

La amenaza del interior de la Tierra

David Zurdo

En los últimos tiempos, grandes huracanes o tifones, tsunamis y, sobre todo, terremotos, han arrasado vastas regiones de nuestro planeta. La percepción generalizada es que algo le está pasando a la Tierra en un sentido global. Las fuerzas de la naturaleza parecen haber desatado –y cada vez más– su furia. Por un lado, sobre nuestras cabezas, con el cambio climático, y, por otro, bajo nuestros pies.

En este artículo vamos a centrarnos en la amenaza que viene del interior de la Tierra, de los terremotos y la influencia que ejerce en ellos el núcleo. Una zona de nuestro planeta que favorece la vida en la superficie, pero que quizá, algún día, pueda convertirse también en causa de su destrucción.

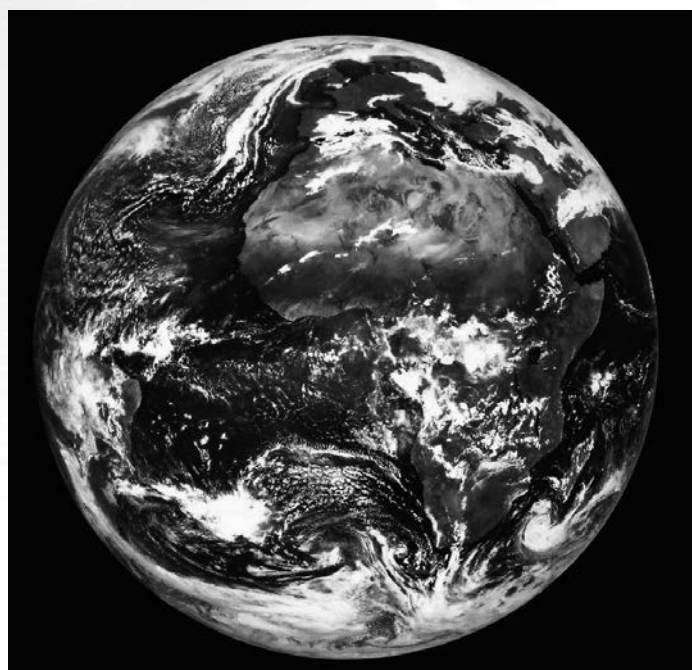


Figura 1.

Origen y formación de la Tierra

La edad de la Tierra se ha estimado en 4.650 millones de años. Teniendo en cuenta que la del universo está en torno a los 13.700 millones de años, sólo es moderadamente antigua. Su nacimiento comenzó con la condensación de materiales disgregados, libres en el espacio: gas y polvo cósmico que comenzaron a interactuar gravitatoriamente y a unirse. Las enormes cantidades de material fueron provocando reacciones mecánicas y radiactivas que influyeron en la materia acumulada: ésta elevó poco a poco su temperatura y los elementos más pesados fueron hundiéndose hacia el centro de masas.

Cuando hubo suficiente material, las fuerzas gravitacionales provocaron que el conjunto se fundiera. Con el tiempo, la corteza se endureció. Fue un período de inmensas erupciones, hasta que el enfriamiento llegó al manto. El núcleo sigue fundido parcialmente y rotando a distinta velocidad que el conjunto. La presión gravitacional mantiene así al núcleo externo. Su composición global es de metales pesados, básicamente hierro y níquel. De ahí que el planeta se comporte como un gigantesco imán. Ello genera un campo magnético que nos protege de las partículas de altas energías que forman los vientos solares, ya que las desvía de nosotros, favoreció la navegación gracias al empleo de brújulas, y permite a muchos animales –como las aves– orientarse en sus migraciones.



Figura 3. Los primeros tiempos de nuestro planeta fueron de enorme actividad geológica.

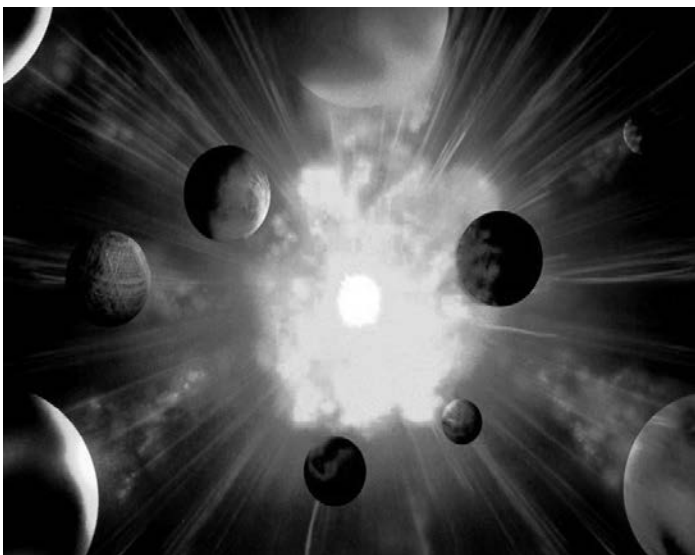


Figura 2 (a y b). La acumulación de materiales disgregados ha dado origen, a lo largo de millones de años, a las galaxias, las estrellas y los planetas.

Estructura interna del planeta

La capa exterior de la Tierra es la corteza, donde se desarrolla la vida humana. La corteza y el manto exterior son solidarios, y conforman la litosfera. Su espesor varía hasta un máximo de unos 200 kilómetros, aunque hay zonas submarinas en que apenas tiene una decena de kilómetros, o incluso menos.

La corteza “flota” sobre las capas más internas, fragmentada en placas llamadas tectónicas. Su movimiento es desigual, en dirección y velocidad, de modo que hay lugares donde la corteza se crea y otros donde se destruye. Las tensiones de este proceso liberan su energía en forma de terremotos.

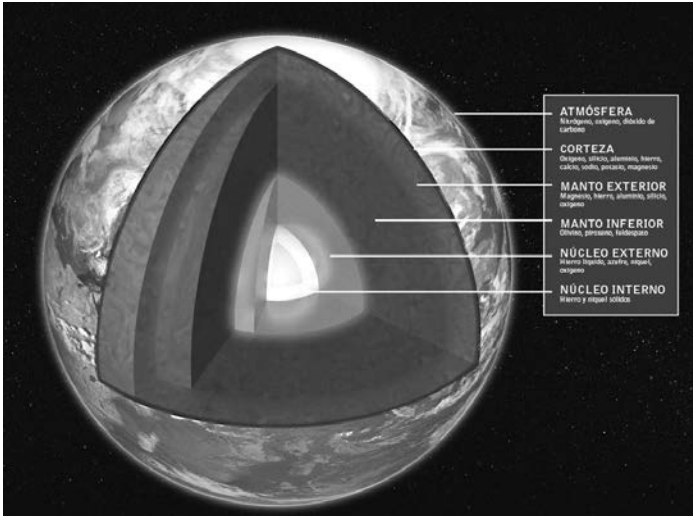


Figura 4. Sección de la Tierra, con sus distintas capas diferenciadas.

La composición de la litosfera es de minerales de densidad intermedia, aproximadamente 2,7 veces más densos que el agua. Como la densidad media de la Tierra supera el valor 5, eso implica necesariamente que los materiales más pesados estén en el interior. Durante la formación de la Tierra, éstos fueron colocándose allí por la acción de la gravedad, dejando a los más ligeros “flotando” en la corteza exterior.

Aparte del conocimiento de la capa exterior, del fondo de los océanos y de rocas que han emergido por vulcanismo o procesos geológicos de largo período, nuestro modelo del planeta se basa en observaciones indirectas. La sismología nos ha dotado de una herramienta crucial. Al producirse un terremoto, las ondas sísmicas se detectan en diversos lugares del mundo. Según su retardo, su tipo, y sus refracciones o reflexiones en las distintas regiones internas del planeta, los científicos han podido elaborar un modelo global y coherente, basado en las observaciones. Cada

vez que las ondas cambian de comportamiento, en las interfases entre zonas sísmicamente homogéneas, hablamos de “discontinuidades”.

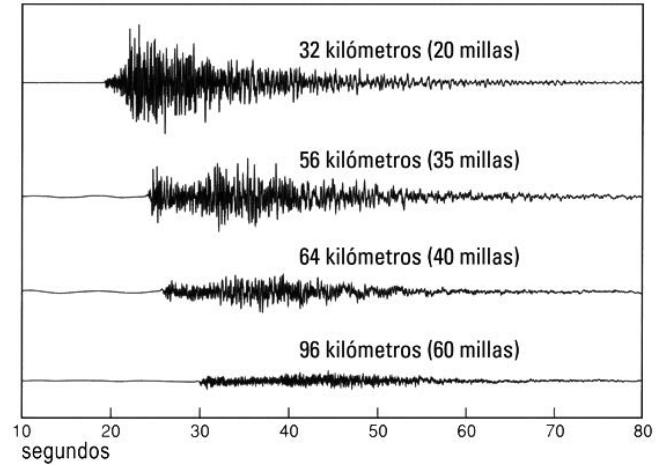


Figura 6. Gráfico de ondas sísmicas.

Entre la corteza y el manto superior se encuentra una de las discontinuidades más superficiales, la primera descubierta, por el sismólogo y meteorólogo croata Andrija Mohorovicic, de quien toma su nombre. Por debajo, otra discontinuidad separa el manto superior del manto inferior, llamado astenosfera, de unos cien kilómetros de espesor. Las rocas que la componen son plásticas. La elevada temperatura de esa zona hace que estén parcialmente fundidas, de modo que las placas que forman la litosfera “flotan” sobre ellas. Por eso los continentes han ido separándose de la Pangea inicial hasta su configuración actual, en un proceso geológico de largo período que sigue activo, aunque las vidas humanas sean tan breves en comparación que no somos capaces de apreciarlo.

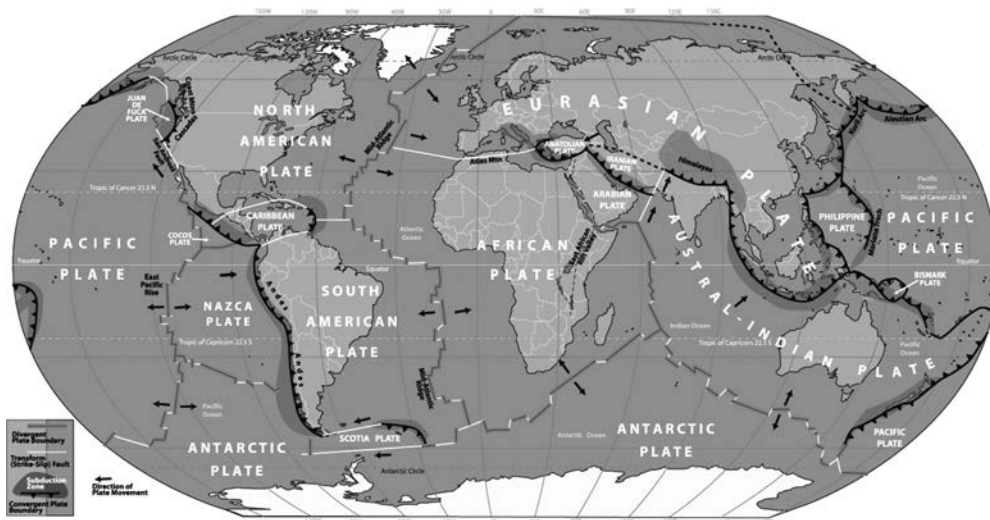


Figura 5. Las placas tectónicas en que se fragmenta la superficie terrestre.

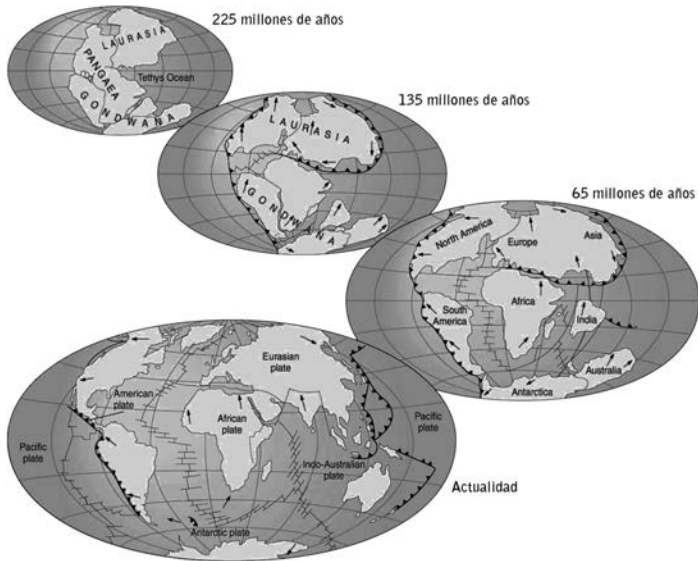


Figura 7. Evolución de la superficie terrestre.

Siguiendo en nuestro viaje hacia el centro de la Tierra, encontramos el manto inferior, que se halla por debajo de la astenosfera. A diferencia de ésta, las rocas que lo forman están en estado sólido, y su densidad aumenta progresivamente con la profundidad. La densidad media del manto inferior es de aproximadamente 4,6. Más abajo aún –a casi tres mil kilómetros de profundidad– llegamos por fin al núcleo, que también está dividido en dos partes diferenciadas. El núcleo externo tiene un grosor de dos mil doscientos kilómetros y una densidad de 10. Es líquido, aunque su unión con el manto inferior es parecida a la forma de la corteza terrestre, en el sentido de que presenta grandes depresiones y montañas imbricadas. El núcleo interno es sólido y alcanza la densidad

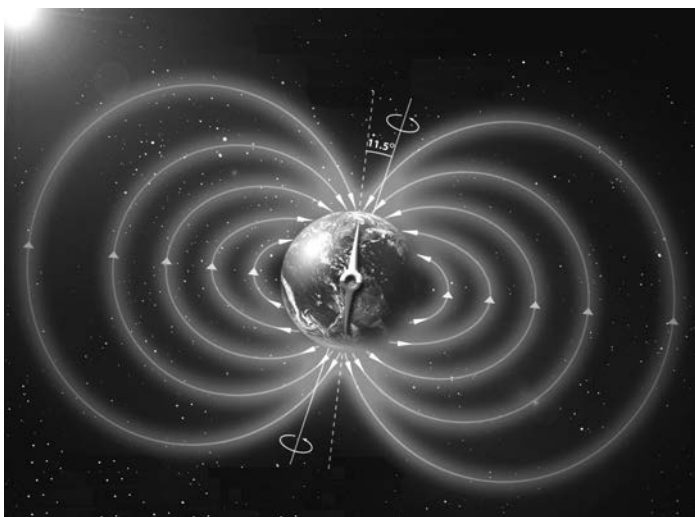


Figura 8. El núcleo metálico de la Tierra genera un campo magnético que nos protege de la radiación cósmica.

de 13. Está compuesto esencialmente de hierro y níquel –de ahí su nombre alternativo de NIFE, por Ni y Fe, los símbolos químicos de ambos elementos–, aunque también están presentes elementos radiactivos, como el uranio, y otros metales pesados como oro y plomo. Esta gigantesca esfera de casi mil trescientos kilómetros de radio es sólida, y su temperatura casi la misma que la de la superficie del Sol, de unos 6.600 a 6.700 grados centígrados.

La inercia del núcleo es inmensa. Gira algo más rápido que el resto del planeta, además de irradiar calor hacia la superficie, lo que provoca corrientes de convección en el manto y, a la postre, erupciones volcánicas y movimientos sísmicos. Ambas zonas del núcleo están divididas por una nueva discontinuidad sísmica, la de Lehmann.



Figura 9. Representación de las corrientes de convección que se dan en el interior de la Tierra.

NOTA: Hasta que se desarrollaron técnicas de posicionamiento precisas, como VLBI (*Very Long Baseline Interferometry*, Interferometría de Muy Larga Base), que consiste en la observación de cuerpos celestes lejanos, no se pudo evaluar con exactitud el desplazamiento de los continentes en la superficie terrestre. Hoy sabemos que la máxima separación que se produce al año supera la decena de centímetros. Esta cantidad, que puede parecer exigua, ha sido la responsable, a lo largo de millones de años, de la ruptura y separación del continente y del océano únicos primigenios (Pangea y Pantalasa) en los continentes y océanos actuales.

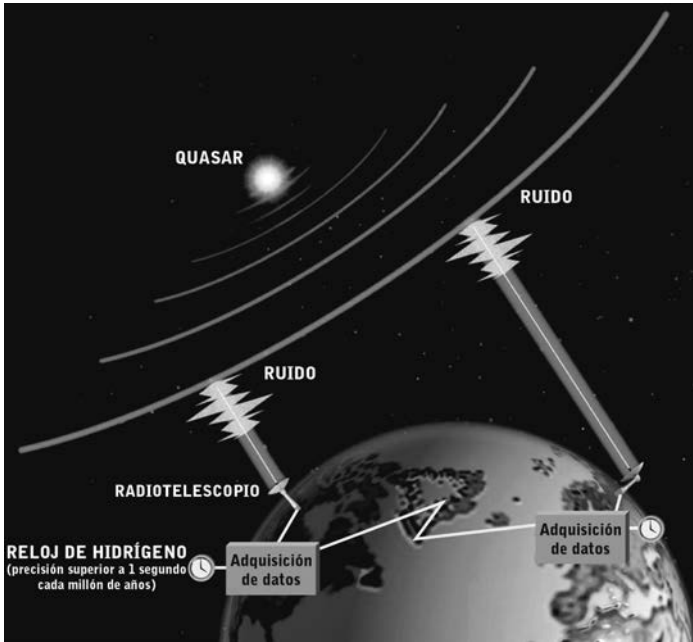


Figura 10. Observación VLBI.

Las discontinuidades sísmicas

Las principales fronteras que en el interior de la Tierra producen cambios de orientación en las ondas sísmicas son cinco. Su importancia en el estudio y comprensión de la estructura interna de nuestro planeta es vital, ya que sólo podemos elaborar teorías indirectas, basadas en densidad, rocas eruptivas, sedimentos aflorados, etc. Y, por supuesto, el comportamiento de las ondas que atraviesan la Tierra cuando se produce un sismo.

- La primera discontinuidad que encontramos, en razón a su profundidad, es la de Conrad. Se encuentra entre las dos partes en que puede dividirse la corteza, una superior llamada *sial* y una inferior llamada *sima*. Estos dos nombres provienen de los acrónimos de silicatos de aluminio y silicatos de magnesio, respectivamente. No se trata de una frontera definida. Bajo los océanos desaparece, mientras que en las zonas continentales demuestra una diferencia de composición mineralógica difusa.
- Por debajo se halla la discontinuidad de Mohorovicic, entre la corteza y el manto exterior. Las rocas que forman esta región del manto son mucho más densas que las de la corteza. También varía su profundidad en función de si se halla por debajo de los mares o los continentes, aunque puede establecerse una profundidad media, respectiva, de 8-10 y 35-70 kilómetros.

- Más abajo está la discontinuidad de Repetti, entre la astenosfera y la piroesfera, a unos 700 kilómetros de profundidad, que separa el manto exterior del manto inferior.
- Después encontramos la discontinuidad de Gutenberg, entre el manto inferior y el núcleo externo. Su profundidad media es de 2.900 kilómetros.
- Y, por último, la discontinuidad de Lehman –o de Weichert-Lehman–, que es la más profunda y separa sismológicamente el núcleo externo del interno. Su profundidad media es de 5.100 kilómetros.

El Mohole

A finales de los años cincuenta del pasado siglo, se abordó un complejo y costoso proyecto científico norteamericano. Tenía como objetivo atravesar la corteza terrestre hasta su unión con el manto externo, en esa interfase llamada discontinuidad de Mohorovicic, para así obtener datos directos acerca de su configuración geológica, la edad de la Tierra y sus procesos internos. Sobre todo, para tratar de desvelar cómo funciona la deriva continental, ya que las teorías que la describen son indirectas y controvertidas. Se eligió el fondo marino para llevar a cabo la perforación, dado que el grosor de la corteza bajo los océanos es muy inferior al de los continentes. El lugar definitivo de perforación, tras descartar la costa de California, fue establecido en la costa de Méjico. Por desgracia, en 1966 el proyecto tuvo que ser abandonado por los altos costos y la falta de financiación.

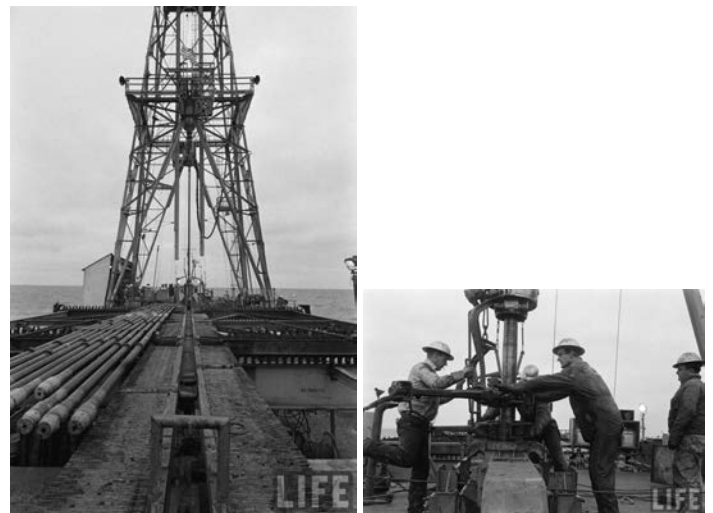


Figura 11 (a y b). Fotografías de Life Magazine sobre los trabajos en el Mohole.

Origen de los seísmos

La corteza de la Tierra “navega” sobre el manto, pero no lo hace de una sola pieza. Es como si hubiéramos pelado una naranja, dejando la piel en fragmentos, y luego los volviéramos a colocar en su sitio. Cada uno de esos pedazos es, en el caso de nuestro planeta, una placa tectónica. Estas placas flotan y se mueven en distintas direcciones. En algunos lugares, la corteza se destruye (lo que se denomina subducción), mientras que en otras se crea por actividad volcánica (como en la dorsal Centroatlántica). Dicha actividad, unida a las corrientes de convección que se dan en zonas inferiores de la Tierra, van produciendo acumulación de energía que, en ocasiones, se libera de un modo repentino y destructivo. Cuando esto sucede, se produce un seísmo.

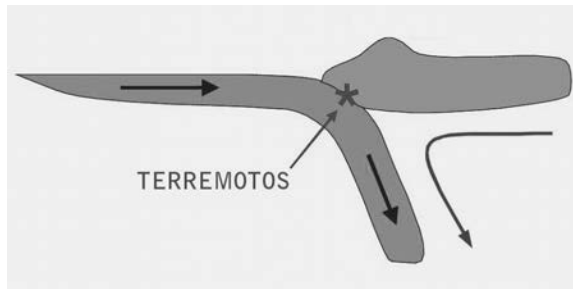


Figura 12. Zona de subducción entre placas tectónicas.

El foco de un seísmo puede hallarse a una distancia mayor o menor de la superficie. A ese punto se le denomina hipocentro. Por encima, ya en superficie, el punto más cercano al hipocentro es el epicentro del terremoto. Cuanto más superficial sea el hipocentro, y a igualdad de intensidad –o energía liberada–, tanto más destructivo será el seísmo.

Por supuesto, como sabemos por experiencia, no todas las regiones de la Tierra son igual de propensas a sufrir grandes terremotos. Hoy conocemos las pla-

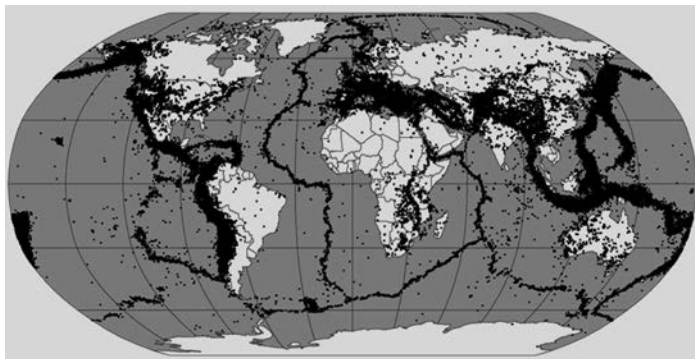


Figura 13. Regiones de la Tierra con mayor densidad sísmica.

cas tectónicas y sus límites, así como las zonas en que la actividad sísmica es mayor. Toda la costa oeste de América, tanto Norte como Sur, así como Centroamérica, son zonas muy propensas a grandes seísmos. También lo es Japón y el Pacífico Sur, o la región del Mediterráneo. Sin embargo, zonas como Siberia o Centroáfrica están libres de terremotos de magnitud considerable.

Escalas de medición de la intensidad de los terremotos

Existen varias escalas de medida para evaluar la intensidad de los movimientos sísmicos. Se basan en la energía liberada y la devastación producida. En el primero de los casos, el cálculo se efectúa mediante los datos registrados por la red de sismógrafos que detecta un cierto temblor. Aunque cada uno de ellos se encuentre en lugares lejanos del epicentro, existen fórmulas matemáticas, basadas en la transmisión de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra, que permiten evaluar la magnitud. Sin embargo, la medición resultante no es perfecta al ciento por ciento, y puede variar en función de la cantidad de sismógrafos de la red y su lejanía o proximidad al epicentro.

En el segundo caso, la devastación, se evalúa *in situ*. Los temblores más leves apenas son percibidos, o se limitan a mover objetos en equilibrio inestable. En el límite máximo, una ciudad entera puede quedar destruida, como sucedió en el caso del último terremoto de Haití, que arrasó la capital del país, Puerto Príncipe.



Figura 14. Puerto Príncipe, devastado.

La más famosa escala de medición sísmica es la de Richter, que estima la energía liberada en un terremoto por medio de la amplitud de las ondas sísmicas, sin tener en cuenta sus consecuencias. Se trata de una escala logarítmica sin límite –no acaba en 10–, de modo que cada grado más supone que las ondas sísmicas tendrán una amplitud diez veces mayor. Esto redonda en unas 30 veces más energía liberada por grado. Así, un terremoto de grado 8 en la escala de Richter es 30 veces más intenso que uno de grado 7. Y uno de este grado será, aproximadamente, 1.000 veces menos intenso que uno de grado 9. Sus parti-

cularidades más notables son que, al haberse desarrollado como comparación con detonaciones de cargas explosivas de TNT, puede adquirir valores negativos (para temblores extremadamente leves), y también que no es muy buena para evaluar seísmos con grado superior a unos 8 grados.

Sin embargo, la tabla anterior depende mucho de la localización del epicentro del terremoto y de su profundidad. El mismo temblor de grado 8 en la escala de Richter puede provocar daños muy dispares si sucede lejos de un centro de población, si es muy profundo o –como sabemos bien– según la preparación de la zona frente a terremotos. Así, un seísmo de 7 grados puede matar a cientos de miles de personas, mientras que uno de grado 9 a muy pocas si sucede en un país como Haití o uno como Japón.

Por ello se desarrolló otra escala de medición, específicamente creada para evaluar la destrucción de los terremotos, sin tener en cuenta la liberación física de energía. Ésta recibe el nombre de escala de Mercalli. Se divide en doce grados y se basa en la comprobación de los daños en una zona determinada, lo cual, más allá del estudio científico de los seísmos, es lo que más nos importa como seres humanos.

MAGNITUD (escala de Richter)	CANTIDAD TNT EQUIVALENTE
-1,5	1 gramo
1,0	150 gramos
1,5	1 kilogramo
2,0	5 kilogramos
2,5	30 kilogramos
3,0	200 kilogramos
3,5	500 kilogramos
4,0	6 toneladas
4,5	30 toneladas
5,0	200 toneladas
5,5	500 toneladas
6,0	1.250 toneladas
6,5	30.000 toneladas
7,0	200.000 toneladas
7,5	1.000.000 de toneladas (1 megatón)
8,0	6 megatones
8,5	30 megatones
9,0	200 megatones
10,0	6.000 megatones

MAGNITUD (escala de Richter)	EFEECTO DEL SEÍSMO
Menos de 3,5	No es apreciable (microsismo)
De 3,5 a 5,4	Daños menores
De 5,5 a 6,0	Daños leves a edificios y estructuras
De 6,1 a 6,9	Daños medios en zonas de población
De 7,0 a 7,9	Daños graves
A partir de 8,0	Devastación completa de áreas pobladas

Grado I	Leves vibraciones. Sólo notan el temblor las personas en reposo y en un entorno silencioso.
Grado II	Las lámparas colgantes se mueven ligeramente. Las personas en reposo lo aprecian.
Grado III	Se aprecia en el interior de los edificios, con más claridad en pisos altos.
Grado IV	Algunas personas en el exterior de los edificios lo notan. Los objetos vibran en las estanterías y los muros de los edificios emiten crujidos. El mobiliario urbano vibra.
Grado V	Las personas dormidas se despiertan. Se quiebran algunos cristales y caen objetos al suelo desde las estanterías. Algunas grietas en los muros de los edificios menos sólidos.
Grado VI	La gente empieza a sentir miedo y sale a la calle. Los muebles se mueven. Daños leves en las estructuras.
Grado VII	Daños leves en edificios sólidos. Algunos daños en las estructuras más endebles. Lo notan personas en automóviles.
Grado VIII	Daños importantes en edificios ordinarios. Algunas partes empiezan a derrumbarse. Los muebles se vuelcan. Los automóviles pierden el control.
Grado IX	Daños importantes en edificios sólidos. Derrumbes generalizados. El terreno se agrieta y las conducciones de gas y agua se quiebran.

Grado X	Dstrucción de estructuras. Las grietas del terreno se hacen más grandes. Los puentes se retuercen y empiezan a caer. Las vías ferroviarias se doblan. Derrumbe de laderas.
Grado XI	Los edificios ordinarios quedan destruidos, al igual que los puentes. Grietas muy grandes en el terreno. Sólo quedan en pie las estructuras anti-sísmicas.
Grado XII	Devastación total. El terreno se levanta y se hunde al paso de las ondas sísmicas. Cambian los cauces de los ríos. Incendios y avalanchas.

NOTA: Otras escalas similares a la de Mercalli son la MSK, o de Medvedev-Sponheuer-Karnik, y la SME, o Escala Macrosísmica Europea, una revisión de la MSK.

En la actualidad, podría decirse que la escala de Richter ha quedado obsoleta. Sobre todo por la mencionada incapacidad de evaluar correctamente los seísmos muy intensos. En 1979, los sismólogos Thomas Hanks y Hiroo Kanamori desarrollaron una nueva escala de medida que se denomina “Escala Sismológica de Magnitud del Momento”. Aunque el nombre sea poco atractivo, es capaz de evaluar con mucha precisión los grandes terremotos, mediante una serie de valores (grados) que se relacionan con la liberación física total de energía. Por ello, sigue los pasos de la escala de Richter, y también es logarítmica, aunque mejora a su predecesora en los valores más altos.

Localización del epicentro

Existen distintas clases de ondas sísmicas. Unas son longitudinales y otras transversales, y no se transmiten a la misma velocidad. Cuando una estación sismológica capta un temblor, mide la amplitud de las ondas y el tiempo de retardo entre las diferentes clases de ellas. Así es posible estimar la distancia que separa a la estación del epicentro del seísmo.

Este valor calculado permite trazar una circunferencia, cuyo radio es la distancia al epicentro. Para localizar el punto exacto se necesitan, al menos, tres estaciones sismológicas. Con sus datos calculados y sus posiciones geográficas es posible efectuar una trisección del foco del terremoto. Naturalmente, ello se logrará con mayor precisión cuantas más estaciones aporten datos.

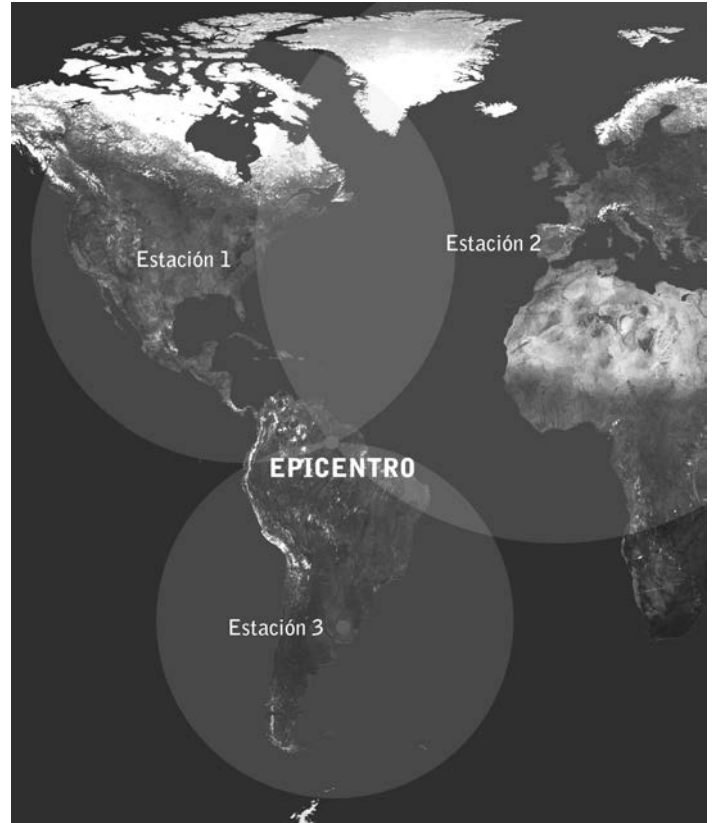


Figura 15. Localización del epicentro de un terremoto.

Los mayores terremotos registrados

A continuación puede consultar una tabla con los terremotos más devastadores, en magnitud y/o número de víctimas mortales. Fuera de esta tabla se halla el terremoto que destruyó una vasta región de islas griegas (las Cícladas), antes de nuestra era. Algunos científicos sostienen que pudo superar el 10 de magnitud en la escala de Richter, y también hay quien asegura que en esa zona estaba ubicada la mítica Atlántida.

En cualquier caso, con los datos reales observados, encontramos dos hitos sísmicos fundamentales en la historia: el terremoto más intenso, que se produjo en Chile en 1960, y que alcanzó una magnitud de 9,5 grados, y el más destructivo en cuanto al número de muertos, acaecido en China en 1976, con una estimación de 760.000 víctimas (aunque se sospecha que dos seísmos anteriores, ocurridos a principios del siglo XIII y en el siglo XVI, podrían haber causado un número de fallecidos aún mayor).

AÑO (d.C.)	MAGNITUD (escala de Richter)	EPICENTRO	INFLUENCIA	VÍCTIMAS
526	Próximo a 10 (estimado por medios indirectos)	Antioquía, Siria	Costa del Mediterráneo	250.000
826	Desconocida	Desconocido	Corinto, Grecia	45.000
1201	7,6 (estimado)	Oriente Próximo	Egipto, Siria	1.000.000
1268	8,4	Desconocido	Sicilia	60.000
1531	8,1	Lisboa, Portugal	Portugal	30.000
1556	8,0	Shanxi, China	China	830.000
1667	7,8	Shemaka, Cáucaso, Azerbaiyán	Cordillera Caucásica	80.000
1693	8,1	Catania	Italia	66.000
1746	9,5	Callao	Callao, Lima, Perú	10.000
1755	8,4	Mar Caspio	Norte de Irán	40.000
1755	9,0	Lisboa	Portugal, España y Norte de África. El tsunami producido afectó al norte de África y la Península Ibérica	100.000
1783	8,9	Calabria	Italia	58.000
1797	8,2	Andes Centrales	Ecuador	44.000
26/03/1812	7,7	Caracas, Venezuela	Caracas, La Guaira, Barquisimeto, San Felipe, Mérida	26.000
1838	8,3	Península de Osa	Zona sur de Costa Rica	180
1861	7,0	Mendoza	Argentina	18.000
1868	8,5	Arica	Perú (actualmente territorio de Chile)	700
1868	Desconocida	Desconocido	Ecuador y Colombia	70.000
1875	8,5	Desconocido	Cucuta, Colombia	30.000
1896	Desconocida	Desconocido	Riku-ugo, Japón	22.000
1904	7,9	Litoral de Costa Rica	Costa Rica	No existen datos
1904	8,2	Punta Burica	Costa Rica y Panamá	No existen datos
1906	8,6	San Francisco	San Francisco, Santa Rosa, Salinas y San José, Estados Unidos	13.700
1906	7,9	Valparaíso	Chile	20.000
1908	7,5	Mesina	Italia	120.000
1915	7,0	Avezzano	Italia	35.917
1917	7,0	Cerca de Los Ángeles, California	California	No existen datos
1920	8,5	Kansu	China	180.000
1922	8,5	Vallenar, Atacama	Chile	800
1923	8,3	Tokio	Japón	300.000

AÑO (d.C.)	MAGNITUD (escala de Richter)	EPICENTRO	INFLUENCIA	VÍCTIMAS
1923	8,2	Kwato	Japón	143.000
1932	7,6	Kansu	China	70.000
1933	8,9	Costa de Japón	Noroeste de Japón	3.000
1934	8,4	Bihar	India y Nepal	10.700
1935	8,4	Desconocido	Quetta, Beluchistán	66.000
1935	7,5	Queta	India	50.000
1939	8,3	Chillán	Centro y sur de Chile	5.648
1939	7,9	Desconocido	Erzincán, Turquía	74.000
1940	8,0	Lima	Perú	1.000
1942	Desconocida	Desconocido	Japón	82.000
1944	7,8	San Juan	Argentina	40.000
1946	8,1	María Trinidad Sánchez	República Dominicana	1.700
1948	7,3	Ashgabat	Turkmenistán	110.000
1950	7,9	Península de Nicoya	Costa Rica	33
1953	8,3	Calama	Chile	3
1954	6,7	Orléansville	Argelia	10.000
1957	Desconocida	Desconocido	Norte de Irán	25.000
1959	8,2	Parque de Yellowstone	Montana	Sin víctimas
1960	Desconocida	Agadir	Marruecos	36.800
1960	9,5	Valdivia	Chile	10.000
1962	7,2	Buyin-Zara, Quazvin	Noroeste de Irán	12.230
1963	6,9	Skopie	Sur de la antigua Yugoslavia, Albania, Grecia y Bulgaria	13.000
1964	9,2	Anchorage	Alaska	131
1965	7,4	Valparaíso	Chile	280
1966	8,1	Taltal	Chile	6
1968	Desconocida	Norte de Irán	Irán	20.000
1970	7,9	Ancash	Perú	100.000
1970	Desconocida	Desconocido	Turquía	30.000
1971	7,8	Illapel	Chile	85
1972	6,2	Managua	Nicaragua	10.000
1973	7,5	Orizaba Veracruz	México	1.200
1974	7,5	Lima	Perú	300
1976	7,5	Guatemala	Guatemala	44.000
1976	7,8	Tangshan	China	760.000
1978	7,7	Noreste de Irán	Irán	25.000
1980	6,9	Irpinia y Basilicata	Italia	2.914
1983	7,5	Cajibío, cerca de Popayán, Cauca	Colombia	250

AÑO (d.C.)	MAGNITUD (escala de Richter)	EPICENTRO	INFLUENCIA	VÍCTIMAS
1983	7,5	Golfito	Costa Rica	3
1985	7,8	Zona central de Chile	Chile	177
1985	8,1	Lázaro Cárdenas, Michoacán	México	45.000
1986	7,5	Planes de Renderos	El Salvador	1.600
1987	6,9	El Reventador, Napo	Ecuador	29.000
1988	7,5	Noroeste de Armenia	Armenia	100.000
1990	7,1	Cóbano, Puntarenas	Costa Rica	2
1990	7,4	Noroeste de Irán	Irán	100.000
1991	7,7	Limón	Costa Rica y Panamá	136
1993	6,0	Latur	India	50.000
1995	7,2	Kobe	Japón	6.500
1995	8,0	Antofagasta	Chile	3
1995	8,0	Costas de Colima	México	194
1997	7,0	Cariaco, Sucre	Venezuela	100
1998	6,9	Noreste de Afganistán	Afganistán y Tajikistán	10.000
1998	7,1	Bahía de Caraquez	Ecuador	No hay datos
1999	7,4	Oeste de Turquía	Turquía	80.000
1999	7,6	Taiwán	Taiwán	44.200
2001	7,9	San Salvador	El Salvador	944
2001	7,9	Guyarat	India, Pakistán	23.000
2001	8,4	Ocoña, Arequipa	Perú	240
2003	7,6	Costa de Armeria, Colima	México	66
2003	6,8	Noroeste de Argelia	Argelia	6.653
2003	6,5	Bam	Irán	80.000
2004	9,3	Norte de la isla de Sumatra	Indonesia, India, Sri Lanka, Bangladesh, Tailandia, Malasia, Maldivas, Myanmar, Somalia, Madagascar, Tanzania, Kenia, Sey- chelles y Suráfrica	400.000 (tsunami)
2005	7,9	Iquique	Chile	22
2005	7,6	Islamabad	Pakistán, norte de India y Afganistán	126.000
2007	8,0	Pisco	Perú	1.000
2007	7,7	Tocopilla	Chile	2
2008	7,8	Wenchuan	China	90.000
2009	7,1	Costas de Honduras	Honduras	6
29/09/2009	8,3	Costa de Samoa	Samoa	100
2010	7,3	Puerto Príncipe	Haití	200.000
2010	7,0	Okinawa	Japón	Sin víctimas
2010	8,8	Concepción	Chile	497

Las mareas terrestres y los terremotos

Cuando se habla de mareas, todo el mundo piensa en las que afectan a los mares y océanos, en general a las masas líquidas que cubren siete décimas partes de la superficie de nuestro planeta. Pero también la tierra firme se ve afectada por la atracción gravitatoria de la Luna y el Sol, y en menor medida de otros cuerpos del Sistema Solar. En España, en un solo día, el suelo que pisamos puede llegar a variar unos quince centímetros en su altitud.

En momentos de máxima marea, por ejemplo en la conjunción de Sol y Luna, con ésta en su perigeo –punto más cercano a la Tierra de su órbita–, se ha observado un incremento en la frecuencia de terremotos. Al parecer, no todas las fallas son sensibles a las mareas terrestres, sino sólo algunas según su configuración específica. Pero es un hecho que existe una cierta correlación entre los grandes seísmos y las mareas terrestres.

Por otra parte, hay que considerar un elemento más que afecta a esa clase de mareas: el núcleo. La rotación del núcleo no es completamente solidaria a la del planeta en su conjunto. Como se ha dicho, el núcleo gira algo más rápido que la corteza, y además no es homogéneo del todo en su composición. Ello provoca “picos de marea” por efecto de la gravedad del núcleo, que también se relacionan con las catástrofes planetarias; sobre todo, al unir su fuerza con las de atracción gravitatoria lunisolar.

El estudio de estos datos ha llevado a un buen número de científicos a tratar de establecer un siste-



Figura 16. Estación sismológica.

ma de predicción sísmica efectivo, que pueda alertar, no ya de que un terremoto se va a producir, pero al menos de que el riesgo es superior al normal. Y eso, teniendo en cuenta la gigantesca potencia destructiva de la naturaleza, podría ser mucho.

NOTA: La Luna también registra terremotos –aunque quizá debería decirse “lunamotos” o “sele-nomotos”–. En nuestro satélite, son mucho más frecuentes y prolongados en el tiempo que los terrestres. El mayor registrado desde que se instalaron sismógrafos, durante las misiones norteamericanas Apolo, ha sido de 5,5 grados en la escala de Richter. Y el más largo ha llegado a superar una duración de diez minutos. Este hecho podría suponer un peligro añadido a las futuras estaciones lunares que sean establecidas en el satélite.

La predicción sísmica

Si tenemos en cuenta la devastación que producen los grandes terremotos y la cantidad de vidas que siegan, es fácil comprender que la ciencia lleve mucho tiempo tratando de desarrollar un método efectivo para predecirlos. En el caso de las erupciones volcánicas o de los huracanes y tifones, ya existen medios predictivos muy fiables. Sin embargo, y por desgracia, a fecha de hoy aún no existe ningún método para los terremotos.

Se conocen las zonas de mayor riesgo sísmico, y es posible confeccionar tablas que nos dan la probabilidad de terremotos en un cierto período de tiempo, pero nada más. Es algo así como saber –con cierta aproximación– dónde se producirá el temblor, sin que sea posible saber cuándo.



Figura 17. El profesor Ramón Zúñiga, un destacado investigador en el campo de la predicción sísmica (Universidad Nacional Autónoma de Méjico).

Los grandes terremotos resultan de la prolongada acumulación de energía en las rocas, y su repentina y destructiva liberación. Con anterioridad a un seísmo se dan ciertos fenómenos susceptibles de ser observados y evaluados. A éstos se les llama “fenómenos precursores”, y han sido objeto de estudio durante décadas sin que, hasta ahora, nos ofrezcan más que indicios probabilísticos de la ocurrencia del temblor.

Los principales fenómenos precursores se basan en cambios de temperatura o campo eléctrico de las rocas, deformaciones del suelo, variación del nivel en pozos y acuíferos, emanación de gases subterráneos, e incluso el comportamiento de los animales en una cierta zona. En el caso del gran tsunami de 2004 en el Sureste Asiático, es bien sabido que ningún animal en libertad pereció por las aguas. Un sexto sentido les

hizo escapar a regiones elevadas, donde evitaron los efectos de la gigantesca ola.

También se emplean estudios históricos de actividad sísmica de fondo. En un cierto lugar existe un patrón concreto de sismicidad, cuya variación puede dar algún indicio de que un terremoto va a suceder. Se ha comprobado que hay alteraciones entre los patrones que se relacionan, en alguna medida, con los seísmos. Por ejemplo, la disminución repentina en el nivel normal de sismicidad de una región, o el aumento de la misma en zonas limítrofes.

No obstante, ninguna de estas observaciones ha dado resultados convincentes. La predicción sísmica es, como vemos, un problema muy complejo. Los avances son lentos, aunque, como ha sido siempre, la ciencia no se rinde.



Figura 18. Si se detecta un gran terremoto en el mar, hoy es posible alertar a la población de la inminencia de un tsunami.