

Cálculo de las magnitudes máxima y mínima de los sismos

Lorenzo Cassertano
Profesor en la Escuela Ciencias
Geográficas
Universidad Nacional

Resumen

Se analizan las relaciones frecuencia-magnitud de los sismos, enfatizando que las de Ishimoto-Lida y Gutenberg-Richter representan aproximaciones válidas solamente entre estrechos intervalos. Los datos experimentales, relativos a intervalos amplios, dan curvas acumulativas frecuencia-magnitud con dos asintotas, una horizontal y otra vertical, cuando se consideran los números de sismos con magnitud, separadamente, superior o inferior de un determinado valor. De esto se conclu-

yó que cada zona sísmica está caracterizada por una magnitud máxima y una mínima.

El cálculo de éstas se hizo deduciendo, por medio de computadora, los parámetros de las hipérbolas que pueden expresar las relaciones (como se ha indicado en el texto) entre el número ΣN de sismos con magnitud superior (o inferior) de $\log E$:

$$\log \Sigma N = \log N_1 - \frac{k_1}{\log E_M - \log E}$$

$$\log \Sigma N = \log N_t + \frac{k_2}{\log E_m - \log E}$$

Normalizando los valores experimentales se dedujo:

- 1) como promedio: $(M_m - M) = 2.65 (M - M_m)$ siendo M la magnitud que caracteriza el número máximo de sismos, M_M y M_m los límites, respectivamente máximo y mínimo de la magnitud por la zona;
- 2) la distribución empírica del número de sismos en función de la energía (expresada por la magnitud, la amplitud máxima de registro, o cualquier otro parámetro).

Summary

An analysis is made of the frequency-magnitude relationships of earthquakes, emphasizing those of Ishimoto-Iida y Gutenberg-Richter that represent valid approximations only between close intervals. The experimental data, relative to wide intervals, shows frequency-magnitude accumulative curves consisting of two asymptotes, one horizontal and the other vertical, when the number of earthquake magnitudes are considered, separately, superior or inferior to a determined value.

This calculation is made by deducting, by means of a computer, the parameters of the hyperbolas that express the relationships (that are indicated in the text) between the number of earthquakes with magnitudes superior (or inferior) to $\log E$:

$$\log \Sigma N = \log N_t - \frac{k_1}{\log E_M - \log E}$$

$$\log \Sigma N = \log N_t - \frac{k_2}{\log E_m - \log E}$$

Normalizing the experimental values it is deducted that:

- 1) As an average: $(M_m - M) = 2.65 (M - M_m)$ being M the magnitude that characterizes the maximum number of seismic activities, M_m the respective limits, maximum and minimum of the magnitudes of the zone;
- 2) the empirical distribution of the number of seismic activities in function to the energy (expressed by the magnitude, the maximum amplitude registered, or whatever other parameter).

Resumé

L'étude des relations fréquence-magnitude montre que celles établies par Ishimoto-Iida et Gutemberg-Richter peuvent donner des approximations valables seulement que dans de petits intervalles.

Les statistiques concernant des intervalles plus amples, se traduisent par des courbes accumulatives fréquence-magnitude, présentant deux asymptotes, une horizontale et l'autre verticale, quand on considère le nombre de séismes regroupés, selon qu'ils sont soit supérieurs, soit inférieurs à une valeur donnée.

Le calcul de chaque zone sismique se caractérise pour à la fois une

magnitude maxima et une magnitude minima. On peut les calculer et déduire, à l'aide d'un ordinateur, les valeurs des paramètres des hyperboles représentatives de ces relations entre le nombre N des séismes de magnitudes supérieure (ou inférieure) à $\log E$.

En normalisant les valeurs expérimentales on peut déduire:

- a) la moyenne: $(M_m - M) = 2.65 (M - M_m)$. Metant la magnitude caractéristique du nombre maximum de séismes, M_m et M les limites, respectivement inférieur et supérieure, de la magnitude, pour une zone donnée.
- b) la distribution empirique du nombre de séismes en fonction de l'énergie dissipée (elle s'exprime par la magnitude, la amplitude maxima du registre ou un autre paramètre).

Riassunto.

Si analizzano le relazioni frequenza-magnitudo dei sismi riconoscendo che quelle di Ishimoto-Lida e Gutenberg-Richter rappresentano delle approssimazioni, valide in intervalli limitati.

I dati sperimentali, relativi ad intervalli estesi, danno curve cumulative frequenza-magnitudo che presentano due asintoti, uno orizzontale e l'altro verticale, quando si considerano i numeri dei sismi con magnitudo rispettivamente maggiore e minore di un determinato valore. Da ciò si è concluso che ogni zona sismica è caratterizzata da una magnitudo massima e da una minima.

Il calcolo di questi valori si è ottenuto ricavando i parametri delle iperboli equilateri che possono esprimere le relazioni fra il numero cumulativo ΣN dei sismi con magnitudo maggiore o minore di $\log E$:

$$\log \Sigma N = \log N_t - \frac{k_1}{\log E_M - \log E}$$

$$\log \Sigma' N = \log N_t + \frac{k_2}{\log E_m - \log E}$$

Normalizzando i valori sperimentali è stato possibile ricavare:

- 1) il valore medio del rapporto $(M_M - M)/(M - M_m)$ essendo M la magnitudo che caratterizza il numero massimo di sismi, M_M e M_m i limiti rispettivamente massimo e minimo della zona;
- 2) la distribuzione empirica del numero dei sismi in funzione della energia, espressa dalla magnitudo, dall'ampiezza massima di registrazione, o da qualsiasi altro parametro.

1) La distribución de las frecuencias de los sismos en relación con los parámetros ligados a las energías fue expresada empíricamente por Ishimoto y Lida (1939) y Gutenberg y Richter (1944) con las respectivas relaciones:

$$n(a) = ka^{-m} \quad (1)$$

$$\log n(M) = A - bM \quad (2)$$

siendo $n(a)$ y $n(M)$ los números de sismos con la amplitud máxima (a) del

registro o la magnitud (M) comprendidos en los relativos intervalos a $\pm 1/2 \Delta a$, y $M \pm 1/2 \Delta M$; k, m, A y b constantes.

Tomando en consideración la definición de magnitud las dos relaciones resultan análogas, deduciendo que el exponente m de la (1) está ligado al coeficiente b de la (2) por medio de la expresión:

$$m = b + 1$$

Considerando los números de los sismos con amplitud máxima o con magnitud superiores respectivamente a a y M, se dedujeron relaciones cumulativas que, en coordenadas logarítmicas, resultan todavía con características rectilíneas.

Varios tipos de relaciones resultan aplicables igualmente sea a los temblores que acompañan, como premonitorios o como réplicas, a los grandes terremotos, sea al conjunto de los sismos que afectan particulares regiones.

Los valores de los parámetros que aparecen en estas relaciones se consideran como índices de las características sísmicas de las zonas, en el intervalo de tiempo δ se refieren las observaciones. Discusiones detenidas ya se hicieron y se mencionan, entre otras, las de Utsu (1969). Aquí se enfatiza que Mogi (1962) con experimentos de laboratorio, dedujo que b aumenta con el grado de heterogeneidad de la muestra, concluyendo que: en lo que se refiere a los terremotos, b mide la magnitud de las fallas involucradas. Scholz (1968), en cambio, con experimentos análogos concluyó que el valor de b

depende esencialmente de los esfuerzos aplicados: elevados valores de estos producen pequeños valores de b.

Para los terremotos esta conclusión fue confirmada por Wyss (1973) que substituyó a la relación cumulativa frecuencia-magnitud la correspondiente frecuencia-momento sísmico.

Según Hussein, et. al. (1975) de esta manera se explican las observaciones empíricas sobre la disminución de b con el aumento de la profundidad hipocentral, ya que la disminución de los esfuerzos parece aumentar con la profundidad.

Ya que se observó también que, en las réplicas, b disminuye con el aumento del área afectada, los autores mencionados (Hussein, et al., 1975) pusieron en relación b con la energía específica (γ_0) de fracturación llegando a la relación empírica.

$$b = 0.06 \log \gamma_0 + 0.48$$

La energía necesaria para crear en la roca un área unitaria de ruptura, γ_0 (en erg. cm⁻²) resulta la siguiente:

$$\gamma_0 = \frac{R (\Delta \varphi)^2}{2 \pi \mu}$$

siendo R radio de la falla (en cm), $\Delta \varphi$ la disminución promedio de los esfuerzos (en dinas. cm⁻²), μ módulo de rigidez del material (en dinas. cm⁻²).

En vez de discutir las demás modalidades para deducir ulteriores índices de la sismicidad de los parámetros de las (1) y (2), entre las cuales las de Chouhan (1970) y Kaila y Narain

(1971), se prefiere discutir la validez de las mismas relaciones.

2) La validez de las (1) y (2) y de las relativas relaciones cumulativas, hace tiempo, se puso en discusión con base en los datos experimentales.

Purcaru (1975) discutió ampliamente las desviaciones de la recta de la (2). El consideró la posibilidad de, por lo menos, nueve diferentes tipos de relación.

En lo que se refiere a las desviaciones experimentales observadas con respecto de las (1) y (2) y de las cumulativas se concuerda con Vere-Jones (1975). El nota que la curva que tendría que representar la relación de Gutenberg y Richter presenta, casi siempre, un aumento de la pendiente hacia las altas magnitudes y un aplastamiento hacia las más pequeñas, excluyendo que este último efecto se debe sólo a las características instrumentales.

Ya Neunhofer (1969) había excluido que el mismo efecto debía atribuirse solamente a las dificultades, sin embargo reales, de interpretar los sismos más pequeños. El considera el estudio del número de los sismos en relación con las energías de cada uno, concluyendo que la relación log-normal corresponde mejor a los datos experimentales. Pero, también ésta, como las (1) y (2) presenta

$$\begin{aligned} N &\rightarrow \infty \text{ por } E \rightarrow 0 \quad (M \rightarrow -\infty) \\ N &\rightarrow 0 \text{ por } E \rightarrow \infty \quad (M \rightarrow \infty) \end{aligned}$$

aunque presenta un máximo relativo del número de los sismos por un valor finito (E_0) de la energía.

Los datos experimentales, en cambio, permiten deducir que, junto a un valor máximo finito de la magnitud, existe también uno mínimo, ambos variables de zona a zona, en relación con las características estructurales.

La existencia de una magnitud máxima en cada región sísmica está confirmada por varios autores y muchos intentaron e intentan, según afirman Borissoff, et. al. (1976), alcanzar un criterio "universal" para calcular este valor. Pero la gran variabilidad de los factores que determinan la energía máxima desarrollable por el sismo en una determinada zona hace difícil, tal vez imposible, alcanzar el resultado propuesto.

Con respecto del Cáucaso, Borissoff, et. al. (1976) enumeraron diez parámetros que, cuantificando las condiciones y los procesos geológicos, permitieron deducir el valor máximo de la magnitud.

No es cosa fácil aplicar soluciones análogas para todas las zonas sísmicas.

Se ha intentado deducir este valor por medio de la curva experimental frecuencia-magnitud con la admisión de que ésta resulta truncada en correspondencia del valor máximo de la magnitud (Riznichenko, 1962; Cosentino, et. al. 1977).

En relación con un límite inferior de la energía desarrollable como "sismo" no hay particulares observaciones, por cuanto esta probabilidad parece bastante lógica.

Con la disminución de la energía ligada a un sismo, el fenómeno se pone siempre menos complejo, disminuyendo, a la vez, los parámetros que determinan o condicionan el sismo.

Como límite, el único elemento que parece involucrado es el volumen de la roca en el cual se acumulan las tensiones que, al desprenderse repentinamente, producen el sismo.

Probablemente existe un volumen mínimo —dependiente de las características del material— debajo del cual las energías no alcanzan a acumularse. De tal manera, no hay producción de eventos discontinuos, sino más bien una liberación continua de energía, tal vez, bajo forma de tremor que se registra como “ruido sísmico”.

3) De lo dicho en el párrafo anterior se deduce que la función

$$N(E) = f(E) \quad (3)$$

que expresa la variación del número $N(E)dE$ de los sismos con energía (E) comprendida en el intervalo $E \pm 1/2 \Delta E$, presenta un límite inferior (E_m) y uno superior (E_M). La función resulta definida en el intervalo $E_m \leq E \leq E_M$ mientras fuera del intervalo resulta nula.

Con las normales distribuciones se llega, generalmente, a

$$y = 0 \text{ solamente por } x \rightarrow \pm \infty$$

Sería posible deducir dos valores finitos de x por los cuales $y = 0$. Pero se trataría de fijar un valor límite de la probabilidad por la cual el sismo resul-

ta prácticamente improbable; esto es truncar la curva con criterios no siempre objetivos.

Parece más fácil y más objetivo, considerando el fenómeno físicamente continuo, esto es sin truncamiento alguno, deducir, experimentalmente y caso por caso, los límites inferior y superior hacia los cuales andan las energías, y fuera de los cuales no hay producción de sismos.

De la (3) se deduce que el número de los sismos (ΣN) con energía mayor de E resulta:

$$\Sigma N = \int_E^{E_M} f(E)dE \quad (4)$$

con $\Sigma N \rightarrow 0$ por $E \rightarrow E_M$

con $\Sigma N \rightarrow N_t$ por $E \rightarrow E_m$

siendo N_t el número total de sismos.

Análogamente el número de sismos ($\Sigma'N$) con energía menor de E resulta:

$$\Sigma'N = \int_{E_m}^E f(E)dE \quad (5)$$

con $\Sigma'N \rightarrow 0$ por $E \rightarrow E_m$

con $\Sigma'N \rightarrow N_t$ por $E \rightarrow E_M$

De los datos relativos a los más amplios intervalos de energía (mejor de magnitud o logaritmo de la amplitud, ya que son éstos los parámetros que se toman en cuenta) las (4) y (5) expresadas por medio de los logaritmos manifiestan dos asintotas: una

horizontal y otra vertical. La primera, igual por las dos representaciones, está ligada al número total (N_t) de sismos producibles en el intervalo $E_m \leq E \leq E_M$. El otro, en cambio, se refiere a los respectivos límites E_M (o M_M o $[\log(a)]_M$ por la (4), y E_m (o M_m o $[\log(a)]_m$ por la (5).

Cuanto más amplio es el intervalo energético al cual se refieren los datos experimentales, tanto más justificada resulta la observación de Vere-Jones (1975) indicada arriba. En cambio, cuanto más restringido es el intervalo tanto más válidas resultan las relaciones rectilíneas tipo Ishimoto-Lida y Gutenberg-Richter, especialmente cuando el intervalo se refiere a muy grandes o muy pequeñas cantidades de energía.

La validez de un análisis depende de la amplitud del intervalo energético de los sismos enumerados que, a la vez, depende del intervalo temporal al cual se refieren las observaciones.

4) La ley algebraica más sencilla que se ajusta a las condiciones indicadas arriba es la hipérbola equilátera. Así se puede intentar expresar los números cumulativos de los sismos ΣN y ΣN mediante las leyes:

$$\log N = \log N_t - \frac{k_1}{\log E_M - \log E} \quad (6)$$

por $E \leq E_M$, y

$$\log N = \log N_t + \frac{k_2}{\log E - \log E} \quad (7)$$

por $E \geq E_m$; siendo k_1 , k_2 y N_t parámetros ligados a las características geo-

morfológicas de la zona, al tipo y a las causas de los sismos.

Por lo dicho anteriormente, se intentará deducir los parámetros desde los datos experimentales, sin ninguna admisión apriorística. A tal fin se buscará el "mejor ajuste" de las hipérbolas a los datos experimentales.

Sobre este intento parece útil agregar algo explicativo.

Generalmente se utiliza el "método de los mínimos cuadrados", con el cual se deducen los valores de los parámetros que rinden "mínimo" el error cuadrado (v^2) representado por:

$$v^2 = \sum_i [(\log \Sigma N)_i - f(E_i)]^2 \quad (8)$$

por la (6) y una análoga por la (7). En la (8) $\log(\Sigma N)_i$ es el valor observado y $f(E_i)$ el deducido con ley (6).

En el caso de examen abundan los intervalos de magnitud con un número muy pequeño de sismos que pueden tener una influencia anómala sobre el "mejor ajuste" de la curva a los datos. Por esto hay que evaluar los errores dando un peso proporcional a la desviación estándar presumible de cada dato.

Por lo tanto, a cambio del "método de los mínimos cuadrados" se utiliza el del "mínimo chi cuadrado", en el cual se minimiza chi cuadrado (x^2) dado por:

$$x^2 = \sum_i \frac{[(\Sigma N)_i - f(E_i)]^2}{\sigma_i^2} \quad (9)$$

TABLA
SERIE DE SISMOS UTILIZADAS Y RESULTADOS OBTENIDOS

	Lugar	Año	Número		$\log \Sigma N = a - \frac{b}{c - \log E}$			$\log \Sigma N = qt + \frac{bi}{c_i - \log E}$			Bibliografía		
			Sismos	Intervalos	a	b	c	χ^2	a _i	b _i		c _i	χ^2_i
1.	Japón	1931-1950	476	27	3.68	2.89	8.30	1.98	2.99	-0.712	4.98	2.28	TSUBOI (1952)
2.	Japón	1931-1950	155	28	3.00	2.40	8.20	1.29	2.67	-1.25	4.50	1.53	TSUBOI (1952)
3.	Japón	1931-1950	104	22	2.72	1.84	7.92	0.54	2.43	-0.910	4.80	0.37	TSUBOI (1952)
4.	Globales (superf.)	1969	3.164	26	4.83	4.24	7.30	1.26	3.70	-0.462	3.75	2.94	CHOUHAN & DAS (1971)
5.	Globales (interm.)	1969	821	24	4.00	3.15	6.92	1.17	3.11	-0.469	3.70	1.63	CHOUHAN & DAS (1971)
6.	Globales (profund.)	1969	246	22	4.46	7.84	7.89	0.74	2.58	-0.365	3.80	0.66	CHOUHAN & DAS (1971)
7.	Parkfield	1966	629	43	4.18	7.29	5.20	2.93	3.04	-0.803	-0.058	4.13	EATON et. al. (1970)
8.	Italia	1969	90	28	2.51	1.67	5.30	0.10	2.27	-0.836	1.90	0.08	GASPARINI (1974)
9.	Hekla	1970	72	16	3.40	3.87	5.60	0.38	2.10	-0.343	2.80	0.45	EINARSSON & BJORNSSON (Pre-print).
10.	Stromboli	1973	1.329	8	3.78	0.553	1.47	1.58	3.40	-0.216	0.42	4.17	DEL PEZZO et. al. (1974)
11.	Stromboli	1975	306	23	3.10	0.863	1.40	0.30	2.76	-0.331	-0.20	0.06	DEL PEZZO et. al. (1976)
12.	Yellowknife	1968	967	27	4.11	3.74	6.90	2.50	3.29	-0.697	3.15	14.12	ANGLIN (1971)
13.	Los Angeles	1971	60	6	2.13	1.38	4.00	0.12	1.93	-0.703	0.60	0.06	TENG et. al. (1973)
14.	Santa Bárbara	1968	71	8	2.46	2.30	6.10	1.46	2.33	-1.69	1.10	1.58	SYLVESTER et. al. (1970)
15.	Matsushiro	1970	191	11	4.11	10.10	6.30	0.33	2.43	-0.435	0.31	0.31	OHTAKE (1970)
16.	Matsushiro	1965-1970	353	20	4.18	5.16	6.80	1.73	2.79	-0.422	3.30	2.42	OHTAKE (1970)
17.	Mc Cormick	1969	42	16	2.55	2.00	3.70	0.28	2.02	-0.538	1.10	0.29	LONG (1970)
18.	Mid Atlantic Ridge	1964-1969	570	24	3.88	2.93	6.70	3.46	3.06	-0.503	3.65	5.84	FRANCIS et. al. (1971)
19.	Clark Hill	1975	120	7	2.64	0.829	2.20	0.73	2.45	-0.503	0.31	0.57	TALWANI (Pre-print)
20.	Flathead	1971	155	17	3.18	2.81	4.10	1.24	2.75	-1.01	-0.19	1.28	STEVENSON (1976)

χ^2 y χ^2_i son valores de "chi cuadrado reducido"

por la (6) y otra análoga por la (7). En la (9) σ_i^2 es la "variance" y δ_i la desviación estándar.

Cuando se hacen medidas repetidas de un mismo dato, δ_i^2 se deduce experimentalmente; en este caso hay que estimarla teóricamente.

Cuando se realice el análisis de una serie de datos no repetibles, pero sin correlación entre sí, la "variance" puede deducirse de la distribución de Poisson, por la cual este valor es el mismo dato, esto es

$$\sigma_i^2 = (\Sigma N)_i$$

En relación con los sismos —datos no repetibles y, además, correlacionados entre sí— el valor deducido de la distribución de Poisson puede considerarse aproximado en exceso valor real.

Esta hipótesis representa una vía mediana entre el uso del error absoluto "crudo" (mínimos cuadrados estándar) que deprime bastante los valores muy pequeños y el uso del error relativo "crudo" (mínimos cuadrados sobre el logaritmo, que deprime mucho los valores grandes).

Es necesario tener presente que, con el método indicado aquí, los errores resultan sobreestimados. El método del chi cuadrado da también una medida del "ajuste", en la medida en que la ley teórica representa la muestra de los datos.

A tal fin se debe calcular el "chi cuadrado reducido", esto es el valor del chi cuadrado mínimo dividido por el número del grado de libertad (número

de los intervalos considerados menos el número de los parámetros, 3 por cada ley). El promedio teórico de chi cuadrado reducido es 1; si resulta muy grande indica que la ley utilizada no se adapta a los datos experimentales; si resulta muy pequeño la ley se adapta y los errores resultan sobreestimados.

De la tabla donde están resumidos todos los resultados se deduce que se verifica el segundo caso, con que se puede afirmar:

- 1) los errores deducidos de la distribución de Poisson son muy grandes (justificados por el hecho de que son valores máximos);
- 2) la ley propuesta se adapta muy bien a los datos experimentales, como resulta también de los gráficos.

En la tabla están indicadas las series de sismos consideradas y los valores de los parámetros deducidos mediante calculadora.

En las figs. 1-25 se han trazado los gráficos relativos a los valores observados y deducidos. En cada figura, en las abscisas se ha indicado la magnitud (M) o el logaritmo de la amplitud [$\log(a)$]; en la ordenada se ha indicado: a la izquierda, 1) las curvas $\log \Sigma N$ y $\log \Sigma' N$, según las hipérbolas calculadas; y 2) los puntos relativos a los valores experimentales (x por $\log \Sigma N$; por $\log \Sigma' N$); y a la derecha: 1) el histograma de los terremotos según los datos experimentales.

El hecho de que la distribución general del número de sismos en fun-

ción de la energía (expresada por la magnitud o el logaritmo de la amplitud) habría que deducirla en dos tramos distintos, respectivamente, con las (4) y (6) por el tramo ascendente y con (5) y (7) por el descendente, se optó para una deducción empírica.

A tal fin se normalizaron los histogramas experimentales poniendo: a) $y = 1$ como valor de la ordenada máxima (número máximo de sismos); b) $x = 1$, la abscisa correspondiente a esta ordenada; c) $x = 0$ la abscisa del límite inferior de energía (M_m o $[\log(a)]_m$).

Con estas unidades se calcularon las coordenadas de cada punto experimental.

Como índice de simetría se calculó el cociente entre los valores normalizados de $\log E_M$ y $\log E_m$. Por todas las series resultó superior de 1, deduciéndose como promedio de las 20 series:

$$\left(\frac{\log E_M}{\log E_m} \right) p = 2.65 \pm 0.54$$

En el gráfico de la fig. 21, que resume todos los datos, se pusieron como puntos fijos los siguientes: 1) el relativo a $\log E_m$ con las coordenadas (0;0); 2) el número máximo de sismos, coordenadas (1;1); 3) el promedio de $\log E_M$, coordenadas (3.65;0).

Se calcularon las ordenadas correspondientes a las abscisas: $x_1 = 0.1$; $x_2 = 0.3$; $x_3 = 0.5$; etc. . . ; como promedios de todos y solos los valores efectivamente comprendidos (esto es sin interpolación alguna) en los respectivos intervalos: $0.0 > x_1 \geq 0.2$; $0.2 > x_2 \geq 0.4$; . . . ; $0.8 > x_5 > 1.0$; $1.0 > x_6 \geq 1.2$; etc. . .

Las desviaciones estándar de los distintos puntos, indicadas en la figura, rinden aceptable la distribución empírica de la fig. 21. La única observación se refiere a la apariencia puntiaguda de la curva. Esta apariencia se debe, tal vez, al hecho de que el punto de coordenadas (1;1) representa una discontinuidad matemática, no física, en la distribución general que, por esto, no pierde significado.

BIBLIOGRAFIA

- ANGLIN, F.M. (1971). *Detection Capabilities of the Yellowstone Seismic Array and Regional Seismicity*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 61. 993-1.008.
- BORISSOFF, B.A.; REISNER, G.I.; SHOLFO, V.N. (1976). *Tectonics and Maximum Magnitudes of Earthquakes*. Tectonophysics. Vol. 33. 167-185.
- CHOUHAN, R.K.S. (1970). *On the Frequency-Magnitude Relation $\log N = a - bM$* . PAGEOPH. Vol. 81. 119-123.
- CHOUHAN, R.K.S.; DAS, U.C. (1971). *Preliminary Report on Global Seismicity Energy Distribution of Earthquake*. PAGEOPH. Vol. 89. 98-108.
- COSENTINI, P.; FICARRA, V.; LUZIO, D. (1977). *Truncated Exponential Frequency-Magnitude Relationship in Earthquake Statistics*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 67. 1.615-1.623.
- DEL PEZZO, E.; GUERRA, I.; LO BASCIO, A.; LUONGO, G.; NAPPI, G.; SCARPA, R. (1974). *Microtremors and Volcanic Explosions at Stromboli*. Pert. 2. Bull. Volc. Vol. 38. 1.023-1.036.
- DEL PEZZO, E.; MARTINI, S.; SCARPA, R.; (1976). *Attività sismica a Stromboli*. 1975. Rapporto preliminare (inedito).
- EATON, J.P.; O' NEILL, M.E.; MURDOCK, J.N. (1970). *Aftershocks of the 1966 Parkfield-Cholame*. California, Earthquake: a Detailed Study. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 60. 1.151-1.197.
- EINARSSON, P.; BJORNSSON, S. Sin fecha). *Seismic Activity Associated with the 1970 Eruption of Volcano Hekla*. (Pre-print).
- FRANCIS, F.J.G.; PORTER, I.T. (1971). *A Statistical Study of Mid-Atlantic Ridge Earthquakes*. Geoph. Journ. R. astr. Soc. Vol. 24. 31-50.
- GASPARINI, C. (1974). *Attività sismica in Italia nel 1969*. Ann. Geof. Vol. 27. 107-150.
- GUTENBERG, B.; RICHTER, C.F. (1944). *Frequency of Earthquakes in California*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 34. 185-188.
- HUSSEINI, M.I.; JOVANOVICH, D.B.; RANDALL, M.J.; FREUND, L. B. (1975). *The Fracture Energy of Earthquakes*. Geoph. Journ. R. astr. Soc. Vol. 43. 367-385.
- ISHIMOTO, M.; IIDA, K. (1939). *Observations sur les séismes Enregistrés par le Microsismographe Construit Dernièrement (1)*. Bull. Eart. Res. Inst. Vol. 17. 443-478.
- KAILA, K.L.; NARAIN, H. (1971). *A New Approach for Preparation of Quantitative Seismicity Maps as Applied to Al-pide Belt-Sunda Arc and Adjining Areas*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 61. 1.275-1.291.
- LONG, L.T. (1974). *Earthquake Sequences and b Values in the Southeast United States*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 64. 267-273.

- MOGI, K. (1962). *Study of the Elastic Shocks Caused by Fracture of Heterogeneous Materials and its Relation to Earthquake Phenomenon*. Bull. Earth. Res. Inst. Vol. 40. 125-173.
- NEUNHOFER, H. (1969). *Non-linear Energy Frequency Curves in Statistics of Earthquakes*. PAGEOPH. Vol. 72. 76-83.
- OHTAKE, M. (1970). *Microstructure of the Seismic Sequence Related to a Moderate Earthquake*. Bull. Earth. Res. Inst. Vol. 48. 1.053-1.067.
- PURCARU, G. (1975). *A New Magnitude-Frequency Relation for Earthquakes and a Classification of Relation Types*. Geoph. Journ. R. astr. Soc. Vol. 42. 61-79.
- RIZNICHENKO, Y.V. (1962). *On the Possibilities of Calculating Maximum Earthquakes*. Akad. Nauk. S.S.S.R. Inst. Fiziki Zeuli Trudy. Vol. 25. 5-15.
- SCOLZ, C.H. (1968). *The Frequency-magnitude Relations of Micro-Fracturing in Rock and its Relation to earthquakes*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 53. 399-416.
- STEVENSON, P.R. (1976). *Microearthquakes at Flathead, Montana: A Study using automatic earthquake Processing*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 66. 61-80.
- SYLVESTER, A.G.; SMITH, S.W.; SCOLZ, C.H. (1970). *Earthquake Swarm in the Santa Barbara Channel, California*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 60. 1.047-1.060.
- TALWANI, P. (Sin fecha). *Earthquake Associated with the Clark Hill Reservoir, South Carolina. A Case of Induced Seismicity*. (Pre-print).
- TENG, T.L.; REAL, C.R.; HENYEY, T.L. (1973). *Microearthquake and water Flooding in Los Angeles*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 63. 859-875.
- TSUBOI, C. (1952). *Magnitude-Frequency Relation for Earthquakes in and near Japan*. Phys. of Earth. Vol. 1. 47-54.
- UTSU, T. (1969). *Aftershocks Statistics (I)*. Journ. Fac. Science Hohhaido Un. S. 7, 3/3. 129-195.
- VERE-JONES, D. (1975). *Stochastic Models for Earthquake Sequences*. Geoph. Journ. R. astr. Soc. Vol. 44. 811-826.
- WYSS, M. (1973). *Towards a Physical Understanding of the Earthquake Frequency Distribution*. Geoph. Journ. R. astr. Soc. Vol. 31. 341-359.
- ISHIMOTO, M.; IIDA, K. (1977). *Observations on the seismic sequences for the microseismicity of the Central American (I)*. Bull. Earth. Res. Inst. Vol. 47. 443-478.
- KAILA, K.L.; KARAIN, H. (1977). *A New Approach for Preparation of Quantitative Seismicity Maps Applied to Active Belts, Sunda Arc and Adjoining Areas*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 67. 1275-1291.
- LONG, J.T. (1974). *Earthquake sequences and a value in the southeast United States*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 64. 207-213.
- EATON, J.P.; O'NEILL, M.E.; MURDOCK, J.N. (1970). *Aftershocks of the 1966 Fairfield-Chicoama California Earthquake: a Detailed Study*. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 60. 1151-1197.
- DEL PEZZO, E.; GUERRA, I.; LO BASCIO, A.; LUONGO, G.; NAPPI, G.; SCARPA, R. (1974). *Micromotors and Volcanic Explosions at Stromboli*. Part 2. Bull. Vol. 38. 1.023-1.038.
- DEL PEZZO, E.; MARTINI, S.; SCARPA, R. (1976). *Attività sismica a Stromboli*. II. 1975. Rapporto preliminare (inedito).







































