

CONSIDERACIONES SOBRE LAS INVESTIGACIONES MACROSISMICAS

por el prof. DR. LORENZO CASERTANO

Del Observatorio Vesubiano de Nápoles. Vulcanólogo de la Universidad de Chile

RESUMEN En consideración a que en particulares circunstancias no hay posibilidades de estudiar los sismos con el método microsísmicos (o instrumental) y hay que recurrir al macrosísmico (o de observación directa), se hacen algunas consideraciones sobre éste, que pueden tener cierta importancia para los terremotos chilenos, en general, y los volcánicos, en particular.

INTRODUCCION

Un problema que se ha manifestado siempre de actualidad y de vivo interés durante todo el curso de desarrollo de la Sismología, es aquel que considera el parangón de los métodos microsísmicos (o instrumentales) con los macrosísmicos (o de observación directa) de investigaciones.

No hay lugar a duda que teóricamente habría que tener en cuenta solamente los segundos, especialmente en consideración del amplio progreso —a pesar de la todavía corta vida de esta ciencia— que han experimentado. Pero no siempre se puede contar con buenos y suficientes registros de los terremotos, motivo por el cual hay necesariamente que recurrir a los primeros.

Esta necesidad se ha puesto de manifiesto (IMBO' y CASERTANO, 1952) principalmente por los terremotos volcánicos. Recién LOMNITZ (1961), estudiando los terremotos del 4 de septiembre de 1958 confirma esta necesidad por los terremotos chilenos. Parece superfluo destacar que la investigación macrosísmica adquiere una importancia preminente en los estudios de los terremotos volcánicos chilenos, ya que en este caso valen ambas consideraciones referidas. Se puede notar que un estudio sísmico completo —basado en la pura registración— relacionado con la actividad volcánica necesitaría por cada volcán la instalación de

por lo menos tres estaciones sísmológicas permanentes. El número de volcanes activos en Chile, y su ubicación, nos convencen de la imposibilidad de un tal estudio. No quiere decir que en este mismo campo la investigación macrosísmica no presente inconvenientes o dificultades particulares; pero no resulta imposible recoger después del sismo elementos ocasionales que permitan su estudio, sin necesidad —lo que es importante— de que se haya fijado de antemano la época o el lugar de investigación.

En el presente estudio vamos a deducir un método que permite calcular —con los datos macrosísmicos —la profundidad ipocentral de un sisma y reconocer algunas características, ya sea de la propagación de las ondas sísmicas ya sea del terreno afectado por esta propagación. De este método que es una variación del sugerido por IMBO' y el autor (I. y C., 1952), ya se dio una indicación general y resumida en el estudio relativo a los terremotos del 1960 (CASERTANO, 1962). En una nota que seguirá a la presente, se dará cuenta de la aplicación del método a algunos terremotos chilenos, no volcánicos.

Antecedentes del método

En su casi totalidad los métodos que se refieren al cálculo de la profundidad ipocentral de los terremotos se basan en la fórmula de KOVESLIGETHY (1906), que en su forma más general puede escribirse:

$$G_2 - G_1 = p n \log \frac{r_1}{r_2} - p \alpha (r_2 - r_1) \cdot \log e \quad (1)$$

siendo G las intensidades en la escala MERCALLI-CANCANI (prácticamente iguales a las de la escala MERCALLI modificada, aceptada internacionalmente), r las distancias ipocen-

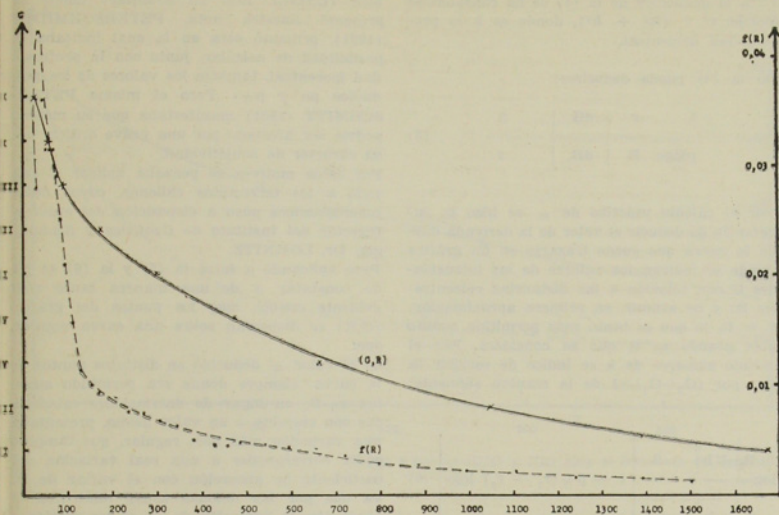


Fig. 1 Comportamiento de las curvas (G, R) y f (R) para el terremoto de Valparaíso de 1906

trazas: los índices 1 y 2 son para indicar que los parámetros se refieren, respectivamente, al punto 1 y 2 de observación. Además n es el exponente que aparece en la expresión

$$\frac{\sqrt{2}}{\sqrt{1}} = \left(\frac{r_1}{r_2}\right)^n \quad (2)$$

que da cuenta de la disminución de las aceleraciones ($\sqrt{\quad}$) con el aumento de las distancias epicentrales (r) debida a la pura propagación de las ondas sísmicas, esto es sin considerar la absorción, cuyo coeficiente —que aparece en la (1)— es α ; p es el coeficiente numérico de la relación

$$G_2 - G_1 = p \log \frac{\sqrt{2}}{\sqrt{1}} \quad (3) \quad \left| \frac{dG}{dR} \right| = p \alpha \frac{R}{r} \log e + pn \frac{R}{r^2} \log e \quad (4)$$

que liga las intensidades (G) con las aceleraciones ($\sqrt{\quad}$).

En la nota escrita en colaboración con IMBO' (I. y C., 1952) se aceptaron los valores $p = 3$ (como deducido experimentalmente por CANNANI, 1904; KOVESLIGETHY, 1906; y GUTENBERG y RICHTER, 1942) y $n = 1$ (es decir considerando la propagación de las ondas sísmicas como esférica). Además, se discutió la (1) ampliamente, también con relación a otras fórmulas. Por su aplicación a los terremotos étneos se la derivó con respecto a la distancia epicentral (R), deduciéndose, en el caso que p , α y n sean constantes

Para la deducción de la (4) se ha considerado que es $r^2 = (R^2 + h^2)$, donde es h la profundidad ipocentral.

De la (4) puede deducirse:

$$\alpha = \frac{1}{\text{plog } R} \cdot \frac{r}{R} \left| \frac{dG}{dR} \right| - \frac{n}{r} \quad (5)$$

Por el cálculo práctico de α se hizo la sugerencia de deducir el valor de la derivada desde la curva que puede trazarse en un gráfico donde se indican los valores de las intensidades G con relación a las distancias epicentrales R ; y de asumir, en primera aproximación, $r = R$, lo que es tanto más permitido cuanto más grande es R que se considera. Por el cálculo sucesivo de h se indicó de escribir la (1), por $(G_2 - G_1) = 1$ de la manera siguiente:

$$\log \frac{R_1^2 + h^2}{R_2^2 + h^2} = \frac{2}{pn} \left| 1 - p_\alpha (r_1 - r_2) \log \right| \quad (6)$$

donde a α se puede sustituir el valor calculado con la (5) y, siempre en primera aproximación, a $(r_1 - r_2)$ aquel de $(R_1 - R_2)$, a pesar que — justamente por hacer de manera que el valor de h no sea menospreciado con respecto a los valores de R_1 y R_2 — se aconseja aplicar la (6) a los más pequeños valores de R . La última sustitución está permitida por el hecho de que este primer valor de h sirve solamente para efectuar un cálculo más preciso de α , y en consecuencia de la misma h . De hecho, con la repetición de los cálculos y con la sustitución a los valores de r de valores siempre más precisos, se puede llegar a tener por α y h valores sucesivos prácticamente idénticos, que se considerarán como los exactos.

Análisis teórico de la fórmula de KOVESLIGETHY

Nada se pensaba agregar — o modificar — a este método, aun cuando en la misma Asam-

blea (U.G.G.I. 1951 en Bruselas) donde se presentó nuestra nota, PETERSCHMIDT (1951), presentó otra en la cual indicaba la posibilidad de calcular, junto con la profundidad ipocentral, también los valores de los productos pn y p_α . Pero el mismo PETERSCHMITT (1951) manifestaba que su método podría ser afectado por una grave crítica, por su carácter de subjetividad.

Por estos motivos se pensaba aplicar el método a los terremotos chilenos, cuyos datos macrosísmicos puso a disposición del autor el Director del Instituto de Geofísica y Sismología, Dr. LOMNITZ.

Pero aplicando a éstos la (5) y la (6) se pudo constatar, y de una manera tanto más evidente cuanto más los puntos del gráfico (G, R) se disponían sobre una curva regular, que:

- a) el valor α deducido en distintos puntos de la curva, siempre donde era permitido suponer $r=R$, en lugar de desviaciones estadísticas con respecto a un valor medio, presentaba una variación más bien regular, que tampoco podía corresponder a una real variación del coeficiente de absorción con el variar de R , ya que por las mismas zonas limítrofes se observaba la variación de α en un sentido o en el otro, según que el epicentro resultaba ubicado de un lado o del otro de las dos zonas; esto es según que las distancias epicentrales aumentaban o disminuían pasando de la primera zona a la segunda;
 - b) por los valores de h se deducían valores siempre más pequeños — y alguna vez de una manera notable — de los calculados por distintos observadores con datos microsísmicos. Además se había notado que:
 - c) el comportamiento de la función $f(R) = dG/dR$ en aumento al disminuir de R , en algunos casos (v.g. el terremoto de Valparaíso de 1906) parecía presentar un máximo hacia los valores pequeños de R .
- Las consideraciones a) y b) conducían a excluir una mera casualidad y admitir la posibilidad de que las fórmulas de partida no representaban en la justa manera las condiciones en las cuales se produce el fenómeno de la propagación de las ondas sísmicas. De aquí se dedujo la necesidad de un examen más profundizado de la fórmula de KOVESLIGETHY. En particular se quiso verificar el comportamiento teórico de la función $f(R) = dG/$

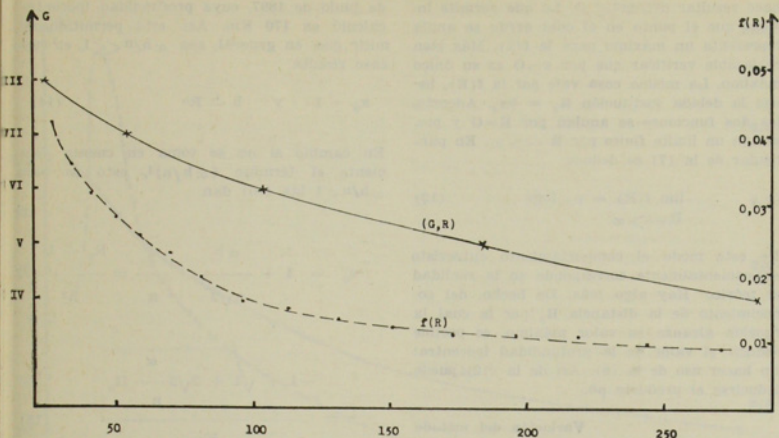


Fig 2 Curvas (G,R) y f(R) para el terremoto de Hereford

dR , o sea de la fórmula que se deduce por derivación de la de KOVESLIGETHY. Por esto la (4) se puso bajo la forma:

$$f(R) = \text{pnloge} \left[\frac{\alpha}{n} \cdot \frac{R}{\sqrt{R^2 + h^2}} + \frac{R}{R^2 + h^2} \right] \quad (7)$$

que con la sustitución $x = R/h$ es:

$$f(x) = \text{pnloge} \left[\frac{\alpha h}{n} \cdot \frac{x}{\sqrt{x^2 + 1}} + \frac{x}{x^2 + 1} \right] \quad (8)$$

la cual derivada con respecto a x da:

$$\frac{df}{dx} = \text{pnloge} \left[\frac{\alpha h}{n} \cdot \frac{1}{(x^2 + 1)^{3/2}} + \frac{1 - x^2}{(x^2 + 1)^2} \right] \quad (9)$$

La (9) da $\frac{df}{dx} = 0$ por:

$$\frac{\alpha h}{n} = \frac{x_0 - 1}{\sqrt{x^2 + 1}} \quad y$$

$$2 + \left(\frac{\alpha h^2}{n} \right) + \sqrt{\left(\frac{\alpha h^4}{n} \right) + 8 \left(\frac{\alpha h^2}{n} \right)} \quad (10)$$

El último valor sustituido en la siguiente

$$\frac{d^2f}{dx^2} = -\text{pnloge} \frac{x}{(x^2 + 1)^3}$$

$$\left[\frac{3 \alpha h}{n} \cdot \frac{1}{\sqrt{x^2 + 1} - 2x^2 + 6} \right] \quad (11)$$

hace resultar $d^2f/dx^2 < 0$. Lo que permite indicar que el punto en el cual df/dx se anula representa un máximo para la $f(x)$. Más bien es posible verificar que por $x > 0$ es su único máximo. La misma cosa vale por la $f(R)$, hecha la debida sustitución $R_\theta = hx_\theta$. Además, las dos funciones se anulan por $R=0$ y presentan un límite finito por $R \rightarrow \infty$. En particular de la (7) se deduce:

$$\lim_{R \rightarrow \infty} f(R) = p \alpha \log e \quad (12)$$

De este modo el comportamiento entrevisto experimentalmente corresponde en la realidad al teórico. Hay algo más. De hecho, del conocimiento de la distancia R_θ por la cual la función alcanza su valor máximo, es posible deducir el valor de la profundidad ipocentral sin hacer uso de la (6). Así de la (12) puede deducirse el producto pn .

Variación del método

Claro está que son las (10) las que permiten calcular h .

La ejecución directa del cálculo se presenta bastante molesta, aun cuando no es difícil. Pero puede simplificarse notablemente. Ante todo, el valor h puede encontrarse gráficamente o bien por tentativas con la primera de las (10) que puede ponerse bajo la forma:

$$\alpha = \frac{R^2 - h^2}{n h^2 \sqrt{R^2 + h^2}} \quad (13)$$

Además, hay que tener presente que, teóricamente, por n se justifican solamente los valores $n = 1$ (en el caso de la propagación esférica de las ondas sísmicas) y $n = \frac{1}{2}$ (por la propagación cilíndrica); y que —por sismos de la California— GUTENBERG y RICHTER (1942) calcularon $n = 2$. Por el producto αh , aun cuando —como ya se hizo notar (I. y C., 1952)— no se justifica, teóricamente, ningún límite superior, en la práctica no alcanza valores muy grandes. INGLADA ORS' (1921) considera que en general sea $\alpha h < 0,3$ y estima excepcionalmente elevado aquel $\alpha h = 0,663$ calculado por el terremoto de Assam del 12

de junio de 1897, cuya profundidad ipocentral calculó en 170 Km. Así, está permitido admitir que, en general, sea $\alpha h/n \ll 1$, en cuyo caso resulta

$$x_0 = 1 \quad \text{y} \quad h = R_0 \quad (14)$$

En cambio si no se toma en cuenta solamente el término $(\alpha h/n)^4$, esto es para $\alpha h/n < 1$ las (10) dan

$$x_0 = 1 + \frac{\alpha h}{n\sqrt{2}} = \frac{\alpha}{n} \frac{R_0 - h}{h^2} \sqrt{2}$$

$$-1 + \sqrt{1 + 2\sqrt{2} \frac{\alpha}{n} R_0}$$

$$h = \frac{R_0}{\alpha \sqrt{2/n}} \quad (15)$$

El valor de h que se deduce de la (14) puede considerarse suficientemente aproximado y por su cálculo no se necesita nada más que el valor R_θ . Tampoco resulta difícil el cálculo de h teóricamente exacto. Por esto se necesita el valor de la razón α/n .

Indicando con $f(R_\theta)$ el valor máximo de la $f(R)$, con la (8) y la (9) igualada a cero se deduce

$$p \alpha = \frac{(R^2 - h^2) \sqrt{R^2 + h^2}}{R^3 \log e} f(R_0) \quad (16)$$

$$pn = \frac{h^2 (R_0^2 + h^2)}{R^3 \log e} f(R_0) \quad (17)$$

la razón de las cuales da otra vez la (13). Con la admisión de $R_\theta = h$ la (17) da

$$pn = \frac{2R_0}{\log e} f(R_0) \quad (18)$$

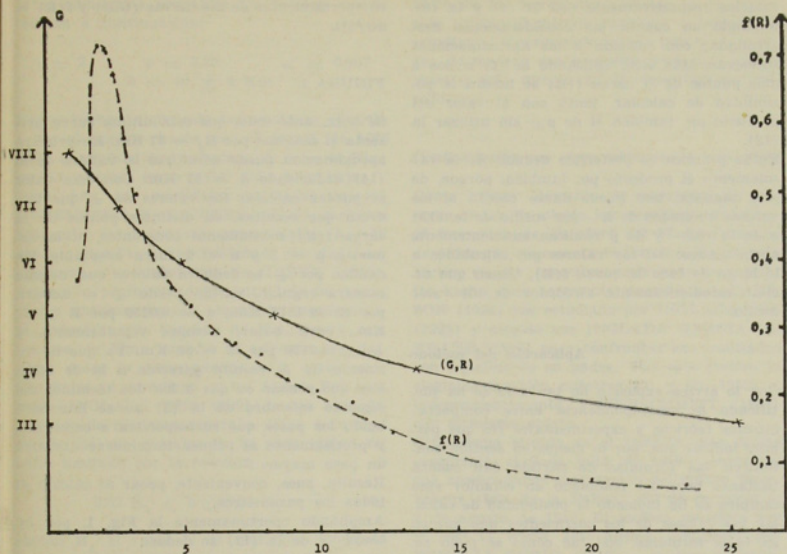


Fig 3 Curvas (G,R) y f(R) para el temblor del Nambroque

Análoga aproximación no es posible introducir en la (16) por un cálculo de p_{α} . Pero este producto puede deducirse de una manera exacta y no aproximada con la (12). Así se puede calcular el valor de la razón α/n que permite calcular un valor más preciso de h por medio de la (13) o de la (15) y también otro más preciso del producto pn con la (17).

De este modo se podría seguir con las sucesivas aproximaciones: en la práctica resulta suficiente llegar solamente al segundo cálculo de h y pn .

Lamentablemente los valores de cada uno de los parámetros p , α y n hay que deducirlo en base a otras consideraciones. Pero se subraya el hecho de que por el cálculo de h se necesita sólo el conocimiento de la razón α/n , pues no hay necesidad de estas consideraciones. Así,

en el caso que hay que aplicar la (6) se necesitan justo y solamente los productos p_{α} y pn . Hay que utilizar la (6) cuando la curva experimental $f(R)$ no presenta el máximo en el campo por el cual se tienen los valores G y R , esto es, cuando el máximo corresponde a un valor R_0 igual o inferior al más pequeño valor de la distancia epicentral por la cual fue posible calcular el valor de la derivada dG/dR .

En este caso, en tanto es siempre posible calcular con la (12) el producto p_{α} , no se puede conseguir que un valor solamente indicativo del producto pn y uno límite de h , con la sustitución a R_0 del más pequeño valor de R que se tiene, y a $f(R_0)$ el valor correspondiente, que —por lo dicho— tendrá que ser el más grande calculado. Los valores efectivos habrá que cal-

cularlos respectivamente con la (4) y la (6), tomando en cuenta las consideraciones desarrolladas con relación a las aproximaciones sucesivas. Más bien, aplicando la (4) a dos o más puntos de la curva $f(R)$ se tendrá la posibilidad de calcular, junto con el valor del producto pn , también el de $p\alpha$ sin utilizar la (12).

En la práctica es preferible deducir de la (4) solamente el producto pn , también, porque, de esta manera, uno puede darse cuenta si los valores obtenidos de h —por medio de la (13) o de la (6)— y de p resultan suficientemente aproximados: así los valores pn , calculados a lo largo de toda la curva $f(R)$, tienen que oscilar estadísticamente alrededor de un valor medio.

Aplicación del método

Con lo arriba expuesto no tan sólo se ha justificado la correspondencia entre comportamientos teóricos y experimentales (lo que permite indicar que, por lo menos en sentido cualitativo, las fórmulas de partida dan cuenta bastante bien del fenómeno en estudio) sino también se ha indicado la posibilidad de calcular los valores de los coeficientes que entran en tales fórmulas. Así fue cómo se pudo reconocer que para los terremotos chilenos no pueden aceptarse los valores $p = 3$ y $n = 1$, o, por lo menos, de uno de los dos.

A este respecto se toma en cuenta el terremoto de Valparaíso del 16 de agosto de 1906. Por los motivos que se indican en la nota que se publicará posteriormente, los terremotos chilenos se han estudiado distintamente por las zonas al sur y al norte del epicentro, especialmente cuando el epicentro se ubica en la zona central del país.

Es el caso del terremoto que se está considerando para verificar el método. Con este objeto podemos limitarnos más bien a la zona norte con respecto al epicentro. A continuación se indican las distancias de las isosismas con las relativas intensidades:

G	X	IX	VIII	VII
R (Km)	25	55	90	175
VI	V	IV	III	II
300	475	665	1050	1675

Con estos datos se trazan, en la Fig. 1, los

comportamientos de las curvas (G,R) y $f(R) = dG/dR$.

FIGURA 1

Se nota, ante todo, que esta última curva presenta el máximo por $R_0 = 37$ Km. En primera aproximación puede admitirse la validez de la (14) deduciendo $h = 37$ Km. Con este valor se pueden calcular los valores de α que tendrían que resultar, en distintos puntos de la curva $f(R)$ mediamente constantes, si la admisión $p = 3$ y $n = 1$ fuera aceptable. En cambio por α se deducen valores que, de una manera regular, varían desde $\alpha = 0,00031$, por $R = 1572$ Km., a $0,0259$ por $R = 37$ Km., para bajar, siempre regularmente, a $\alpha = 0,0129$ por $R = 30$ Km. Ya que la variación de α resulta parecida a la de $f(R)$, hay que pensar en que a los dos términos del segundo miembro de la (5) no se han atribuido los pesos que corresponden a cada uno, y precisamente al primer término se atribuyó un peso mayor.

Resulta, pues, conveniente, pasar al cálculo de todos los parámetros.

Ampliando oportunamente la Fig. 1, por intermedio de la (12) se deduce

$$p\alpha = 0,0023$$

con $R_0 = 37$ Km., y $f(R_0) = 0,042$ de la (8) se deduce $pn = 7,2$; de la (13) $h = 36,7$ Km. y, por fin, de la (17).

$$pn = 6,5$$

valor que hay que aceptar como suficientemente preciso, ya que su sustitución sucesiva no afecta sensiblemente el valor de h .

Con los valores calculados arriba de $p\alpha$ y pn , aplicando la (6) en los puntos $R_X = 25$ y $R_{IX} = 55$ Km. se deduce $h = 44$ Km.; mientras que por $p = 3$ y $n = 1$ se habría deducido $h = 7$ Km. Claro está que sea la variación de α , sea los pequeños valores de h , hay que atribuirlos al hecho de que al producto pn se asignaba un valor ($p = 3$) inferior a la mitad del valor efectivo ($pn = 6,5$).

Tomando en cuenta lo dicho con respecto a los valores teóricos y experimentales de p y n , resulta que para estos terremotos pueden acep-

tarse como más probables los valores que se indican a continuación:

$$n = 2 \quad p = 3,25 \quad \alpha = 0,007$$

$$h = 40 \pm 4 \text{ Km.}$$

Por el hecho de que este terremoto se advirtió —por el norte— hasta una distancia de 1675 Km., la profundidad calculada de $h = 40$ Km., podría parecer como valor más bien bajo.

Pero, hay que considerar el hecho de que GUTENBERG Y RICHTER (1949) incluyen éste entre los terremotos superficiales ($h < 60$ Km.). Además la profundidad calculada es conforme a la conclusión de GREVE (1958), de que la profundidad epicentral de los terremotos chilenos varía —bastante regularmente— desde pocas decenas de Km., hasta centenares de Km., cuando el epicentro se desplaza desde la zona cercana a la costa pacífica hacia la cordillera de los Andes. Por otra parte INGLADA ORS (1921) —con consideraciones de carácter general— llega a la conclusión de que el valor de la profundidad resulta limitado por la relación

$$0,52 R_1 < h < 0,88 R_2 \quad (19)$$

siendo R_1 el rayo de la isosisma de grado máximo y R_2 aquel de la isosisma de un grado inferior al máximo: en el caso en examen $R_1 = 25$ y $R_2 = 55$ Km. por cuyo es

$$13 < h < 49 \text{ Km.}$$

resultando, también así, perfectamente justificado el valor $h = 40$ Km. De no considerarse todo esto, y algo más que se podría decir con relación a la ejecución de los cálculos —siempre confirmando el asunto— hay que tener presente que no es un alto valor del rayo de la isosisma de grado mínimo (II) que pueda indicar una elevada profundidad, ni uno bajo de la isosisma de grado máximo indicar una reducida: sólo el comportamiento general de las áreas isosísmicas da la idea real de la profundidad epicentral o del valor de los parámetros p , n y α ; mientras que una mayor o menor extensión de cada área —además de los factores ahora indicados— puede depender también de la mayor o menor cantidad de energía desarrollada en el foco sísmico. De cualquier modo, antes de seguir con el es-

tudio de los terremotos chilenos se ha preferido aplicar el método expuesto, a terremotos estudiados macrosísmicamente por otros autores, de manera que se pueda tener una confirmación más directa de la exactitud del método.

Confrontación con otros métodos macrosísmicos

Como primer elemento de parangón no se podía dejar de elegir los resultados relativos al terremoto de Hereford del 17 de diciembre de 1896, que representa el término de confrontación en las investigaciones macrosísmicas. De hecho, este terremoto descrito por DAVIDSON (1924) fue estudiado por INGLADA ORS (1921) y elegido por INGLADA GARCIA-SERRANO (1950) para confrontar sus resultados con aquellos de su padre. Por este motivo lo elegimos también nosotros (I. y C., 1952) e, independientemente, PETERSCHMITT (1951) con el mismo objeto.

Otro sismo elegido es el temblor más fuerte —ocurrido el 2 de julio de 1949— entre los que acompañaron la erupción del volcán Nambroque (Isla de la Palma) del 24 de junio al 4 de agosto de 1949. El motivo principal por el cual se eligió este último, estudiado por BONELLI RUBIO (1950), es que la curva (G, R) presenta una nitida inflexión.

Para el terremoto de Hereford las distancias de las isosismas se deducen —como términos medios— de los valores dados por INGLADA ORS (1921), INGLADA GARCIA-SERRANO (1950) y PETERSCHMITT (1951), resultando las siguientes:

G	VIII	VII	VI	V	IV
R (Km)	24	54	104	185	285

Para el temblor del Nambroque BONELLI RUBIO (1950) da:

G	VIII	VII	VI	V	IV	III
R (Km)	0,51	2,64	4,92	8,34	13,52	25,25

Para ambos sismos los puntos de las (G, R) se ajustan sobre curvas regulares que pueden trazarse muy fácilmente, como puede verse en las Fig. 2 y 3.

FIGURA 2

Mientras que para el primero la $f(R) =$

dG/dR es siempre en aumento con el disminuir de R , para el segundo, en cambio, la $f(R)$ presenta un máximo — así como dejaba prever la inflexión de la (G, R) — precisamente en correspondencia de $R_p = 2,0$ Km.

Del límite de la $f(R)$ por $R \rightarrow \infty$ se deduce $p_\alpha = 0,012$, por el terremoto de Hereford, y $p_\alpha = 0,092$ por el temblor del Nambroque.

FIG. 3

Con relación a los cálculos ulteriores del primer sismo — ya que no podemos contar con valores, aun solamente indicativos, de la profundidad h — tenemos que ejecutar algunos cálculos preliminares en la zona donde tiene cierta validez la relación $r \propto R$, de manera que de la (4) puede deducirse un valor aproximado de pn , que en el intervalo $196 < R < 271$ Km. resulta $pn = 2,74$. Con los valores indicados de p_α y pn , aplicando la (6) en los puntos $R = 24$ y $R = 54$ Km se deduce $h^2 = 84$ Km².

Con este valor se pueden repetir los cálculos por pn , relativos a todos los valores de la $f(R)$ y deducir como valor medio por toda la curva $pn = 2,58$ y de la (6) $h^2 = 81$.

Pues para el terremoto de Hereford pueden aceptarse como definitivos los valores que se indican a continuación:

$$p_\alpha = 0,012 \quad pn = 2,58 \quad h = 9,0 \text{ Km}$$

PETERSCHMITT (1951) deduce por este terremoto, asegurando la validez de los resultados,

$$p_\alpha = 0,019 \quad pn = 2,6 \quad h = 15 \text{ Km}$$

Mientras que se calculó, por $p = 3$ y $n = 1$ los valores que se indican a continuación con los relativos autores:

α	h (Km)	Autor
0,0028	13,5	I. O. (1921)
0,0029	14,0	I. G. -S. (1950)
0,0031	12,5	I. y C. (1952)

Para el temblor del Nambroque — siendo $f(R_p) = 0,72$ por $R_p = 2,0$ Km), se deducen —según el método indicado— los siguientes valores aceptables $pn = 6,2$ y $h = 1,96$ Km.

Haciendo uso de la (6) por $R = 0,81$ y VIII

$R = 2,64$ se deduce $h = 2,3$ Pues parece VII justificado aceptar:

$$p_\alpha = 0,092 \quad pn = 6,2 \quad h = 2,1 \pm 0,2 \text{ Km.}$$

BONELLI RUBIO (1950), en la admisión de $p = 3$ y $n = 1$, deduce $h = 1,55$ Km. Para cada uno de los parámetros los valores más probables parecen ser:

Sismo	n	p	
Hereford	1	2,59	0,0045
Nambroque	2	3,10	0,030

Conclusiones

Antes de cerrar, cabe subrayar el hecho de que cuanto más grandes son los valores de R por los cuales se aplican la (15) tanto más —en término medio— los valores de α que de esta se deducen se acercan, independientemente del valor de n a los que se habrían calculado con la aplicación de la (12). Ya que en la nota precedente (I. y C. 1952) la (5) se la aplicó siempre —para dar validez a la $r \propto R$ — justamente a los más grandes valores de R , los datos que se calcularon por α resultan afectados solamente por el diverso valor atribuido a p , valor que —por lo dicho en un párrafo anterior— no puede alejarse mucho de $p = 3$. Por esto los valores calculados resultan muy poco diferentes de los efectivos. Esto se confirma observando que en la primera oportunidad hemos calculado (I. y C., 1952) para el terremoto de Hereford, $p_\alpha = 0,0031$, mientras que ahora se dedujo, por $p = 2,59$, $\alpha = 0,0045$, que pasaría a ser $\alpha = 0,0040$ en la admisión de $p = 3$.

Análoga confirmación podría sacarse para los demás sismos entonces considerados. De manera que resulta que las consideraciones desarrolladas en la nota (I. y C., 1952) conservan su importancia, incluyendo aquellas relativas a la variación de α en función de h . En conclusión, puede destacarse que con el método indicado es posible calcular de una manera bastante sencilla el valor del producto p_α , en el caso general; bastante sencillo también resulta el cálculo del producto pn y de

la profundidad h cuando la $f(R)$ presenta el máximo en el campo de observación; cuando este no es el caso puede deducirse un límite superior por h y un valor indicativo por pn con la misma sencillez. Pero tampoco en el caso general estos cálculos presentan dificultades grandes o procedimientos molestos. Por fin cabe destacar que todos estos valores se deducen o de los elementos característicos de la curva $f(R) = dG/dR$ o por intermedio de muchos valores distribuidos a lo largo de las curvas; así los factores subjetivos —que son los que invalidan los métodos macrosísmicos— no alteran de una manera sensible los resultados a los cuales se llega.

BIBLIOGRAFIA

- BONELLI RUBIO, J. M. (1950): Erupción del volcán del Nambroque. Madrid.
- CANCANII, A. (1904): Sur l'emploi d'une double échelle sismique des intensités, empirique et absolue. Verh. d. Intern. Seism. Ass. p. 281.
- CASERTANO, L. (1962): Sul fenomeno sismo-vulcanico del sud de Cile. Ann. Osserv. Vesuv. Serie VI, Vol. 4.
- DAVISON, Ch. (1924): A History of British Earthquakes. Cambridge, pp. 249-256.
- GREVE, F. (1958): Distribución, profundidad e intensidad de los temblores en la cordillera de los Andes. C. E. A. G. I. Santiago de Chile.
- GUTENBERG, B. y RICHTER, C. F. (1942): Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration. Bull. Seism. Soc. Amer. Vol. 32 p. 163.
- GUTENBERG, B. y RICHTER, C. F. (1949): Seismicity of the Earth. Princeton.
- IMBO', G. y CASERTANO, L. (1952): Profondità ipocentrali e coefficienti di assorbimento per zone etnee. Geof. Pura e Appl. Vol. 22 p. 42.
- INGLADA GARCIA-SERRANO, V. (1950): Métodos macrosísmicos de determinación de la profundidad focal. Rev. Geofis. Vol. 9, p. 123.
- INGLADA ORS, V. (1921): Nuevas fórmulas para abreviar el cálculo de la profundidad aproximada del foco sísmico. Madrid.
- KOVESLIGETHY, R. v. (1906): Seismonomia. Boll. Soc. Sism. Ital. Vol. 11 p. 113.
- LOMNITZ, C. (1961): Los terremotos del 4 de septiembre de 1958 del Cajón del Maipo. An. Fac. Ciencias Fis. y Matem. Vol. 18, p. 279.
- PETERSCHMITT, E. (1951): Sur la variation de l'intensité macroseismique avec la distance épicertrale. Publ. Bur. Central Seism. Intern. Serie A Fasc. 18, p. 183.

CONCLUSIONES DEL SEMINARIO INTERNACIONAL DE HIDRAULICA Y MECANICA DE FLUIDOS

Entre el 20 y 25 de agosto se realizó en la sede del Laboratorio de Hidráulica en Santiago, el Primer Seminario Internacional de Hidráulica y Mecánica de Fluidos destinado a los países latinoamericanos, organizado por dicho Laboratorio de la Universidad de Chile. Asistieron a este Seminario, delegados de Argentina, Brasil, Colombia, Guatemala, Estados Unidos, México, Paraguay, Perú, República Dominicana, Venezuela y Chile, contándose entre ellos la mayoría de las personalidades especializadas en hidráulica de nuestro continente. Paralelamente al desarrollo del Seminario, sesionó el Comité Regional de la Asociación Internacional de Investigaciones Hidráulicas (AIRH) recientemente nombrado en la última reunión del Consejo de esta Asociación en Londres. Este Comité que preside el profesor

Francisco Javier Domínguez, está formado por los siguientes profesores: José S. Gandolfo, de Argentina; José Leite de Souza, de Brasil; Leoncio Roda, de Perú; Daniel Gersie, de Venezuela; Enzo Levi, de México y Oscar Maggiolo, de Uruguay (miembro del Consejo de la AIRH).

Para sesionar en esta oportunidad, este Comité contó, en forma extraordinaria, con la presencia del profesor T. Ippen, presidente en ejercicio de la AIRH, quien asistió como delegado al Seminario.

Luego de la elección de la mesa, comenzó el desarrollo regular de la sesión, en la cual se fueron presentando los detalles de la organización, disponibilidades y realizaciones de los laboratorios de hidráulica existentes en cada uno de los países representados en este Se-