

L-2406

ONE 0232
(1-4)

SISMOS 108
M-5

551.22
E88st
c.1

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA

Y

ORIGEN DE LOS SISMOS

551.22
E88st

00147

ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA Y ORIGEN DE LOS SISMOS

INTRODUCCION.-

Durante la década de los 60 tuvo lugar una revolución en las ciencias de la Tierra: un cambio en el cual algunas opiniones tradicionales, formuladas en términos científicos por primera vez por los grandes geólogos de los siglos XVIII y XIX y mantenidas casi unánimemente en tiempos tan próximos como 1950, han sido derribadas y sustituidas por otras, a menudo diametralmente opuestas. Así, por ejemplo, el fondo oceánico, considerado antes como la parte más antigua y misteriosa de la superficie de la Tierra, es contemplada ahora como la más joven, en un estado de producción y destrucción continuas y teniendo, en muchos aspectos una evolución geológica más clara y simple que el más accesible de los continentes. Así sucede también con los continentes, a los que antes sólo se les adjudicaba un movimiento vertical muy restringido y ahora se necesita que hayan tenido movimientos horizontales de varios miles de kilómetros en los últimos 200 millones de años.

Pero la revolución que se ha producido en las ciencias de la Tierra ha sido algo más que la sustitución de un conjunto de hechos o hipótesis por otros y, en muchos aspectos, ni siquiera esto. Por primera vez tenemos ahora una visión global de la Tierra y de su comportamiento. Una visión que, más que invalidar muchos de los logros de la geología clásica, lo que sugiere es que muchos de los descubrimientos geológicos de los últimos siglos necesitan ser encajados y reinterpretados en términos de este nuevo marco de referencia global.

ESTRUCTURA DE LA TIERRA.

La distribución de los epicentros de los sismos del mundo ocurridos entre 1961 y 1967 está representada en la Figura 1. La mayoría de los sismos se presentan claramente agrupados en cinturones, coincidiendo con las cordilleras oceánicas y áreas de formación de montañas. Por este motivo los relieves oceánicos pueden interpretarse como regiones sísmicamente activas, hecho muy significativo frente a la interpretación del comportamiento global de la Tierra.

El comportamiento de las ondas elásticas producidas en la Tierra por los sismos ha sido utilizado para determinar a grandes rasgos la estructura de las capas de la Tierra. Esta estructura se ha representado gráficamente (Figura 2) y en forma tabular (Tabla 1). La corteza (A) es una delgada capa superficial definida alrededor del globo por un límite preciso conocido como discontinuidad de Mohorovicic, o simplemente Moho. El espesor de la corteza oceánica (profundidad hasta el Moho) es, por término medio, de unos 5 Km; la profundidad de la corteza continental, al

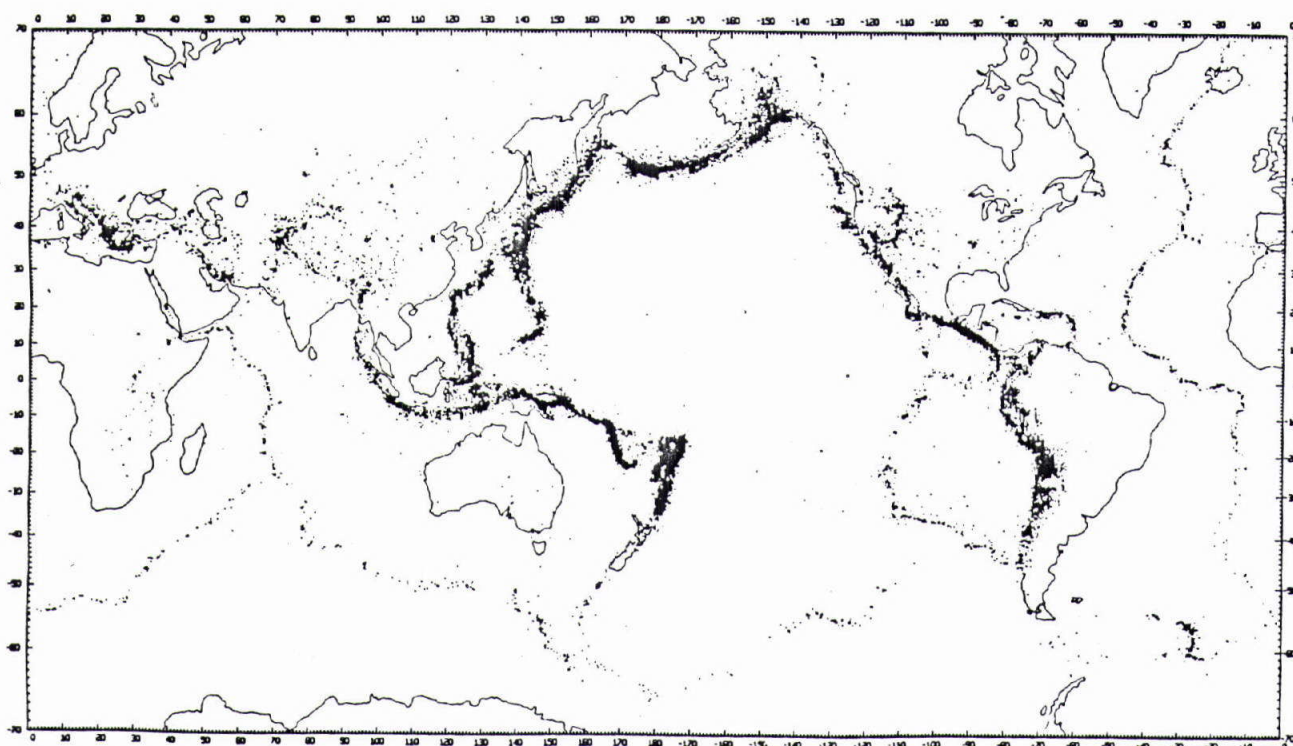


Figura 1 Distribución mundial de epicentros de los terremotos entre 1961 y 1967 recogidos por la U.S. Coast and Geodetic Survey. Los focos de los terremotos están a unas profundidades comprendidas entre 0-700 Km. Fuente: Barazangi y Dorman (1969).

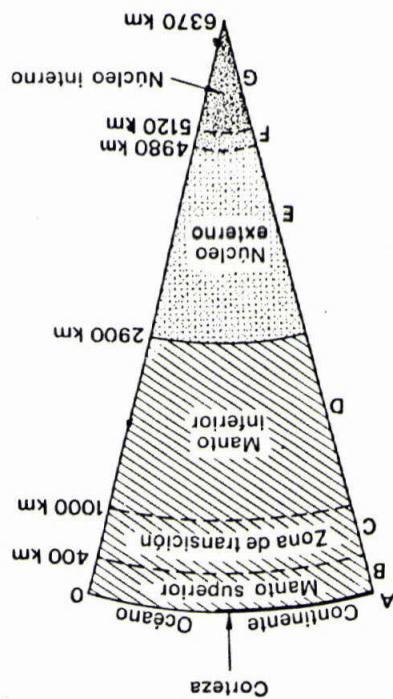


Figura 2 Las grandes capas del interior de la Tierra. Fuente: Bott (1971).

contrario, varía más ampliamente, entre 20 y 80 Km, con un promedio de unos 30-35 Km. El núcleo, cuya cara superior viene

TABLA 1

REGION	NOMBRE	RANGO DE PROFUNDIDAD (Km)
A	corteza	0-33 (medio)
B	manto superior	33-400
C	zona de transición	400-1000
D	manto inferior	1000-2900
E	núcleo externo	2900-4980
F	zona de transición	4980-5120
G	núcleo interno	5120-6370

también marcada por una discontinuidad precisa (el límite núcleo-manto) comprende dos partes. El núcleo interno (G) probablemente es sólido y el núcleo externo (E) es fluido. Aparece también una estrecha zona de transición (F) entre las dos, donde la velocidad de las ondas sísmicas decrece anormalmente con la profundidad. El manto es la región sólida entre la corteza y el núcleo, englobando más del 80 % del volumen de la Tierra. Al parecer, en el interior del manto hay también una zona de transición (C) entre los 400 y 1.000 Km, en cuyo interior el incremento de la velocidad de las ondas sísmicas con la profundidad es mayor que entre el manto superior (B) y el manto inferior (D).

Además, en la Tierra existe, no dibujada en la Figura 2, una capa de "baja velocidad" aproximadamente en la región de los 100-150 Km, esto es, una capa en la cual la velocidad de las ondas sísmicas es menor que en las regiones inmediatamente superior e inferior. La existencia de esta capa está ahora bien establecida, si bien hay menos acuerdo sobre sus límites precisos, como también sobre si estos límites varían alrededor de la Tierra. Esta capa de baja velocidad es de extrema importancia en el contexto de la visión global de la Tierra, pues aunque es sólida, se considera que es lo suficientemente plástica para poder fluir durante largos períodos de tiempo y de este modo provocar un movimiento horizontal en el material colindante superiormente. Por esta razón a veces conviene considerar la corteza-manto como formada por la "astenosfera", la misma zona plástica de baja velocidad; la "litosfera", que comprende la corteza junto con la parte superior del manto superior adyacente a la astenosfera, y la "mesosfera", que es la parte del manto inferior adyacente a la astenosfera.

DERIVA CONTINENTAL.-

La Figura 1 nos muestra los continentes en sus posiciones actuales, pero esto debe considerarse como una configuración temporal e instantánea de masas de tierra en movimiento. Hace

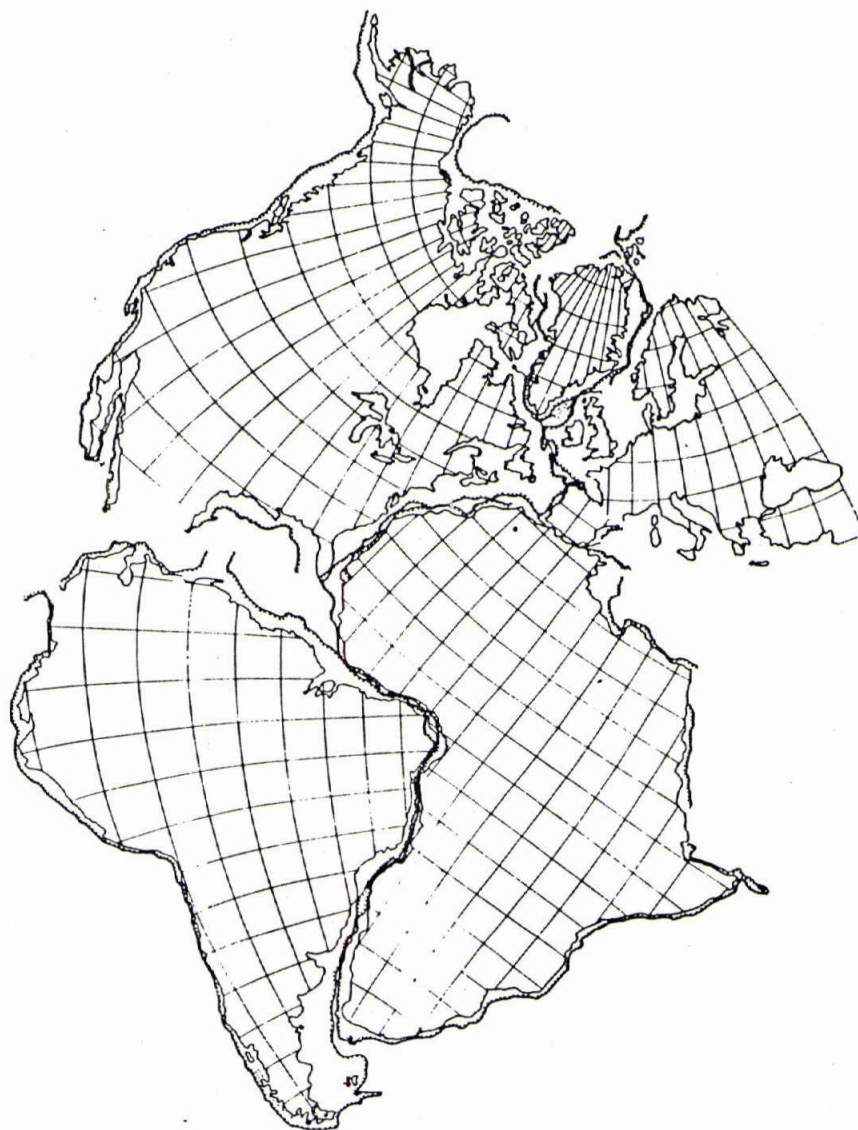


Figura 3 Encaje de los continentes alrededor del Atlántico, en un contorno de 500 brazas. *Fuente:* Bullard, Everett y Smith (A. G.) (1965).

unos 200 millones de años los continentes estaban todos agrupados en uno (o quizás dos) supercontinentes que se separaron y dispersaron. Los datos en los que se apoya esta afirmación son ahora tan abundantes que la deriva continental la consideran algunos científicos como un hecho, más que como una hipótesis o una teoría. La prueba más convincente, y la demostración que ha confirmado el caso de la deriva continental después de muchas décadas de argumentaciones, proviene del paleomagnetismo. La mayoría de las rocas contienen granos magnéticos que, en el tiempo de su formación, les permitió adquirir una magnetización en la dirección del campo geomagnético del momento. En muchas rocas esta magnetización ha permanecido estable hasta nuestros días, lo que nos ha permitido medir la antigua dirección del campo geomagnético. El resultado ha sido que las direcciones magnéticas así obtenidas sólo tienen sentido en su conjunto si los continentes se han movido unos respecto a otros en los últimos 200 millones de años, y pudiendo utilizar estas direcciones para "reconstruir" las posiciones originales de los continentes.

Las Figuras 3 y 4 nos muestran dos ejemplos de continentes reconstruidos. Estas reconstrucciones particulares no se basan en datos paleomagnéticos, sino en el encaje directo de los márgenes continentales.

EXTENSION DEL FONDO OCEANICO.

Una de las principales razones por las que durante muchas décadas fracasó la idea de la deriva continental fue el no encontrar ningún mecanismo razonable mediante el cual los continentes pudieran moverse unos respecto a otros a través de un manto sólido y en contra de una corteza oceánica sólida. La existencia de una capa plástica de baja velocidad (astenosfera) brinda una solución al problema, ya que puede imaginarse que en el interior de la astenosfera hay corrientes de convección a gran escala que pueden producir movimientos horizontales también a gran escala en la capa superior de la litosfera. Este esquema lleva implícito el que la corteza oceánica experimenta grandes desplazamientos horizontales junto con los continentes; de este modo no se requiere la idea de continentes en movimiento, siempre en batalla contra la resistencia de la corteza oceánica.

Aceptando, por el momento, que en la astenosfera existe una corriente de convección, es posible visualizar los relieves oceánicos como zonas activas (idea ésta apoyada en la distribución de sismos) bajo las que ascienden las corrientes de convección de la astenosfera. Material ígneo a alta temperatura (magma) fluye a la superficie en las crestas de las cordilleras submarinas (dorsales) para formar nueva litosfera oceánica que, bajo la acción de la parte horizontal, alargada, de las células de convección, es forzada a moverse lateralmente separándose de las crestas, con lo que deja espacio para nuevo magma ascendente. Por último, la litosfera oceánica se hunde en las regiones de fosas submarinas. Este proceso se ha desarrollado

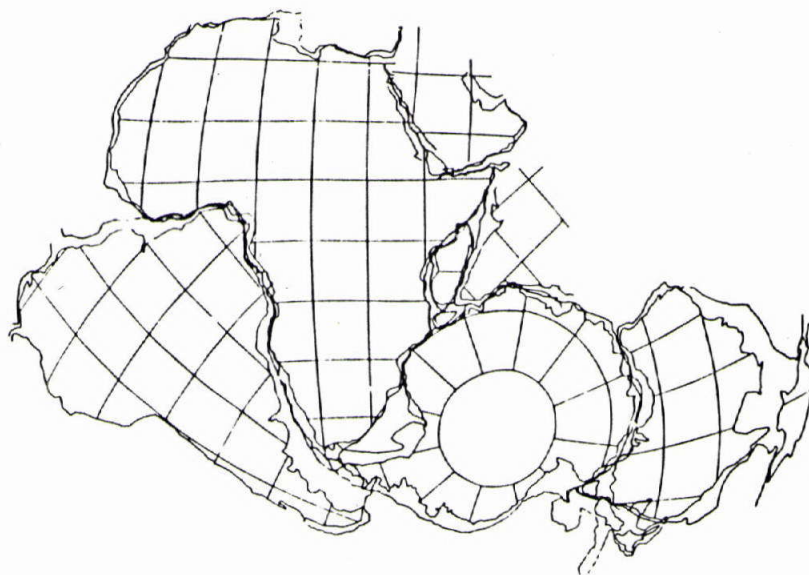


Figura 4 Encaje de los continentes australes. *Fuente:* Smith (A. G.) y Hallam (1970).

esquemáticamente en la Figura 5.

TECTONICA DE PLACAS.

En los últimos 15 años, los aspectos dinámicos de la deriva de los continentes y extensión del fondo oceánico se han asimilado, conceptualmente, a la tectónica de placas; un marco de referencia que considera que la litosfera de la Tierra está constituida por un número determinado de placas corticales rígidas, o bloques, en movimiento relativo. Tal como se muestra en la Figura 6, se reconocen fácilmente seis grandes placas, si bien se requieren otras más pequeñas.

Las grandes placas pueden ser casi completamente continentales (por ejemplo, la placa Euroasiática), totalmente oceánicas (Pacífico), o una combinación de ambas (Americana, Africana). La necesidad de tales tipos surge directamente de la aceptación de la deriva continental y de la extensión del fondo oceánico.

Podemos deducir que las placas corticales o litosféricas, aunque en general tectónicamente inactivas en su interior, están limitadas por márgenes activos que las definen. En efecto, podemos considerar tres tipos de márgenes: (1) cordilleras oceánicas, en donde se genera litosfera; (2) fosas oceánicas, en donde se consume litosfera, y (3) fallas de transformación, en donde hay movimiento relativo, pero nunca producción o destrucción de litosfera. Estos tres tipos llevan consigo actividad tectónica y suelen ser zonas de sismos, tal como se muestra en la Figura 6.

CARACTERISTICAS DE LOS SISMOS.

La amplia división de la Tierra en corteza, manto y núcleo se definió observando el comportamiento de las ondas elásticas producidas por los sismos. Cuando en la Tierra ocurre un sismo, una parte de la energía desprendida sale hacia afuera de la fuente (foco o hipocentro) en forma de ondas elásticas que se propagan por la Tierra con una velocidad definida, dependiendo ésta de las propiedades físicas del medio de transmisión.

* Tipos de ondas sísmicas:

Por el interior de la Tierra pueden propagarse dos tipos de ondas elásticas: (1) ondas P (o longitudinales), que corresponden a la transmisión de compresiones y dilataciones y en las que el movimiento de las partículas del medio se propaga en la misma dirección que la de la onda de propagación, (2) ondas S (o transversales), que corresponden a desplazamientos en cizalle y en las que las partículas del medio se mueven perpendicularmente a la dirección de propagación de las ondas, y (3) ondas superficiales que están restringidas a la vecindad de la superficie libre de la Tierra.

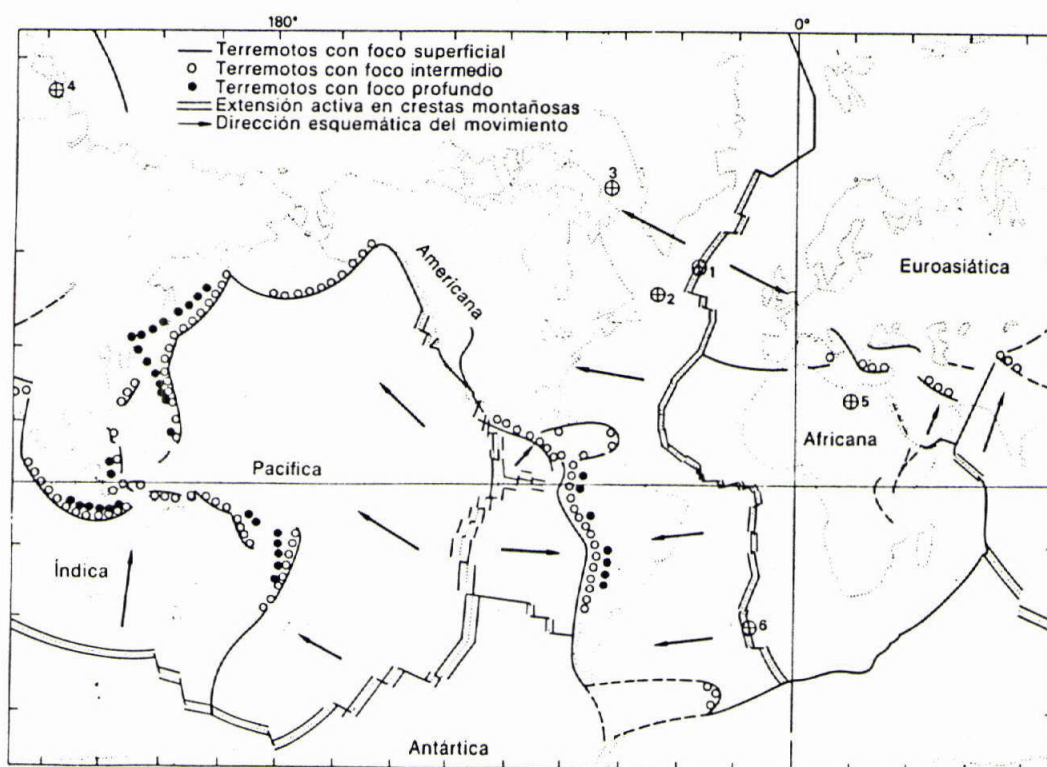


Figura 6 Placas litosféricas de la Tierra. Los polos de rotación para los distintos pares de placas están numerados del 1 al 6 de la siguiente forma: 1, Atlántico Sur (América-África); 2, Pacífico Norte (América-Pacífico); 3, Pacífico Sur (Antártida-Pacífico); 4, Océano Ártico (América-Eurasia); 5, N. O. del Océano Índico (África-India); 6, S. O. del Océano Índico (Antártida-África). La velocidad de extensión en las crestas montañosas está indicada esquemáticamente, y varía entre 1 cm año^{-1} cerca de Islandia y 6 cm año^{-1} en el Pacífico ecuatorial. Fuente: Wyllie (1971).

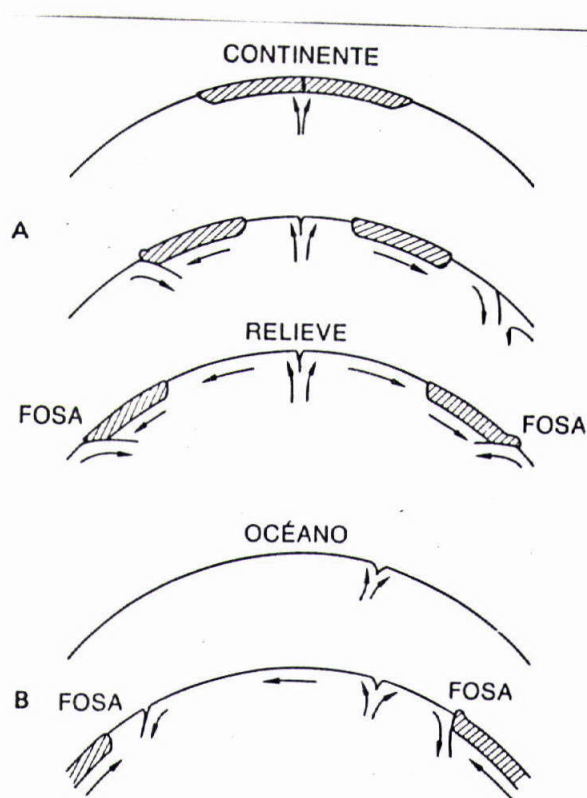


Figura 5 Diagrama esquemático mostrando las consecuencias de la extensión del fondo oceánico. A, muestra el efecto de una corriente de convección que nace bajo el continente, siendo el resultado final una situación tipo Atlántico sin fosas alrededor del océano central. B, muestra el efecto de una corriente similar en una región originariamente oceánica, siendo el resultado final una situación tipo Pacífico en la que el material de la litosfera es consumido a lo largo de una fosa de una cuenca oceánica. *Fuente:* Vine (1969).

* Profundidad del foco:

Todos los sismos se producen como máximo a una profundidad de unos 700 Km; no se ha detectado ninguno por debajo de los 720 Km. La clasificación de los sismos según la profundidad del foco es:

foco superficial	0 - 70 Km
foco intermedio	70 - 300 Km
foco profundo	por debajo de 300 Km

El 75 % de los sismos superficiales, el 90% de los intermedios y casi todos los sismos más profundos se producen alrededor del margen del Pacífico, en el cinturón circum-Pacífico. De hecho, los eventos superficiales son, con notable ventaja, los más frecuentes de los sismos. Un 75 % de la energía liberada por los sismos proviene de eventos superficiales y sólo alrededor de un 3 %, de eventos de foco profundo. Además, normalmente son los sismos superficiales los que causan daños en la superficie terrestre. Pocos sismos de profundidad superior a 100 Km causan daños, si bien una notable excepción fue el terremoto de Rumania el 10 de Noviembre de 1940 que, aun cuando se produjo a 160 Km de profundidad, causó considerables daños y la muerte a casi 1.000 personas.

* Magnitud de los sismos:

La magnitud de un sismo es una medida absoluta de su tamaño, relacionada con la energía sísmica liberada y determinada a partir de las amplitudes de las ondas elásticas generadas.

El concepto de magnitud de un sismo lo introdujo Richter para medir el tamaño de los sismos superficiales en California.

* Intensidad de los sismos:

Antes que se desarrollara el concepto de magnitud absoluta, el tamaño de un sismo se expresaba en términos de una cantidad más subjetiva, conocida como "intensidad", basada en la observación de los efectos directos del sismo en la superficie. Se determina la intensidad según el grado de la sacudidad percibido por la gente, la cuantía de los daños causados a estructuras artificiales y la extensión de deformaciones visibles de la Tierra misma. La intensidad así definida se "mide" en términos de escalas arbitrarias.

Las escalas de intensidad han sido usadas desde 1811. Una de las más importantes fue la llamada de Rossi-Forel introducida hacia fines del siglo XIX, una escala con diez grados de intensidad variando desde sacudidas escasamente perceptibles hasta deformaciones visibles de la Tierra. Posteriormente fue modificada por Mercalli dando paso a una escala de doce grados con vistas a mejorar la discriminación en la alta intensidad final de la escala. Actualmente se utiliza en Chile una versión modificada de la escala de doce grados de Mercalli.

* Réplicas y premonitores.

Normalmente los terremotos de gran magnitud van seguidos por un número de sacudidas menores (réplicas) que tienen lugar muy cerca del foco de la sacudida principal. Probablemente están relacionadas con el reajuste mecánico que tiene lugar en la corteza o en el manto a consecuencia del desprendimiento de energía de la sacudida principal. Inmediatamente después del suceso principal, la frecuencia de las réplicas es generalmente alta, pero decae gradualmente con el tiempo, para sucesos muy grandes, a menudo el período es de varios años. La actividad de las réplicas es mayor para terremotos superficiales que para terremotos profundos.

Algunos grandes terremotos vienen precedidos por pequeños temblores (premonitores). Sin embargo, dado que los premonitores tienen características similares a los demás temblores, actualmente no pueden ser identificados como tales hasta que ha tenido lugar el sismo principal.

CAUSAS DE LOS SISMOS.

Las causas últimas de los sismos tectónicos deben relacionarse con los procesos englobados en la tectónica de placas, aún pobremente comprendida. Sin embargo, es posible hacer algún progreso en su comprensión considerando los procesos más inmediatos que producen sismos.

La explicación tradicional de los sismos es la teoría del rebote elástico propuesta por H.F. Reid después de haberse producido el gran terremoto de San Francisco de 1906. En términos sencillos, la falla de la que deriva un sismo se considera como el límite común entre dos bloques de la corteza. Si las fuerzas corticales operan de manera que intenten mover los bloques el uno respecto del otro, horizontalmente y en la dirección de la falla, en un primer momento no se produce este movimiento a causa de la fricción y cementación. Así, inicialmente, los bloques permanecen en reposo, pero como las fuerzas dentro de la corteza persisten, se refuerza un estado de deformación en los bloques de la vecindad de la falla. Finalmente las ligaduras serán superadas y los dos bloques se deslizarán súbitamente uno respecto al otro, produciéndose el sismo. Este suceso reduce a cero las fuerzas existentes antes del sismo, pero si éstas continúan habrá una nueva deformación que conducirá a un nuevo sismo.

DATE DUE

551.22

E88st

c1 Estructura Interna
y Origen de los Sismos

00147

DATE

ISSUED TO

551.22

E88st

c1 Estructura Interna
y Origen de los Sismos

00147

GAYLORD S

00147