

ИНЖЕНЕРНАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ

Н. К. Карапетян

Методика определения энергии землетрясений с учетом частотного спектра сейсмических колебаний

(Представлено академиком АН Армянской ССР А. Г. Назаровым 22/1 1963)

Определение общей энергии землетрясения является одной из сложнейших задач современной сейсмологии. Непосредственно определить общую энергию землетрясения невозможно, так как большая часть этой энергии идет на разрушение горных пород и на другие необратимые процессы в очаге. Наиболее достоверно можно вычислить ту незначительную часть энергии, выделившейся в очаге землетрясения, которая преобразуется в энергию упругих сейсмических волн.

Энергия землетрясения может быть определена двумя различными методами. Первый метод основан на вычислении работы, затраченной на преодоление сил сцепления горных пород, то есть на определении энергии деформации земной поверхности при землетрясении. Этот метод является весьма приближенным и при применении требует детального обследования эпицентральной области, а также не может быть использован при слабых землетрясениях.

Второй метод основан на определении энергии сейсмических волн.

Энергия упругих сейсмических волн впервые была определена Б. Б. Голицыным по предложенной им формуле при изучении последствий Памирского землетрясения 18 февраля 1911 г. ⁽¹⁾.

В дальнейшем метод Б. Б. Голицына был развит, а предложенная им формула уточнена путем введения поправок, учитывающих пространственную неравномерность излучения энергии сейсмических волн ⁽²⁾; потенциальную энергию волны, примерно равную ее кинетической энергии ⁽²⁾; криволинейность сейсмического луча, поскольку распространение сейсмических волн не является прямолинейным ⁽³⁾; выделение из суммарной амплитуды падающей и отраженной волн, одновременно записываемых сейсмографом падающей волны, ибо сейсмическая энергия обуславливается только падающей волной ⁽³⁾ и др.

После учета всех поправок энергия излученных из очага объемных волн может быть вычислена по известной формуле ^(4,5)

$$E = 2\pi R^2 \rho c \frac{\sin \Delta \sin e_0}{f(e, \alpha) \cos e} \frac{de}{d\Delta} e^{k\Delta} \int_0^{\tau} v' dt, \quad (1)$$

где R — радиус Земли; ρ — плотность пород в месте расположения сейсмической станции; c — скорость распространения волны; e — угол выхода из очага; e_0 — угол выхода на поверхность Земли; Δ — эпицентральное расстояние; k — показатель затухания; $f(e, \alpha)$ — функция, учитывающая неравномерность излучения энергии, которая зависит от механизма очага; τ — продолжительность землетрясения и v — мгновенная колебательная скорость частиц почвы в падающей сейсмической волне.

Значение интеграла в формуле (1) пропорционально плотности энергии, то есть потоку энергии за все время колебаний, отнесенному к единице поверхности волнового фронта в точке наблюдения. С целью вычисления этого интеграла обычно реальная запись колебания почвы, то есть сейсмограмма землетрясения, представляется в виде отдельных участков незатухающих синусоидальных колебаний. Интеграл весьма приближенно представляется в виде суммы

$$2\pi \sum_{i=1}^{i=n} \left(\frac{A_i}{T_i} \right)^2 t_i,$$

где A_i , T_i — средние значения амплитуды и периода участка колебаний, принимаемого за синусоиду, а t_i — продолжительность колебаний того же участка.

Безусловно, определение этих величин связано с субъективными ошибками, вносимыми интерпретатором.

На больших эпицентральных расстояниях основная часть поступающей энергии связана с поверхностными волнами, энергия которых вычисляется по следующей формуле (5):

$$E = 2\pi R \rho \sin \Delta \int_0^{\tau} v^2 H c dt \cdot e^{k\Delta}, \quad (2)$$

где c — групповая скорость распространения поверхностных волн; H — эффективная глубина проникновения поверхностных волн; остальные обозначения те же, что и в формуле (1).

В последние годы появилась возможность определения энергии сейсмических волн с помощью специальных приборов, разработанных в Московском государственном университете (6,7) и в Институте физики Земли АН СССР (8).

Предлагаемый нами прием определения энергии землетрясения основан на использовании частотного спектра сейсмических колебаний. Частотный спектр сейсмических колебаний с учетом их непероди-

ности может быть получен, если колебания почвы представить в виде интеграла Фурье (9):

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} S(\omega) e^{i\omega t} d\omega. \quad (3)$$

Поскольку в формуле (3) функция $f(t)$ описывает закон колебания грунта при прохождении сейсмических волн в течение конечного времени и главная часть комплексного спектра этой функции заключена в области частот $(0, \omega)$, то интегрирование можно выполнять в пределах от момента начала колебательного процесса до его замирания и в области частот от 0 до ω :

$$f(t) = \frac{1}{2\pi} \int_0^{\omega} S(\omega) e^{i\omega t} d\omega. \quad (4)$$

Спектральную плотность комплексной амплитуды $S(\omega)$ можно представить следующим образом:

$$S(\omega) = \frac{\Phi(\omega)}{U(\omega)} e^{i[\varphi(\omega) - \varphi_1(\omega)]}, \quad (5)$$

где $\varphi(\omega)$ — начальная фаза; $\varphi_1(\omega)$ — частотная характеристика прибора; $U(\omega)$ — увеличение прибора.

Как известно, модуль $\Phi(\omega)$ и аргумент $\varphi(\omega)$ комплексного спектра $S(\omega)$ могут быть выражены через коэффициенты Фурье:

$$\Phi(\omega) = \sqrt{A^2(\omega) + B^2(\omega)}, \quad (6)$$

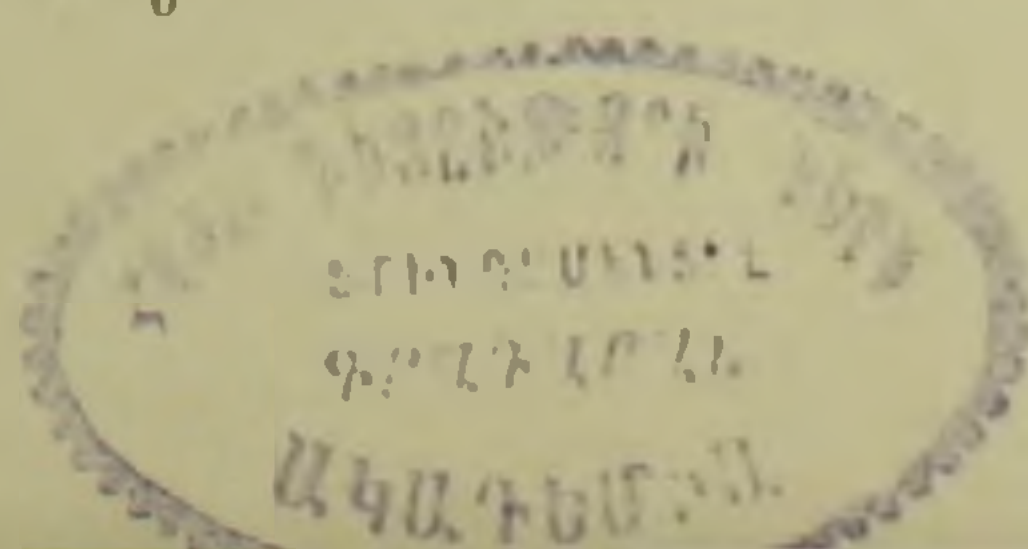
$$A(\omega) = \int_0^t f(t) \cos \omega t dt \text{ и } B(\omega) = \int_0^t f(t) \sin \omega t dt, \quad (7)$$

$$\varphi(\omega) = \arctg \frac{B(\omega)}{A(\omega)} \pm n\pi. \quad (8)$$

Определенные таким путем $\Phi(\omega)$ и $\varphi(\omega)$ представляют собой соответственно амплитудный и фазовый спектр функции $f(t)$. Табулируя значения функции $f(t)$ в зависимости от времени, с помощью электронно-счетных машин получают амплитудный и фазовый спектры.

По полученным значениям $\Phi(\omega)$ можно вычислить интеграл $\int_0^t v^2 dt$, а следовательно, и определить энергию упругих сейсмических волн, путем использования теоремы Рейли (10), согласно которой:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f^2(t) dt = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} \Phi_1^2(\omega) d\omega. \quad (9)$$



Здесь $\Phi_1(\omega)$ является модулем спектра функции $f(t)$. Следовательно, $\Phi_1^2(\omega)$ представляет спектральную плотность энергии. При определении энергии сейсмических волн функцией $f(t)$ является скорость колебания частиц почвы $f(t) = v$. Ввиду того, что колебания почвы при землетрясении происходят в течение конечного времени и частота гармоник может изменяться не бесконечно, а до определенного значения ω , бесконечные пределы интегрирования заменяются их конечными значениями

$$\int_{-\infty}^{+\infty} f^2(t) dt = \int_0^{\tau} v^2 dt.$$

Таким образом, для определения величины, пропорциональной плотности энергии (для краткости будем называть эту величину просто плотностью энергии), необходимо вычислить интеграл:

$$\frac{1}{\pi} \int_0^{\omega} \Phi_1^2(\omega) d\omega = \int_0^{\tau} v^2 dt. \quad (10)$$

При этом в формуле (10) $\Phi_1(\omega)$ является модулем спектра скорости.

Как известно, комплексный спектр производной получается из комплексного спектра функции умножением на круговую частоту ω , то есть, имея модуль спектра смещения, можно получить модуль спектра скорости путем умножения $\Phi(\omega)$ на ω . Следовательно, интеграл для определения плотности энергии J примет вид:

$$J = \frac{1}{\pi} \int_0^{\omega} \omega^2 \Phi^2(\omega) d\omega. \quad (11)$$

Величина плотности энергии определяется для отдельных составляющих колебаний аналитическим (с помощью счетных машин) или графическим путем. Суммарная плотность энергии определяется по всем составляющим в падающих волнах, с учетом влияния земной поверхности. Для определения полной энергии объемных сейсмических волн следует значение суммарной плотности энергии подставить в формулу (1).

Подсчет энергии поверхностных волн может быть произведен аналогичным образом, а именно путем определения спектра смещения $S(\omega)$ вышеизложенным способом, вычисления энергии $\mathcal{E}$, распространяющейся в слое единичной толщины ⁽⁵⁾:

$$\mathcal{E} = \rho \int_0^{\tau} c v^2 dt \quad (12)$$

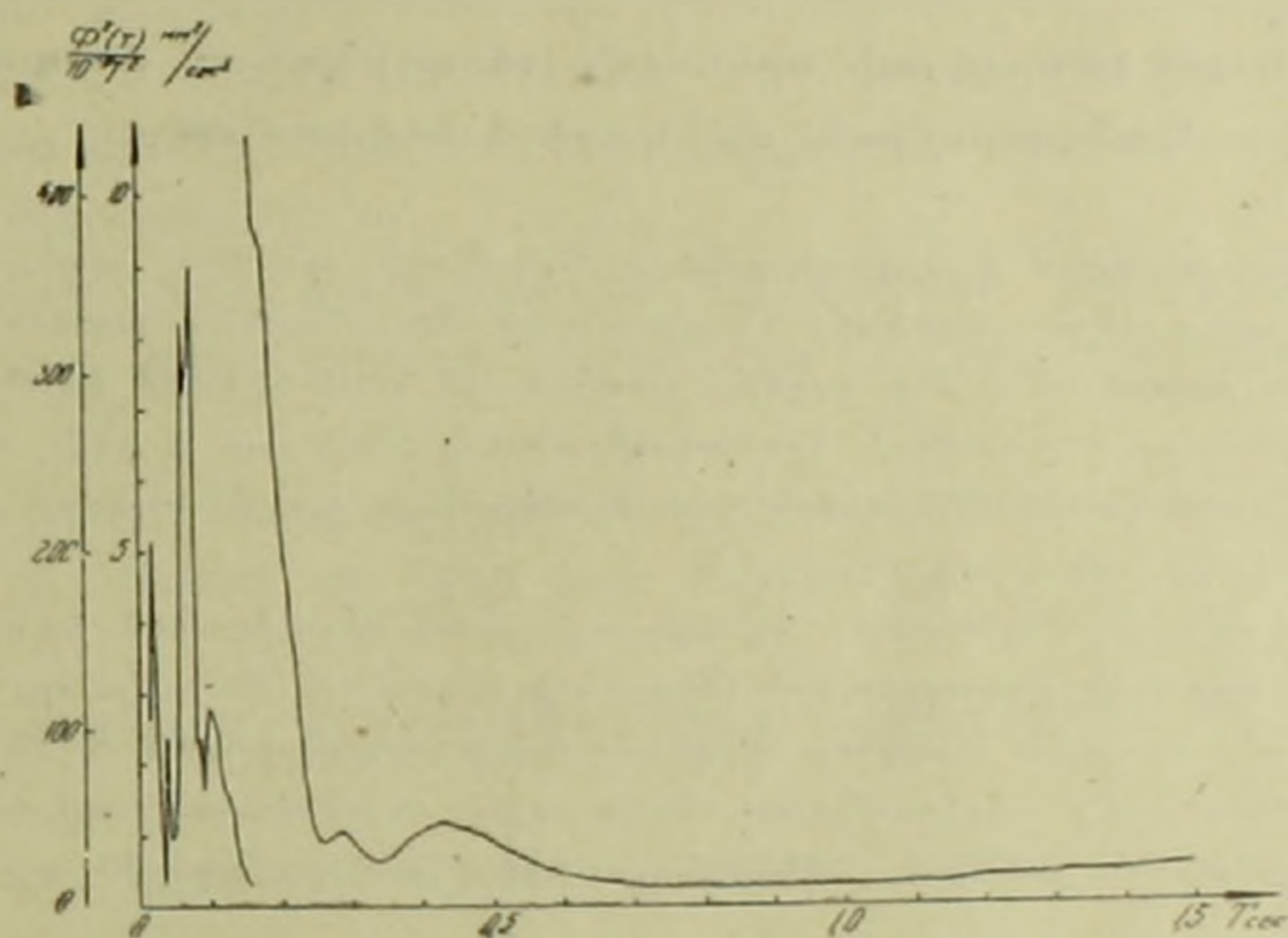
и затем нахождения общей энергии поверхностных волн по формуле (2).

При применении изложенного приема определения энергии землетрясения одновременно можно получить энергетический спектр

землетрясения, а именно кривую распределения энергии сейсмических волн по частоте.

Предлагаемый прием определения сейсмической энергии удобен тем, что используемый частотный спектр может быть с успехом применен также при решении ряда других сейсмологических задач. И наоборот, при решении ряда сейсмологических задач, без дополнительной затраты времени, можно вычислить и энергию землетрясения.

В качестве примера приводим определение плотности сейсмической энергии волн в случае слабого взрыва. Взрыв при количестве заряда взрывчатого вещества в 400 г был произведен на участке, сложенном из базальтов. Запись колебания почвы при этом производилась электродинамическими сейсмографами ВЭИК, расположенными в шахте-колодце на глубине 2,6 м, а именно на слое неветрившегося базальта. Эпицентральное расстояние от очага взрыва до колодца, где была расположена сейсмонизмерительная аппаратура, равно



Фиг. 1

72 м. Поглощение волн средой при таком малом эпицентральном расстоянии может быть не учтено. Азимут очага взрыва по отношению к станции составляет 122° Ю—В.

Анализирована запись смещения почвы, произведенная при этом взрыве горизонтальным сейсмографом З—В.

Амплитудный спектр смещения $\Phi(\omega)$ определен с учетом увеличения и частотной характеристики прибора. При определении спектра, учитывая малое эпицентральное расстояние и сравнительную однородность среды (очаг взрыва и сейсмограф расположены в базальте), разделение волн не было произведено, и вся запись анализировалась в целом.

По имеющимся значениям $\Phi(\omega)$ вычислен и построен энергетический спектр для составляющей З—В, который приведен на фиг. 1. При этом масштаб кривой по оси ординат неодинаков для всей кривой. Для периодов до $T=0,16$ сек. принят масштаб, указанный на

фиг. 1 на шкале слева, и для периодов $T > 0,16$ сек. — масштаб, указанный на шкале справа.

Плотность энергии (вернее величина, пропорциональная плотности энергии) была вычислена графически. Она численно равна площади, заключенной между кривой энергетического спектра, осью абсцисс и ординатами, соответствующими $T = 0,005$ сек. и $T = 1,5$ сек. Определенная таким путем величина, пропорциональная плотности энергии, получилась равной $4,15 \cdot 10^{-7}$ см²/сек.

Институт геофизики и инженерной сейсмологии
Академии наук Армянской ССР

Ն. Կ. ԿԱՐՍՄԵՏՅԱՆ

Երկրաշարժների էներգիայի որոշումը սեյսմիկական տատանումների հաճախության սպեկտրի հաշվառմամբ

Հոդվածում առաջարկվում է երկրաշարժների էներգիայի որոշման եղանակ սեյսմիկական տատանումների հաճախության սպեկտրի հաշվառմամբ: Սեյսմիկական տատանումների հաճախության սպեկտրը ստացվում է մեր կողմից առաջներում առաջարկված եղանակով ⁽⁹⁾: Ըստ ամպլիտուդների սպեկտրալ խտության նշանակությունների հաշվվում է ⁽¹⁰⁾ ինտեգրալը, որի մեծությունը համեմատական է էներգիայի խտությանը: Ըստ որում այստեղ օգտագործվում է Քելլիի բևեռներ ⁽¹⁰⁾:

Անալիտիկ (հաշվային մեթոդների օգնությամբ) կամ գրաֆիկական եղանակով որոշվում է տատանումների առանձին բաղադրիչների էներգիայի խտության մեծությունը: Էներգիայի դրամարային խտությունը որոշվում է բնկնող ալիքների բոլոր բաղադրիչների համար, հաշվի առնելով երկրային մակերևույթի աղղեցությունը: Մավալային սեյսմիկական ալիքների լրիվ էներգիան որոշելու համար անհրաժեշտ է էներգիայի խտության դրամարային արժեքը տեղադրել ⁽¹⁾ բանաձևում:

Երկրաշարժի էներգիայի որոշման եկտրադրած եղանակի օգտագործման դեպքում միաժամանակ կարելի է ստանալ երկրաշարժի էներգետիկ սպեկտրը, այսինքն՝ սեյսմիկական ալիքների էներգիայի բաշխման կորը ըստ հաճախականության:

Հոդվածում բերված է թույլ պայթեցման դեպքում սեյսմիկական ալիքների էներգիայի խտության որոշման մի օրինակ: Կառուցված է էներգետիկական սպեկտրը և ըստ նրա գրաֆիկորեն որոշված է ալիքների էներգիայի խտությանը համապատասխանող մեծությունը:

ЛИТЕРАТУРА — ԳՐԱԿԱՆՈՒԹՅՈՒՆ

- ¹ Б. Б. Голицын, О землетрясении 18 февраля 1911 г., Избранные труды, 1960, т. II. ² H. Jeffreys, The Pamir Earthquake of 1911 February 18, in Relation to the Depths of Earthquake Foci, Mon. Not. Roy. Astron. Soc. Geophys. Suppl., 1, 1925. ³ С. И. Косенко, К вопросу о вычислении энергии землетрясений, Труды Геофизического института АН СССР, М., 1953, № 21 (148). ⁴ Е. Ф. Саваренский, Н. В. Кочдорская, В. Л. Белотелов, Известия АН СССР, серия геофизическая, 1960, № 5. ⁵ В. Л. Белотелов, Е. Ф. Саваренский, В. Д. Феофилакто, Известия АН СССР, серия геофизическая, 1960, № 11. ⁶ В. Л. Белотелов, Н. В. Вешняков, И. И. Жилев, Известия АН СССР, серия геофизическая, 1959, № 4. ⁷ В. Д. Феофилакто, Известия АН СССР, серия геофизическая, 1961, № 3. ⁸ А. В. Рыков, Известия АН СССР, серия геофизическая, 1959, № 1. ⁹ Н. К. Карапетян, ДАН Армянской ССР, т. XXXIV, № 2 (1962). ¹⁰ А. А. Харкевич, Спектры и анализ, М., 1957.