

К. К. ЗАПОЛЬСКИЙ

**ЧАСТОТНО-ВРЕМЕННЫЕ ПОЛЯ И ДИНАМИЧЕСКИЕ
ХАРАКТЕРИСТИКИ ОЧАГОВЫХ ФУНКЦИЙ СИЛЬНЫХ
ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ**

(Представлено академиком М. А. Садовским 21 IX 1972)

Очаг сильного землетрясения рассматривается как протяженный разрыв сплошности среды, линейные размеры которого измеряются десятками и даже сотнями километров. Разрыв или система разрывов при таких землетрясениях развиваются со скоростью, соизмеримой со скоростями распространения объемных сейсмических волн. Очаговый процесс при этом продолжается многие секунды, и в течение этого времени разрыв является генератором исходного сейсмического возмущения, которое излучается источником в виде прямых продольных и поперечных волн. Таким образом, прямые волны рассматриваются как функции очагового процесса, интенсивность которого в общем случае может изменяться во времени.

Описание сейсмических волн, как динамических элементов процесса землетрясения дано в форме трехмерной зависимости вида:

$$A = A(T, t), \quad (1)$$

где A — интенсивность, T — период, t — время.

Функция (1) представляет собой частотно-временное поле интенсивности колебаний в очаговой волне и отображает изменяющийся во времени спектр волны. Такое представление имеет физический смысл только при условии, когда продолжительность волны много больше генерируемых очагом и принимаемых станциями периодов. Опыт показал, что это условие всегда выполняется, если для характеристики интенсивности в волновых группах выбрана колебательная скорость $\dot{A} = A / T = \dot{x} / (2\pi)$. Эта характеристика удобна еще тем, что в сейсмологии она является исходным параметром при энергетических и магнитудных определениях.

В работе приводятся результаты изучения динамических параметров очаговых волн методом построения частотно-временных полей интенсивности на основе записей землетрясений спектральными велосиметрами ЧИСС⁽¹⁾. Частотно-временное разложение сигнала $\dot{A}$, поступающего от сейсмоприемника — датчика скорости, проводилось способом параллельного анализа при помощи набора достаточно широкополосных спектральных каналов станции. На основании предварительного изучения формы и длительности реальных волновых всплесков были выбраны в качестве оптимальных октавные полосы спектральных каналов станции⁽²⁾. Амплитуды второго, третьего и последующих полупериодов цуга волны регистрируются при этом практически без искажений, как при установившихся колебаниях. Диапазон периодов станции ЧИСС от 0,5 до 128 сек. подразделен на 8 октавных поддиапазонов и, по условию, включает весь частотный интервал, к которому приурочена основная доля энергии исследуемых землетрясений.

Частотно-временное разложение сейсмического сигнала может также быть выполнено при помощи ЭВМ, однако на начальной стадии исследования динамики очаговых волн, когда еще не изучены критерии локализации волны во времени и по спектру, целесообразнее применять аналоговые методы, допускающие на всех стадиях анализа оперативный контроль.

При построении частотно-временных полей на плоскость $(\lg T, t)$ наносят в цифровом виде экстремальные значения A по каналам и по правилам линейной интерполяции проводят изолинии рельефа (1) в единицах m_{PV} или интенсивности A . Максимальные значения A являются основой для выделения гребней рельефа. Примеры таких полей для

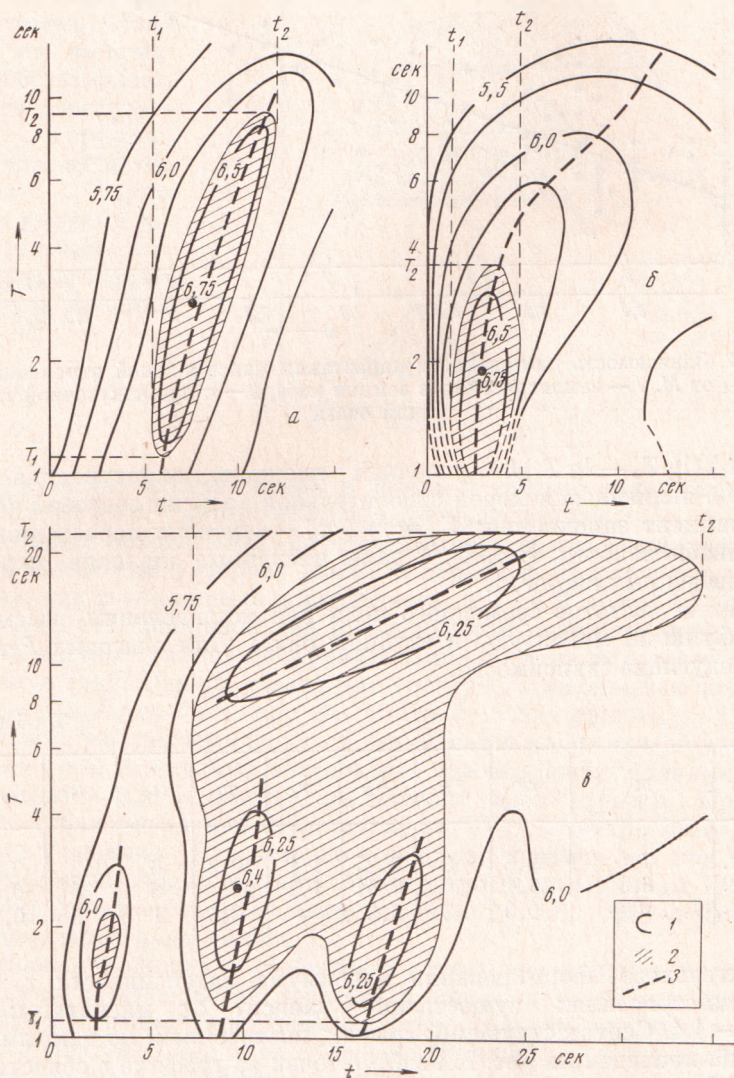


Рис. 1. Частотно-временные поля: а — алтайское землетрясение 15 V 1970 г., б — гиндукушское 5 III 1969 г. ($H = 210$ км), в — сарикамышское 6 VI 1970 г.; 1 — изомагнитуды m_{PV} , 2 — условная площадь s , 3 — гребни рельефа

P -волн приведены на рис. 1. Для количественного описания частотно-временных полей введены следующие параметры: A_m — максимальное значение колебательной скорости в волне, в $\mu/\text{сек.}$ или в единицах магнитуды; τ_m — длительность нарастания максимальной интенсивности A_m , в сек.; T_m — период, к которому приурочена максимальная интенсивность в волне (максимум спектра скорости); $A(T)$ — ЧИСС-спектр, представляет собой сечение поля по гребню и описывает частотное распределение максимумов интенсивности в волне; T_1, T_2 — граничные периоды активной полосы спектра на уровне $0,5 A_m$; t_1, t_2 — границы интервала времени на том же уровне; $t_0 = t_2 - t_1$ — продолжительность колебаний максимальной интенсивности;

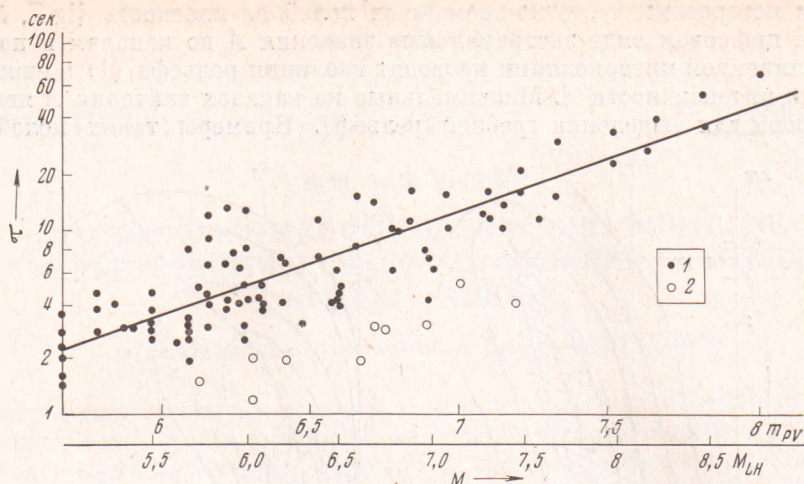


Рис. 2. Зависимость длительности нарастания максимальной интенсивности τ_m от M . 1 — землетрясения в земной коре, 2 — с промежуточной глубиной очага

$s = (t_2 - t_1)(\lg T_2 - \lg T_1)k$ — условная площадь, околнуренная изолинией $0,5 A_m$, являющаяся мерой относительной энергии очаговой функции, k — коэффициент заполнения; $K_m = m_{PV}/\tau_m$ — крутизна нарастания максимальной интенсивности. В табл. 1 даны численные значения параметров полей, приведенных на рис. 1.

Параметры частотно-временного поля при исследовании рассматривались как функции магнитуды и глубины очага. Для очаговых P -волн получены следующие зависимости.

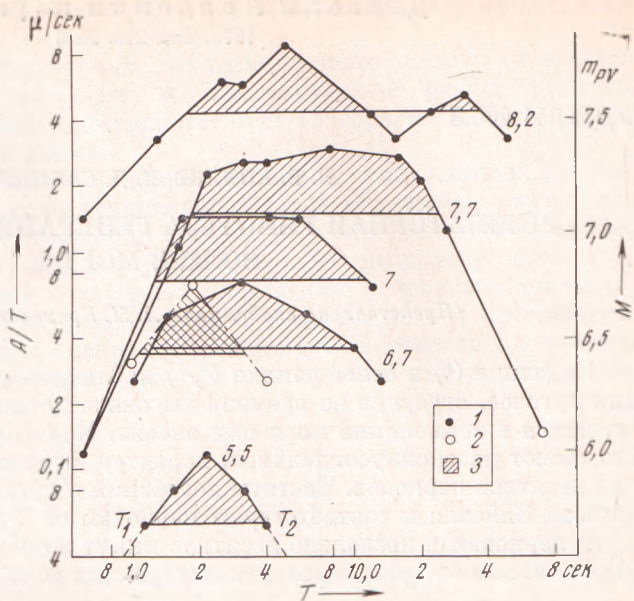
Таблица 1

Дата земл.	M	Δ°	τ_m	K_m	T_1	T_2	t_1	t_2	k	s
15 V 1970 г.	7	32,8	8	0,85	1,1	8,8	6	12	0,4	2
6 VI 1970 г.	6,8	30,1	10	0,64	1,2	23	8	35	0,5	17
5 III 1969 г.	(6,7) m_{PV}	30,0	3	2,3	—	3,5	1	5	0,7	1

1. Длительность формирования максимума интенсивности τ_m при коровых землетрясениях существенно зависит от магнитуды: $\lg \tau_m = 0,35 M - 1,4$. Соответствующий график, построенный по данным 86 землетрясений, приведен на рис. 2. Разброс точек на графике в области магнитуд $M < 7,5$ связан, по-видимому, с вариациями очага по глубине в пределах земной коры. τ_m заведомо подкоровых землетрясений приурочены к нижней части области рассеяния. Соответственно крутизна K_m для глубоких землетрясений имеет большее значение, чем при коровых землетрясениях той же магнитуды. Для землетрясений в земной коре K_m закономерно убывает с увеличением магнитуды от 2—3 единиц при $M = 5$ до 0,5 при $M = 8,5$. Параметры τ_m и t_0 являются опорными при локализации волн во времени, без чего невозможен обоснованный выбор участка записи для последующего анализа волн на ЭВМ.

2. По продолжительности максимальных колебаний t_0 выделяются три типа очаговых процессов: а) нормальные, со значениями t_0 близкими к измеренным Гитенбергом в эпицентре, $\lg t_0 = 0,4 m - 1,9$ (³); б) с аномально большими t_0 , характерными, главным образом, для сильных землетрясений с $M > 7,5$, но встречающиеся и при землетрясениях средней силы; в) с малыми значениями t_0 , типичные в основном для подкоровых землетрясений.

Рис 3. ЧИСС-спектры дальневосточных землетрясений на частотно-магнитудной плоскости: 1 — землетрясения в земной коре, 2 — с промежуточной глубиной очага, 3 — активная полоса спектра на уровне $0,5 A_m$. T_1 , T_2 — граничные периоды; цифрами показаны магнитуды землетрясений M_{LH}



Форма огибающих записей волны в первом и третьем типах близка к треугольной, во втором — многогорбая или трапециевидная.

3. Активная полоса ЧИСС-спектра очаговой волны расширяется с увеличением магнитуды в сторону длинных периодов, практически, по такому же закону, как и нарастание длительности, $\lg T_2 = 0,35 M - 1,2$. Это позволяет считать, что временной ход интенсивности очагового процесса определяющим образом влияет на формирование спектра исходного сейсмического возмущения. Период максимума спектра T_m изменяется значительно медленнее, чем T_2 : от 2 сек. при $m_{PV} = 6$ до 5–6 сек. при $m_{PV} = 7,8$. Короткопериодный край полосы спектра T_1 изменяется с магнитудой в еще меньшей степени, что может быть обусловлено преобладающим влиянием на короткопериодный склон эффекта поглощения вдоль трассы. При землетрясениях с промежуточной глубиной очага ЧИСС-спектры более короткопериодные и величина T_2 примерно в три раза меньше, чем при землетрясениях с поверхностными очагами той же магнитуды. Примеры ЧИСС-спектров P -волн дальневосточных землетрясений ($\Delta = 60-66^\circ$) с различными магнитудами приведены на рис. 3.

4. Условная площадь s отображает суммарное влияние временных и спектральных характеристик процесса и при равноудаленных землетрясениях непосредственно характеризует относительную энергию волны. По признаку s выявлено три типа очаговых функций: а) с нормальными s и энергиями, удовлетворяющими уравнению Гутенберга, $\lg E = 5,8 + 2,4 m$ (³); б) с аномально большими s , особенно типичными для сильных землетрясений; в) с аномально малыми значениями s , характерными для нижнекоревых очагов и толчков с промежуточными глубинами. На рис. 1 приведены примеры трех типов полей, где для равноудаленных землетрясений примерно одинаковой магнитуды величины площади s существенно различаются, а поэтому энергии этих землетрясений, вычисленные по сейсмограммам, будут различны. Следовательно, магнитуды землетрясений неоднозначно характеризуют его энергию.

Институт физики Земли им. О. Ю. Шмидта
Академии наук СССР
Москва

Поступило
19 IX 1972

ЦИТИРОВАННАЯ ЛИТЕРАТУРА

¹ К. К. Запольский, В сборн. Экспериментальная сейсмология, «Наука», 1971. ² М. А. Гостев, В сборн. Комплексные геофизические наблюдения в Обнинске, Обнинск, 1970. ³ В. Gutenberg, F. Richter, Ann. Geofis., 9, № 1 (1956).