плотностью очаговых спектров смещений S -волн на частотах $\omega < \omega_0$ и с соответствующими значениями сейсмического момента

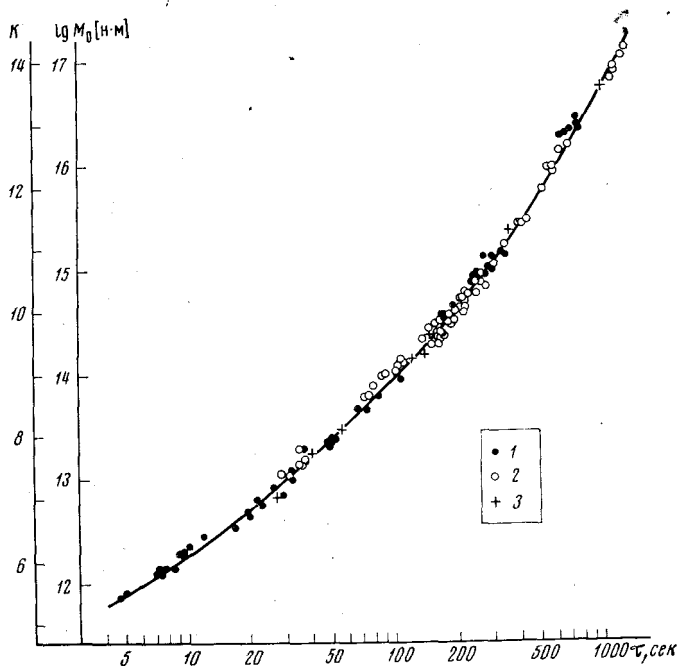


Рис. 4. Связь величины сейсмического момента и общей продолжительности колебаний. 1 — север, 2 — юг, 3 — Таджикская депрессия

$\lg M_0$ и магнитуды M . (Большинство авторов дают для коэффициента b значения $b=1,6-1,8$.)

Для местных гармских землетрясений получено ⁽⁵⁾ $K=4+1,8 M$. При этом K определяется в том же частотном диапазоне, что и M , по тем же максимальным фазам продольных и поперечных волн, только с учетом частоты и длительности колебаний ⁽⁴⁾. Тогда $\lg M_0 \sim 1,08 M$ и неизбежен вывод о том, что K является мерой сейсмического момента.

Величина M_0 , определяемая по коде, более устойчива, чем K . Она не зависит от механизма очага и является его интегральной характеристикой, собственно сейсмическим моментом по определению $M_0 = \mu S \bar{D}$, где μ — модуль сдвига, S — площадь разрыва, \bar{D} — средняя по площади разрыва величина подвижки. Поэтому оценки M_0 по одной станции, во всяком случае, не хуже оценок K по сети станций.

Комплексная сейсмологическая экспедиция
Института физики Земли им. О. Ю. Шмидта
Академии наук СССР

Поступило
12 V 1974

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

- ¹ K. Aki, J. Geophys. Res., v. 74, № 2, 615 (1969). ² K. Aki, *ibid.*, v. 72, № 4, 1217 (1967). ³ К. К. Запольский, ДАН, т. 210, № 6, 1338 (1973). ⁴ А. А. Харкевич, Избр. тр., т. 2. Линейные и нелинейные системы, М., 1973. ⁵ Методы детального изучения сейсмичности, Ю. В. Ризниченко (ред.), М., 1960. ⁶ В. И. Халтурин, Н. Б. Урусова. Тр. Инст. физики Земли АН СССР, № 25 (192), 101 (1962). ⁷ Исследование механизма землетрясений, В. И. Кейлис-Борок (ред.), М., 1957. ⁸ J. N. Brune, J. Geophys. Res., v. 75, № 26, 4997 (1970). ⁹ E. A. Bisztricsany, Geophys. Kozlemen., v. 7, № 2, 69 (1958). ¹⁰ А. С. Маламуд, Сб.: Динамика Земной коры, М., 1965, стр. 51