

INVESTIGACIONES MACROSISMICAS SOBRE ALGUNOS TERREMOTOS CHILENOS

por el prof. DR. LORENZO CASERTANO
de Observatorio Vesubiano de Nápoles. Vulcanólogo de la Universidad de Chile

RESUMEN. Se estudian los terremotos chilenos, para los cuales fue posible delimitar con buena aproximación las áreas isosísmicas, aplicando el método indicado en la nota precedente, que permite el cálculo de la profundidad ipocentral y de los productos pn y p_{α} que aparecen en la conocida fórmula de KOVESLIGETHY.

Del análisis de los resultados se evidencia, en primer lugar, una interdependencia de los productos que puede expresarse con la fórmula

$$pn = 6,49 - 187p_{\alpha}$$

Esto se atribuye al hecho de que los tres parámetros, o por lo menos dos de ellos, no son completamente independientes entre sí. A este respecto se analizan las probables dependencias del valor de α de p y n .

Además, se pone de relieve que los valores de los productos resultan funciones de la posición del foco sísmico: mostrando la latitud una influencia más nítida de la profundidad. La doble variación puede expresarse, por el producto p_{α} , con la fórmula:

$$p_{\alpha} = 0,0414 - 0,000024h - 0,00095L$$

siendo h la profundidad y L la latitud del ipocentro. Estos resultados concuerdan con los conocimientos que se tienen sobre la conformación general del subsuelo chileno.

1) Introducción

En la nota anterior (CASERTANO, 1962) evidenciándose la importancia que pueden tener para Chile las investigaciones macrosísmicas, se indicó la variación de un método ya sugerido en colaboración con IMBO' (I. y C., 1952) para el cálculo de la profundidad ipocentral (h) de los terremotos. Junto con el valor de h , con la última variación se pueden calcular también aquellos de los productos p_{α} y pn , siendo p el coeficiente de CANCANI que liga las intensidades macrosísmicas (G) a las aceleraciones ($\sqrt{}$); n el exponente que da cuenta

de la variación, exponencial, de las aceleraciones debida a la pura propagación de las ondas sísmicas, sin tomar en cuenta la absorción del material atravesado, y α justamente el coeficiente de absorción que da cuenta de esta última variación. En cambio con el método anterior se calculaba solamente h y α , mientras que a , p y n se atribuían los valores $p = 3$ y $n = 1$.

No vale la pena repetir aquí las consideraciones hechas sobre el método; pero puede subrayarse que el cálculo del producto p_{α} resulta siempre bastante sencillo y preciso, ya que se deduce del límite finito al cual tiende la función $f(R) = dG/dR$ con el aumento indefinido de la distancia epicentral R . El cálculo de la profundidad h y del producto pn resulta de la misma sencillez y precisión, cuando el conocimiento de las intensidades macrosísmicas permite trazar una curva (G, R) no sólo precisa sino también la más completa posible, de manera que resultan precisos los datos relativos a la inflexión que tiene que presentar dicha curva si corresponde a la realidad física —como parece que corresponde— la fórmula de KOVESLIGETHY. A la inflexión en la curva (G, R) corresponde el máximo en la curva $f(R) = dG/dR$.

Pero tampoco en el caso general el cálculo de h y del producto pn presenta dificultades particulares.

2) Informaciones macrosísmicas sobre los terremotos chilenos

En lo que se refiere al objeto de este párrafo hay que decir que, a pesar del elevado número de los terremotos chilenos; del hecho de que MONTESSUS DE BALLORE (1911—1916) recolectó noticias precisas y circunstanciadas desde el inicio de la Colonia; y del cuidado con que se continúan las investigaciones sísmológicas, especialmente en los últimos tiempos, no son muchos los terremotos por los cuales

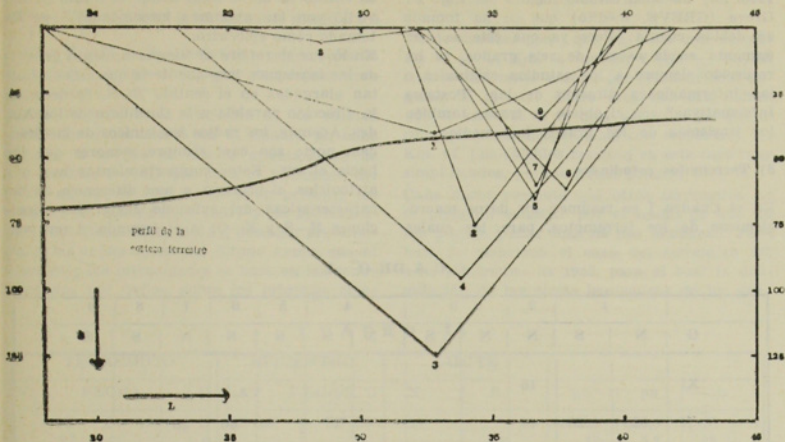


Fig. 1 Posición de los focos de los terremotos estudiados: los números corresponden a los del cuadro II. Se indica también el perfil de la corteza terrestre deducido por Lomnitz

se pueden delimitar las zonas isosísmicas con buena aproximación. A este respecto hay que tener presente la configuración y conformación del país: a la gran prevalencia de su largo sobre el ancho se agrega la presencia de extensas regiones despobladas y la naturaleza de los límites oriental (la Cordillera) y occidental (el Océano). Estos factores representan desventajas para recoger elementos que permitirían trazar con buena aproximación las curvas isosísmicas.

Además, cuando el Instituto Sismológico inició en 1942 el Servicio de las "Postales Informativas", empezó a utilizar una escala de seis grados, con el objeto de simplificar la tarea de los informadores, simplificación que es bien justificada cuando se piensa que los informadores no tienen, en su gran mayoría, algún conocimiento de la materia. Pero, de esta manera, las continuas y circunstanciadas informaciones macrosísmicas reunidas se prestan poco para un estudio profundizado de los terremotos: así es que, también bajo este aspecto, resulta acertada la decisión del **Inditecnor** con la cual se vuelve a considerar co-

mo escala oficial de las intensidades la de **MERCALI** modificada. (*)

Tomando en cuenta que, en general, a cada grado de la escala nacional corresponden dos de la **MERCALI**, se puede ver cómo resulta reducida la posibilidad de obtener una curva (G,R) muy precisa. En la práctica se ha constatado que, aunque la inflexión de la curva (G,R) y el máximo de la $f(R)$ se encuentran dentro del campo de observación, no se pueden evidenciar por falta de puntos intermedios. Pues, con excepción del terremoto de Valparaíso del 16 de agosto de 1906, no se pudo utilizar las indicadas características de las curvas para el cálculo de h , y se tuvo la necesidad de seguir siempre el criterio general. Sobre la delimitación de las zonas isosísmicas de los terremotos advertidos en Chile desde

* Por decreto Supremo N° 2167 del 9 de abril de 1948 del Ministerio de Educación Pública, se estableció oficialmente la escala nacional de seis grados para las intensidades macrosísmicas; en cambio por Decreto N° 1779 del 9 de agosto de 1961 del Ministerio de Obras Públicas, se volvió a la escala "**MERCALI** modificada".

1906, hay un buen estudio inédito del Ing. F. Greve (GREVE, inédito) que se ha tomado en debida cuenta. Pero ya que éste se fundamenta en la escala de seis grados, se ha recurrido siempre a los estudios originales o las informaciones directas de las "Postales Informativas" con el objeto de trazar también los isosismas de los grados intermedios.

3) Terremotos estudiados

En el Cuadro I se resumen los datos macro-sísmicos de los terremotos, para los cuales

ca —esto es de la zona donde el sismo se advirtió con las máximas intensidades— se ha tomado como epicentro.

En lo que se refiere al comportamiento general de las isosismas, hay que decir que estas resultan alargadas en el sentido N—S, es decir en la dirección paralela a la Cordillera de los Andes. Además, los radios isosísmicos de la dirección norte son casi siempre menores que los hacia el sur. Estos comportamientos hay que atribuirlos, el primero, a una diferencia en las características del subsuelo según las direcciones N—S y E—O; y, el segundo, a una va-

C U A D R O I

	1		2		3		4		5	6	7	8	9
G	N	S	N	N	S	N	S	S	S	N	S	S	
XI			16										
X	25	25	44							40	25		
IX	55	60	131			75	85						45
VIII	90	135	196	96	104	150	170		145	125	68	105	
VII	175	270	287					55					190
VI	300	425	366	300	325	325	365		315	265	188	305	
V	475	650						150		385		430	
IV	665	1000		550	680	535	590		650		350	580	
III	1050							260					
II	1675			810	1125	760	850	360			650		

fue posible dibujar las curvas isosísmicas con buena aproximación.

En la primera línea del Cuadro I están indicados los números de los terremotos correspondientes a los del Cuadro II; en la segunda línea las direcciones o zonas a las cuales se refieren los datos; en las sucesivas, los valores, en términos medios, de los radios, en Km., de las isosismas.

Se precisa que el centro de la zona megasísmi-

riación de estas características en la misma dirección N—S al variar de latitud. Por esto, los terremotos con epicentro en la zona central del país y que afectaron una parte considerable de ambas regiones (norte y sur), se consideraron separadamente para las dos direcciones. En este caso el epicentro se desplazó hacia el norte, con respecto al centro de la zona megasísmica, de la cantidad $\frac{1}{2}(RS - RN)$ calculada para la zona megasísmica en base al

comportamiento de las semidiferencias $\frac{1}{2} T$ ($RS - RN$) relativas a las zonas de grado i : los

índices S y N de las distancias epicentrales R se refieren a las direcciones respectivamente Sur y Norte.

Antes de pasar a la discusión de los valores calculados y resumidos en el Cuadro II, cabe agregar a lo que se deduce directamente de los Cuadros I y II, que para el terremoto del 16 de agosto de 1906 se tuvieron presente los trabajos de STEFFEN (1907) y de MONTESUS, DE BALLORE (1915), dándose preferencia a las indicaciones del último autor, que al establecer las intensidades se basa en las zonas afectadas por daños, sobre los informes efec-

$$G = 10,56 - 0,0125R \quad (1)$$

Puede decirse, pues, que ya para una distancia R = 44 Km. la función $f(R) = dG/dR$ resulta constante y dada por el coeficiente angular de la (1). Claro está que esto indica que el valor de h es muy pequeño, ya que es completamente despreciable con respecto a los Km. 44. Los cálculos resultan en este caso muy simplificados, porque puede ponerse $h = 0$.

Cabe hacer presente que otros terremotos no se pudieron estudiar por el hecho de que no fue posible trazar más de dos isosismas. Para todo se menciona el caso del terremoto del 4 de septiembre de 1953, para el cual la delimitación de las zonas isosísmicas de los gra-

C U A D R O I I

TERREMOTO			EPICENTRO		LIMITE				
Nº	FECHA	D	LAT.	S/LONG. O	N	S	p_{α}	p_n	h
1	16 — 8 — 1906	N	32º 50'	71º 30'	18º		0,0023	6,5	40 ± 4
	" " "	S				42º	17	5,7	39 ± 4
2	10 — 11 — 1922		28º 40'	70º 45'	25º	33º	288	1,4	~ 0
3	29 — 6 — 1942	N	32º 50'	70º 30'	25º		115	3,8	118
	" " "	S				43º	46	5,0	130
4	13 — 9 — 1945	N	33º 45'	71º 20'	27º		131	3,9	92
	" " "	S				42º	115	4,3	101
5	25 — 6 — 1946		36º 40'	72º 10'	32,5º	39º	25	7,3	65
6	19 — 4 — 1949		37º 50'	72º 40'	32º	41º	23	5,7	62
7	6 — 5 — 1953		36º 40'	72º 20'	33,5º	39,5º	18	5,9	61
8	4 — 11 — 1955		34º 20'	71º 10'	31,5º	40º	34	6,3	76
9	21 — 5 — 1960		36º 50'	73º 25'	32º	40º	104	2,4	35

tuados por ingenieros del Ministerio de Obras Públicas.

Las distancias isosísmicas para el terremoto del 10 de noviembre de 1922 se dedujeron del mapa de SIEBERG (reproducido en BRUGGEN 1950) como términos medios de los valores medidos en 32 direcciones, formando ángulos entre sí de 11° 15'. Sobre este terremoto existe, entre otros, un estudio particularizado de WILLIS (1929) en el cual se dan los datos macrosísmicos recogidos por SIERRA VERA. Dibujando la curva (G, R) para este terremoto pudo notarse que los puntos comprendidos entre $R = 44$ y $R = 366$ Km. se ajustan sobre una recta de ecuación

dos VIII y VI se pudieron revelar de una manera verdaderamente neta y sin indeterminación.

En el Cuadro II se indican también los límites norte y sur de los isosismas, que permitieron los cálculos de los productos p_{α} y p_n . En la Fig. 1 puede apreciarse la zona que estos parámetros caracterizan.

Cuando la profundidad ipocentral se calculó separadamente para las direcciones N y S en la Fig. 1 se consideró el término medio.

4) Discusión de los resultados; a) Interdependencia de los productos p_n y p_{α} .

En la nota anterior se dijo que los cálculos están basados en la constancia de los productos p_n y p_{α} al variar la distancia desde el foco

sismico. Pero si se admite una variación continua y regular, función de la profundidad ipocentral h y de la latitud L , indicada genéricamente como $p_n = p_n(h, L)$ y $p_\alpha = p_\alpha(h, L)$ los valores deducidos resultan evidentemente como valores medios dados por:

$$(p_n)_m = \frac{1}{S} \int_{p_n(h, L)} dh dL \quad y$$

$$(p_\alpha)_m = \frac{1}{S} \int_{p_\alpha(h, L)} dh dL \quad (2)$$

siendo S la superficie de la zona afectada. Por lo dicho arriba es difícil tomar en cuenta una variación de p_n y p_α con la longitud. Hecha esta aclaración preliminar, notamos que de los valores del Cuadro II se deduce cierta regularidad en la variación de los productos p_α y p_n , regularidad que se manifiesta mejor en la Fig. 2. Además, está confirmada también por los valores que PETERSCHMITT (1951) deduce con su método. Por obvios motivos de estos valores se toman en consideración solamente los relativos a los tres terremotos para los cuales PETERSCHMITT asegura que los resultados son precisos y no presentan ambigüedad; mientras que se han excluido aquellos relativos a los restantes terremotos para los cuales el autor afirma que "los resultados fallan en precisión: puede obtenerse una multiplicidad de soluciones posibles". Los valores aceptables de PETERSCHMITT (1951) se indican en la Fig. 2 y se resumen en el Cuadro III.

CUADRO III

T E R R E M O T O		p_α	p_n
LOCALIDAD	FECHA		
Hereford	17 —12— 1896	0,0166	2,6
Hornisgrinde	30 —12— 1935	221	1,4
Haute Souabe	27 — 6— 1935	322	0,80

En la admisión de que la variación pueda ser representada por una recta, y tomando en cuenta los puros valores relativos a los terremotos chilenos, se deduce:

$$p_n = 6,49 - 189p_\alpha \quad (3)$$

Esta variación, muy verosímilmente va a in-

dicarnos que no solamente los parámetros no pueden calcularse analíticamente por separado, sino también que los efectos físicos que ellos representan no son completamente independientes, en el sentido de que una variación de las características físicas que influye sobre un parámetro afecta también los otros dos o, por lo menos uno de los otros.

b) Correlación entre α , p y n

Considerando que el parámetro que más que todos puede ser afectado por la variación de las características de las zonas atravesadas por las ondas sísmicas parece ser el coeficiente de absorción α la (3) puede ponerse bajo las formas:

$$p = \frac{6,49}{n + 187\alpha} \quad y \quad n = \frac{6,49}{p} - 187\alpha \quad (4)$$

de las cuales se deduce que si junto con α varía uno sólo de los otros dos, cualquiera éste sea, a un aumento de α corresponde una disminución de la otra variable. En el caso de la variación de n , se tiene una limitación dada por el valor $\alpha = 6,49/187p$, por el cual resulta $n = 0$.

Profundizando el asunto, hay que notar que el coeficiente n expresa, análogamente con α , una disminución de la intensidad de la energía con el aumento de la distancia. Por cuanto en el primer caso de trata de una disminución por dispersión, sin transformación, y, en el segundo, justamente de una pérdida por transformación de energía, no parece ilógico admitir que las condiciones que hacen variar el uno puedan también influir sobre el otro, como establece la (4). De esto derivaría que cuanto más fácil resulta la propagación de la energía a través del terreno (menor absorción) tanto más fácil resulta también su dispersión (n más grande).

En lo que se refiere a la dependencia de p del coeficiente de absorción, considerando que primero WANNER (1943) y después KARUS (1958) han puesto en evidencia una relación entre coeficiente de absorción del material y período de las ondas que lo atraviesan —precisamente el coeficiente de absorción disminuye con el aumento del período—; se puede pensar que una variación de p en función de α

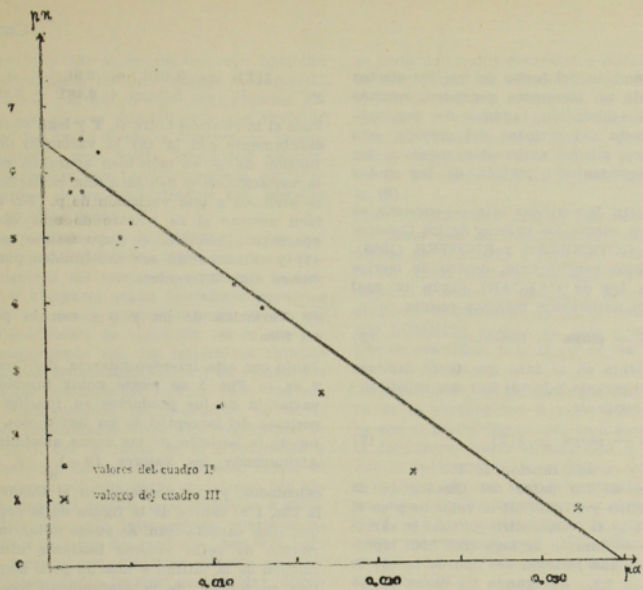
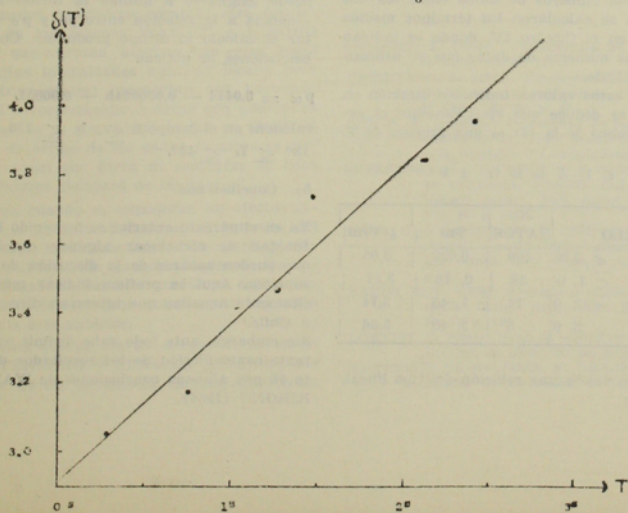


Fig. 2 Interdependencia de los valores p_n y p_{cc} . La ecuación de la recta trazada se calculó con los valores del cuadro II

Fig. 3 Comportamiento de los valores $\delta(T)$ en función del período T



dependa también del hecho de que los efectos sensibles de un terremoto dependen, además que de la aceleración (aunque de una manera indirecta del periodo) del periodo: esto es, con una misma aceleración máxima, los efectos dependen del periodo de las ondas sísmicas.

Con el objeto de verificar esta dependencia se tomaron en cuenta los valores de los Cuadros 5 y 10 de GUTENBERG y RICHTER (1956). Estos autores confirmaron, dentro de ciertos límites, la ley de CANCANI según la cual siendo a la aceleración máxima resulta.

$$G - p \log a = \text{constante} \quad (5)$$

Evidentemente en el caso que G es también función del periodo T la (5) hay que substituir-la con la siguiente:

$$G - p \log a = \delta(T) \quad (6)$$

donde $\delta(T)$ es una función de T . Calculando de los datos del Cuadro 16 de GUTENBERG y RICHTER el valor de p en el intervalo $4 \leq G \leq 8$, dentro del cual la variación de G en función de $\log a$ está bien representada por una relación del tipo de la (5) se deduce $p = 2.2$. Agregando los datos de los Cuadros 5 y 10 por diferencias de 0,85 de los periodos, cuando $T < 1,80$, y por diferencias de 1,8 cuando $T > 1,8$ (esto debido a la diversidad en los números de datos entre los dos intervalos) se calcularon los términos medios resumidos en el Cuadro IV, donde se indican también los números de datos que se utilizan en cada cálculo.

En base a estos valores, indicados también en la Fig. 3, se deduce que efectivamente el segundo miembro de la (6) es una función de T .

C U A D R O I V

INTERVALO	Nº DATOS	Tm	$\delta(T)m$
0,80 < T < 0,85	109	0,829	3,05
0,5 < T < 1,0	38	0,78	3,17
1,0 < T < 2,0	14	1,46	3,74
2,0 < T < 3,0	5	2,40	3,96

Admitiendo válida una relación del tipo lineal, se obtiene:

$$\delta(T) = 0,46T + 2,91 \quad (7)$$

$$y \quad G = 2,2 \log a + 0,46T + 2,91 \quad (8)$$

Pues si la relación entre G , T y $\log a$ se expresa exactamente con la (8) la variación de p en función de α es más bien aparente, esto es, la variación de G debida a una variación de T se atribuye a una variación de p . No resulta fácil acertar si se trata de una variación aparente o efectiva, en cuyo último caso las (7) y (8) deberían ser substituidas por relaciones algo diferentes.

c) Variación de pn y $p\alpha$ con la posición del foco

Junto con esta interdependencia, del Cuadro II y de la Fig. 1 se puede notar también una variación de los productos en función de la posición del ipocentro de los terremotos, o mejor de la posición de las zonas afectadas.

Atribuyendo los valores $(p\alpha)_m$ y $(pn)_m$ calculados, y que aparecen en el Cuadro II y la Fig. 1 al centro de la figura de la superficie que ellos caracterizan, se puede notar una variación de estos valores bastante nitida en función de la latitud y una un poco menos nitida en función de la profundidad ipocentral. Eligiendo las formas de variación de las dos funciones, es posible calcular las dos funciones integradas de las (2). Para simplificar puede asignarse a ambas la forma lineal y —debida a la relación entre pn y $p\alpha$ — limitar el cálculo al último producto. Con estas condiciones se obtiene

$$p\alpha = 0,0414 - 0,000024h - 0,0005L \quad (9)$$

valedera en el campo $0 \leq h \leq 130$ Km y $18^\circ \leq L \leq 43^\circ$.

5) Conclusiones

Ya en el párrafo anterior se ha tenido la oportunidad de mencionar algunas conclusiones que pueden sacarse de la discusión de los resultados. Aquí se prefiere indicar más explícitamente aquellas que interesan directamente a Chile.

Sin embargo, ante todo cabe dirimir una aparente contradicción de los resultados del punto 4b con algunas conclusiones de WADATI e HIRONO (1958).

De las (7) y (8) se revela que, con igualdad de aceleraciones, las intensidades más fuertes se verifican con los períodos más grandes. En cambio los autores mencionados han revelado que "en las áreas donde se observa, no instrumentalmente, una fuerte intensidad sísmica, las vibraciones con período pequeño son predominantes en los sísmogramas con respecto a las de otras áreas".

A este propósito hay que tener presente, según afirma RICHTER (1958, página 143), que mientras las isosismas presentan la tendencia a alargarse según direcciones paralelas a las formaciones compactas, esto es con pequeño coeficiente de absorción (es lo que hemos comprobado con los terremotos chilenos y lo hemos evidenciado arriba); en cambio las más altas intensidades locales, pero con rápidas disminuciones, se encuentran en terrenos no consolidados (con alto coeficiente de absorción). Por lo tanto en la propagación y manifestación de las ondas sísmicas existe un doble efecto: por una parte un terreno con absorción pequeña facilita la propagación a grandes distancias, con intensidades relativamente altas a lo largo del recorrido; por otra parte un terreno con absorción elevada provoca altas intensidades locales con rápidas disminuciones. Pues las más altas intensidades hay que esperarlas en terrenos no consolidados, pero fundamentados sobre materiales bien consolidados y poco absorbentes. De esta manera pueden justificarse también otras conclusiones de los mismos WADATI e HIRONO (1958), que afirman, además, que estas áreas (con altas intensidades sísmicas locales pero no instrumentales) "presentan una tendencia general a corresponder a áreas con anomalías positivas de la gravedad" y que en éstas "el tiempo de arribo de las ondas sísmicas es menor de aquel que fuera de esperarse en base a los valores standard de las tablas".

Entonces, cuando se consideran los efectos generales a grandes distancias, al aumento del coeficiente medio de absorción corresponde una disminución de las intensidades de las ondas sísmicas; en cambio, cuando se consideran los efectos locales debe notarse una variación contraria a la anterior.

Claro está que ya sea en el caso de los datos de GUTENBERG y RICHTER (1956), ya sea en éste de los terremotos chilenos analizados

se trata de efectos generales a distancia; pues, es exacto que las intensidades aumenten con el período y que p disminuya (de una manera aparente o efectiva) con el aumento de α . Con las consideraciones hechas, podemos justificar también la variación del producto $p\alpha$ con la profundidad y la latitud, indicada con la (9).

Esto resulta claro cuando tenemos a la vista, junto con las conclusiones indicadas por último de WADATI e HIRONO, las de LOMNITZ (1962) sobre la estructura andina. Con respecto a éstas, en la Fig. 1 hemos indicado el perfil longitudinal de la corteza terrestre que LOMNITZ dedujo, en base a las anomalías de gravedad, a lo largo de "la línea central" de Chile.

La disminución del producto $p\alpha$ con el aumento de la profundidad h y la latitud L (esto es con el profundizarse del foco sísmico y con el desplazarse hacia el sur) está a indicarnos que la variación de α prevalece con respecto a la variación, en sentido contrario, de p , ya que una disminución de α con el aumento de h y L está bien justificada por la estructura andina, considerando que el coeficiente de absorción tiene un valor mayor en la corteza que en el manto.

BIBLIOGRAFIA

- BRUGGEN, J. (1950): Fundamentos de la Geología de Chile, N° 34, p. 48.
 CASERTANO, L. (1962): Consideración sobre las investigaciones macrosísmicas. Bol. Univers. de Chile, N° 34, p. 48.
 GREVE, F. (Inédito): Descripción de los principales efectos de los sísmos destructores de Chile y la ubicación de su epicentros.
 GUTENBERG, B. y RICHTER, C. F. (1956): Earthquake magnitude, intensity and acceleration (second paper). Bull. Seism. Soc. Amer., Vol. 46, p. 105.
 IMBO', G., y CASERTANO, L. (1952): Profundidad ipo-centrales y coeficienti di assorbimento per zone etnee. Geof. Pura e Appl. Vol. 22, p. 42.
 KARUS, E. V. (1958): Absorption of elastic waves in rocks. Comp. Rend. Ass. Seism. UGGI N° 12, p. 146.
 LOMNITZ, C. (1962): Sobre la estructura andina. Bol. Univers. de Chile, N° 24, p. 35.
 MONTESSUS DE BALLORE, F. (1911-1916): Historia sísmica de los Andes Meridionales. Seis

- partes publicadas en Santiago, respectivamente en los años 1911, 1912, 1912, 1912, 1915, 1916.
- PETERSCHMITT, E. (1951): Sur la variation de l'intensité macroseismique avec la distance épícentral. Publ. Bur. Centr. Seism. Intern. Serie A, Fasc. 18, p. 183.
- RICHTER, C. F. (1958): Elementary Seismology. San Francisco.
- STEFFEN, H. (1907): Contribuciones para un estudio

- científico del terremoto del 16 de agosto de 1906. An. Univ. de Chile, Vol. 120, p. 623.
- WADATI, K. e HIRONO, T. (1958): On the abnormal distribution of seismic intensity. Comt. Rend. Ass. Seism. UGGI N° 12, p. 133.
- WANNER, E. (1943): Über die Wellenlangenabhängigkeit der Absorption von elastischen Raumwellen. Jahrb. Erdbebendienst, p. 23.
- WILLIS, B. (1929): Earthquake condition in Chile. Washington.

MECANISMOS DEL DESARROLLO DE LOS ANIMALES

por CARLOS A. MARTÍNEZ

Ayudante 1º de la cátedra de Embriología de la Escuela de Medicina

III Y FINAL

Existe otro grupo importante de animales en los cuales hay fenómenos de diferenciación del tipo de la inducción embrionaria semejantes a los observados en los vertebrados: se trata de la clase insectos.

Los insectos se desarrollan de huevos llamados centrolecíticos, es decir, que poseen una zona central rica en vitelo y una corteza más o menos delgada de citoplasma que les rodea totalmente.

Después de la fecundación, que ocurre en un lugar cercano a la micropila, o abertura que presenta la membrana del huevo y por donde penetra el espermio, el núcleo del cigoto, rodeado de un halo de citoplasma, se divide varias veces dentro del vitelo. Estos núcleos hijos se mueven y se van a ubicar en la corteza del huevo, donde formarán una capa celular continua o blastoderma.

En una zona determinada de la superficie del blastoderma, comienza un engrosamiento de éste, de manera que se forma una espesa placa celular: es la bandeleta germinativa que se transformará en el embrión. El resto del blastoderma quedará formado de células planas que darán origen a los anexos embrionarios (corion, amnios).

La parte media longitudinal de la bandeleta germinativa será la línea medio ventral del embrión. Allí se forma una hendidura longi-

tudinal limitada por dos pliegues también longitudinales que se soleantan cada vez más hasta contactar el uno con el otro; inmediatamente se sueldan en la línea media. Los pliegues así fusionados forman una capa externa o ectoderma que cubre lo que queda de la hendidura, es decir, la capa celular interna o hipoblasto. El hipoblasto se disociará y formará el mesoderma con todos sus derivados (músculos, sangre, celoma) y el entoderma del intestino medio. El ectoderma dará origen a la piel, al sistema nervioso, y al aparato respiratorio (tráqueas).

En el extremo anterior y en el posterior de la bandeleta, se producen invaginaciones a modo de bolsillos cuyos extremos se conectarán con el intestino medio, pasando ellas a constituir la futura boca (estomodeo) y el futuro ano (proctodeo) respectivamente.

Simultáneamente, el cuerpo del embrión se segmenta y de alguno de estos segmentos aparecen mamelones que crecen constituyendo los esbozos de los apéndices articulados del animal (piezas bucales, antenas, ojos, patas, etcétera).

En muchos insectos, en el extremo posterior de la bandeleta, es posible distinguir las células polares, las cuales migrarán más tarde a las gónadas y darán origen allí a los elementos germinales. Si cauterizamos estas células