

Víctor Hugo Espíndola Castro y Xyoli Pérez Campos

# ¿Qué son los **SISMOS**, dónde ocurren y cómo se miden?

El sueño de los sismólogos es predecir los sismos que pudieran afectar a la población, por lo que dedican muchos estudios a este fin con el objetivo de mitigar sus efectos. Gracias a su esfuerzo y persistencia se logró determinar el origen de los sismos, así como el mecanismo y la dinámica de su generación; también hemos llegado a conocer el interior de la Tierra y la tectónica de placas.

**D**esde tiempos inmemoriales nuestros antepasados sintieron gran curiosidad por lo que ocurría en su entorno. Sin lugar a dudas, el movimiento inadvertido y brusco del suelo, por ser un evento “invisible”, provocaba gran temor, no sólo por sus efectos, sino también por su origen. El avance científico en este campo relativamente nuevo ha permitido conocer de forma parcial el complejo mecanismo que origina dicho fenómeno; sin embargo, con el incremento de la población y las construcciones, sus efectos se han acrecentado, así como también en muchos se ha extendido el temor a los temblores.

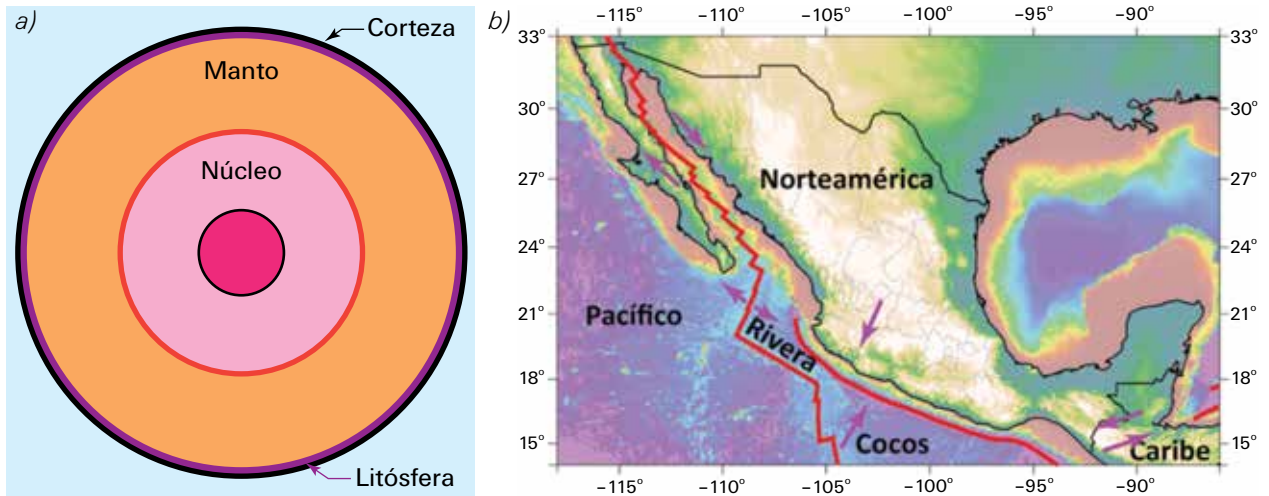
## ■ **Los inicios de la sismología**

■ La ciencia de la sismología, como la conocemos ahora, empieza con los primeros registros sísmicos que surgieron a finales del siglo XIX e inicios del siglo XX con la instalación de sismógrafos (ahora llamados mecánicos) en diversas partes del mundo.

La sismología es una ciencia joven que ha contribuido de manera notable al conocimiento de la estructura de nuestro planeta. Entre las primeras aportaciones están los estudios del núcleo terrestre, realizados por el inglés Richard Dixon Oldham en 1906. Después, en 1936, el estudio de la propagación y velocidad de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra llevó a la sismóloga danesa Inge Lehmann a la conclusión de que existe un núcleo sólido y otro líquido (véase la Figura 1a) con altas temperaturas en el centro del planeta.

Por otra parte, en 1935 el estadounidense Charles Richter había establecido una fórmula para obtener la magnitud y cuantificar el tamaño de un sismo.





**Figura 1.** a) Estructura interna de la Tierra. b) Placas tectónicas en México. Las líneas rojas delimitan las placas y las flechas moradas indican el movimiento relativo entre ellas.

### ■ Placas tectónicas

Otra notable y valiosa contribución fue la explicación de la tectónica de placas, que involucra a la corteza terrestre. El núcleo de nuestro planeta está constituido primordialmente por hierro y níquel, aunque otras características en cuanto a su estructura y composición aún son materia de estudio. La parte media, llamada manto, está hecha sobre todo de silicatos ferromagnesianos. La parte externa de la Tierra es la litósfera, conformada por la corteza y parte del manto; tiene un espesor variable que puede llegar hasta los 100 km, y un comportamiento similar a un cuerpo rígido que flota y se va desplazando “a capricho” del movimiento lento interno del manto. Dicho movimiento se debe a corrientes de convección, producidas por la diferencia de temperaturas entre la región cercana al núcleo (~3000 °C), donde los compuestos del manto son más ligeros y tienden a subir, y la más cercana a la corteza (~1000 °C), donde sus compuestos son más pesados y tenderán a bajar. Así, después de algunos miles de millones de años, se ha dado forma a lo que hoy conocemos como continentes y océanos.

El movimiento interno del manto provoca que la litósfera no sea continua sobre la superficie de la Tierra, sino que esté formada por diferentes segmentos. Ello da lugar al nombre de placas litosféricas, o placas tectónicas. El contacto entre ellas se debe a

movimientos relativos diferentes de cada una de las placas; un buen ejemplo es la placa de Norteamérica, con movimiento hacia el sureste, y la placa de Cocos, con movimiento al noreste, y cuyos límites han dado lugar a una zona de subducción.

Larga y complicada es la historia evolutiva de las placas tectónicas, desde su conformación inicial hasta su configuración actual. En nuestro caso, la República Mexicana está constituida por cinco placas tectónicas (véase la Figura 1b): Pacífico, Norteamérica, Caribe, Rivera y Cocos. Esta última es la más famosa de todas; aunque no es la más grande del planeta, es donde se origina la mayor sismicidad. Por encontrarse en las costas del Pacífico mexicano, afecta las propias entrañas de nuestro país.

Pero vayamos al norte de México, donde las placas del Pacífico y Norteamérica tienen gran fricción entre ellas. La del Pacífico se mueve en dirección noroeste, mientras que la de Norteamérica lo hace hacia el sureste (véase la Figura 1b). La península de Baja California, principal testigo de este movimiento, desde hace más de 12 millones de años se ha alejado lentamente del continente, lo que ha dado origen al Golfo de California. También es una región de gran actividad sísmica, producto de fallas casi verticales en donde cada uno de los lados se desplaza horizontalmente en direcciones opuestas; a este tipo de fallas se les llama de rumbo o laterales.

Por su parte, la placa de Rivera en su frontera noroeste es de tipo *divergente* (Figura 1b); es decir, la separación corresponde a dorsales o bordes donde sale a la superficie nuevo material para formar piso oceánico, mientras las placas se mueven en direcciones opuestas. El movimiento entre la pequeña placa de Rivera y la de Cocos provoca cierta sismicidad, aunque mucho menor que la ocasionada por ambas cuando se desplazan bajo la placa de Norteamérica, o la segunda bajo la del Caribe, en un proceso *convergente* que se llama subducción.

### ■ Los sismos

■ La teoría de la tectónica de placas ayuda a comprender el porqué del movimiento relativo entre ellas; también, cómo esa gran deformación y fuerzas de fricción se originan en las fronteras de la corteza. Esto provoca que el material del que están constituidas las placas finalmente se fracture y provoque, en la mayoría de los casos, desplazamientos súbitos o perturbaciones, lo cual constituye la antesala de lo que en la superficie terrestre se conoce como un sismo.

El movimiento relativo entre las placas tectónicas origina que grandes esfuerzos se concentren principalmente en sus límites y se deforme el medio. Esto funciona como grandes resortes que van acumulando energía potencial —a lo que en sismología se le llama energía sísmica—. Se acumulará tanta como el límite elástico del medio lo permita, hasta que se rompa, se fracture o se disloque, es decir, se desplace súbitamente y origine un sismo. Este proceso elástico y dinámico fue estudiado en 1906 por el geofísico estadounidense Harry F. Reid, después del sismo de San Francisco. Sus observaciones en esta zona donde se encuentra la falla de San Andrés, le permitieron proponer formalmente la teoría del rebote elástico (véase la Figura 2a).

Los temblores se originan por movimiento, fricción y deformación de las placas tectónicas. El primero provee energía, el último la almacena, y la fricción es un precursor importante en el proceso.

Dado que un sismo es el efecto de una perturbación que ocurre ya sea en la superficie o en el interior de la Tierra, al lugar donde se origina la perturbación se le conoce como fuente sísmica, foco o hipocentro.

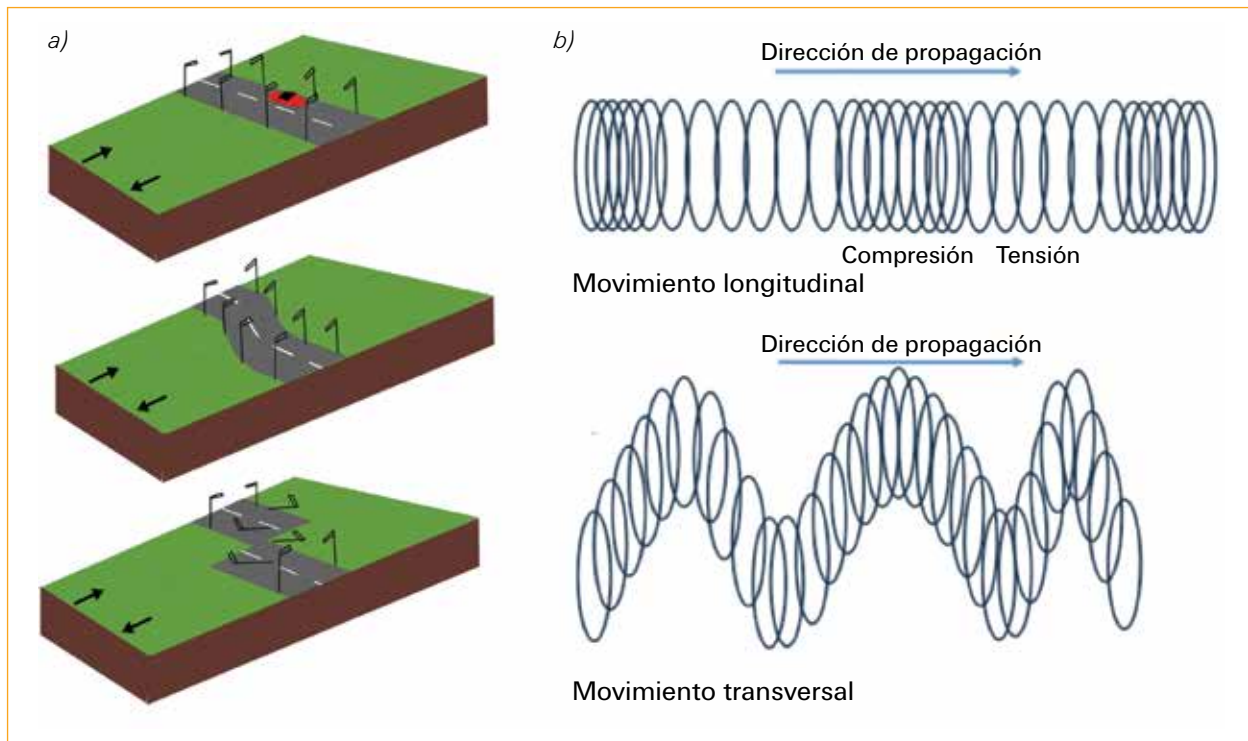


Figura 2. a) Teoría del rebote elástico. b) Ondas de cuerpo: longitudinales (ondas P) y transversales (ondas S).





La fuente sísmica puede deberse al choque de un meteorito, explosiones o colapsos; pero nosotros hablaremos de las que son de origen tectónico.

El fallamiento de las rocas consiste en la liberación repentina de los esfuerzos impuestos al terreno; de esta manera, la Tierra es puesta en vibración. En palabras llanas, un sismo son ondas que se propagan por el medio terrestre y provocan dicha vibración. En los sólidos pueden transmitirse dos tipos de onda. El primero es conocido como onda compresional, porque consiste en la transmisión de compresiones y tensiones; también se les conoce como longitudinales, debido a que las compresiones y tensiones se dan a lo largo de la trayectoria de la onda. El segundo tipo son las ondas de cizallamiento o transversales, precisamente porque las partículas del medio se mueven de manera perpendicular a la trayectoria. La Figura 2b muestra la propagación de estas ondas en un medio elástico. Las ondas compresionales viajan más rápido que las transversales, de tal forma que a cualquier sitio llegarán en este orden, por lo que se les denomina ondas P y ondas S (ondas primarias y ondas secundarias). Por ejemplo, la velocidad de la onda P en materiales como el granito es de 5.20 km/s y la velocidad de la onda S es de 3 km/s. Ambas también son conocidas como ondas de cuerpo o internas, porque pueden viajar dentro de un sólido elástico.

Si se está cerca de la fuente sísmica, la diferencia entre tiempos de arribo de las ondas P y S será pequeña; esta diferencia aumentará conforme uno se aleje de la fuente. De esta manera, con registros de diferentes estaciones sismológicas, es posible determinar dónde es el epicentro (latitud y longitud), además de su profundidad.

### Sismógrafos

Los primeros sismógrafos fueron ideados a finales del siglo XIX (véase la Figura 3a). En nuestros días estos instrumentos han alcanzado un alto grado de sofisticación, aunque siguen utilizando el principio físico del movimiento pendular. Hasta hace pocos años, los registros sísmicos eran tiras de papel sobre un tambor en movimiento, donde una plumilla inscribía el movimiento del sismógrafo (véase la Figura 3b).

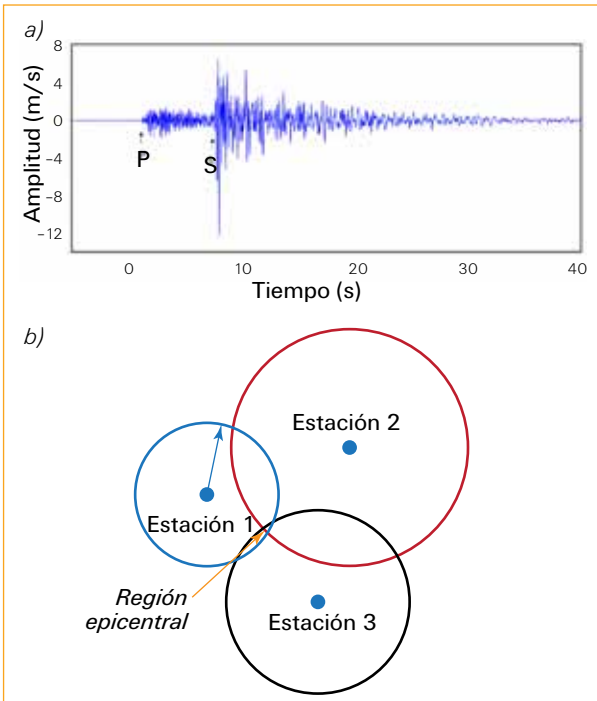


**Figura 3.** a) Sismógrafo horizontal Wiechert; el gran cilindro blanco es una masa de 17 toneladas suspendida por tres puntos. Éste se encuentra en exhibición en el Museo de Geofísica de la UNAM. b) Registro del 19 de septiembre de 1985 en la estación de Pinotepa Nacional, Oaxaca. Hasta arriba se aprecia el registro del sismo de magnitud 8.1 de esa mañana, cuyo epicentro fue en las costas de Michoacán.

Ahora los registros, o sismogramas, son digitales (véase la Figura 4a); pero la forma de localización de los sismos es la misma, y consiste en tener la información de al menos tres estaciones sísmicas diferentes (véase la Figura 4b). Cada estación registra la llegada de las ondas P y S; la diferencia de tiempo de arribo entre ellas dependerá de la distancia del epicentro al sismógrafo, por lo que para cada estación se puede trazar un círculo. La intersección de los tres indica la región epicentral.

### Magnitud e intensidad

Las escalas de magnitud e intensidad se utilizan para cuantificar y medir los temblores. La magnitud fue originalmente propuesta por Charles Richter en 1935, quien estableció una ecuación logarítmica. Existen varios tipos de magnitud, estimados a partir de diferentes fases sísmicas. Hoy la más usada es la magnitud de momento sísmico ( $M_w$ ), que se determina a partir de la cantidad proporcional al área de ruptura (esto es, al tamaño de la falla geológica que



**Figura 4.** a) Registro digital de un sismo. Se identifican los arribos de las ondas P y S. b) Método de triangulación para determinar la localización de la fuente sísmica. El radio de cada círculo es proporcional a la diferencia de tiempos de arribo de las ondas P y S.

se rompió) y al deslizamiento que ocurra en la falla. Su estimación es compleja y puede llevarse a cabo empleando diversos métodos y tipos de datos. Esta magnitud fue propuesta en 1979 por los sismólogos Thomas Hanks y Hiroo Kanamori, del Instituto de Tecnología de California. La magnitud también refleja la cantidad de energía liberada en el sismo. Entre cada unidad de magnitud hay una diferencia de 32 veces; por ejemplo, un sismo de magnitud 8.0 irradia 32 veces más energía que uno de 7.0 de magnitud y 1024 veces más que uno de 6.0 de magnitud.

Por otro lado, los primeros intentos para clasificar los temblores se hicieron a partir de sus efectos. En 1902 el físico italiano Giuseppe Mercalli propuso una tabla –revisada en 1931, a la cual se le llama escala modificada de Mercalli– que consta de 12 niveles, expresados en números romanos. El I indica que el movimiento sólo fue sentido por algunas personas. La escala llega hasta el XII, que se refiere a la destrucción total. Los datos generados de la escala modificada de Mercalli son muy útiles,



principalmente para los constructores; sin embargo, hoy los registros sísmicos de aceleración proporcionan mayor información respecto al comportamiento del suelo, por lo que esta escala es poco usada para ese fin.

**Los sismos más importantes en México**

Desde 1900 en el país se han registrado 83 sismos mayores de 7.0 de magnitud, cuatro de ellos han sido mayores o iguales a 8.0 de magnitud. La Figura 5 muestra los sismos más importantes en el centro-sur del país. Los sismos más grandes, ambos de 8.2 de magnitud, sucedieron el 3 de junio de 1932 en las costas de Colima y Jalisco, y el 7 de septiembre de 2017 en el Golfo de Tehuantepec. El primero fue un sismo de subducción y ocurrió en el contacto de las placas de Rivera y Norteamérica; el segundo fue un sismo intraplaca en la de Cocos.

Por su parte, la Ciudad de México ha experimentado dos sismos que causaron grandes daños y un número considerable de pérdidas humanas; por casualidad, ambos ocurrieron un 19 de septiembre.

El primero fue en 1985, tuvo una magnitud de 8.1 y fue de subducción, entre las placas de Cocos y Norteamérica. El segundo ocurrió en 2017, tuvo una magnitud de 7.1 y fue un sismo intraplaca, en la de Cocos.

En la Figura 5 se pueden apreciar otros sismos, marcados en azul, que también han sido importantes. Éstos no ocurrieron en el límite entre placas ni dentro de la placa subducida, sino también fueron intraplaca, pero se llaman corticales, pues tienen su origen dentro de la placa continental (en nuestro caso, la de Norteamérica).

**Comentarios finales**

Los sismos son resultado de la acumulación de esfuerzos y deformaciones que se producen principalmente por el movimiento de las placas. Nuestro país se encuentra en el marco de un contexto tectónico complicado, por lo que es proclive a la ocurrencia de sismos grandes. Si bien son más comunes los que tienen origen en el contacto entre las placas que subducen (Rivera, Cocos y Norteamérica), también

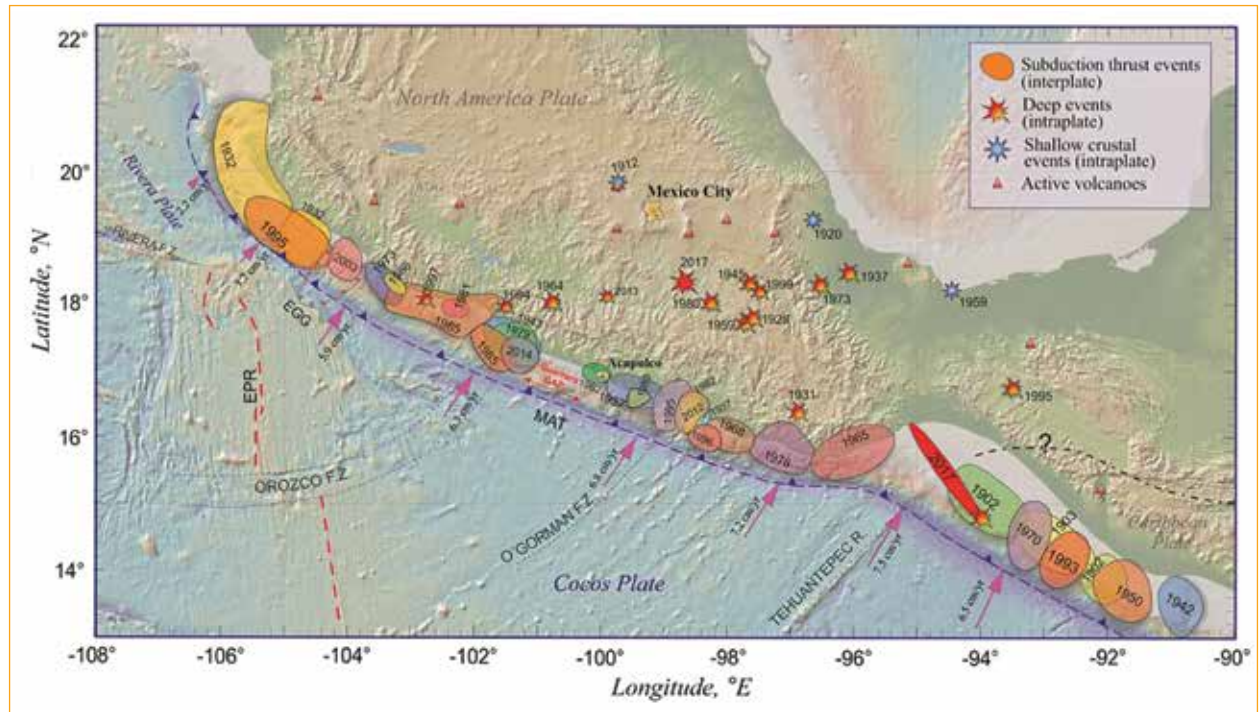


Figura 5. Sismos más importantes del centro-sur de México desde 1900. Figura modificada de Kostoglodov y Pacheco (1999).

pueden ocurrir sismos dentro de las placas, con epicentros en el continente, más cerca de las poblaciones. Por lo anterior, es importante estar preparados para recibirlos.

### Víctor Hugo Espíndola Castro

Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica,  
Universidad Nacional Autónoma de México.  
victore@sismologico.unam.mx

### Xyoli Pérez Campos

Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica,  
Universidad Nacional Autónoma de México.  
xyolipc@sismologico.unam.mx

### Lecturas recomendadas

Cruz Atienza, V. M. (2013), *Los sismos. Una amenaza cotidiana*, México, La Caja de Cerillos.

Espíndola, J. M. y Z. Jiménez (1984), *Terremotos y ondas sísmicas* (Cuadernos del Instituto de Geofísica, núm. 1), México, UNAMS.

Kostoglodov, V. y J. F. Pacheco (1999), "Cien años de sismicidad en México", *Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México*. Disponible en: <<http://usuarios.geofisica.unam.mx/vladimir/sismos/100a%F1os.html>>. Consultado el 14 de abril de 2018.

Nava, A. F. (1987), *Terremotos* (La Ciencia desde México, núm. 34), México, Fondo de Cultura Económica.

Richter, C. F. (1958), *Elementary Seismology*, San Francisco, W. H. Freeman and Co.

