

# El sismo del 19 de septiembre de 2017

**Víctor Manuel Cruz Atienza,**  
Instituto de Geofísica, UNAM

**Luca Ferrari**  
Centro de Geociencias, UNAM

**Shri Krishna Singh**  
Profesor Emérito  
Instituto de Geofísica, UNAM

**Mario Ordaz Schroeder**  
Coordinación de Ingeniería Sismológica  
Instituto de Ingeniería, UNAM

Adaptación del original por Eduardo Ramos Mora, IER-UNAM, miembro de la ACMor. El tema de hoy no necesita una gran introducción, lo sentimos, lo vivimos y aquí, algunas explicaciones para entenderlo.

## ¿Cómo se origina un sismo y cuáles son las características de las ondas sísmicas?

La corteza exterior de la Tierra, llamada litósfera (esfera de roca), es la parte superior del manto terrestre y está fragmentada en placas que se mueven una con respecto a las otras. El límite entre dos placas puede ser: convergente, cuando una placa se aproxima a la otra; divergente, cuando una placa se separa de la otra, o transformante, este último cuando hay movimiento lateral sin convergencia ni divergencia. En los límites divergentes, material del manto sube hacia la superficie. En los límites convergentes, las placas oceánicas que son más delgadas (10-80 km) y más densas se meten (subducen) por debajo de las placas continentales que son más gruesas (50-200 km) y ligeras. Los terremotos más fuertes ocurren principalmente en los límites de placas convergentes. El movimiento de las placas es del orden de algunos centímetros por año y es continuo. Cuando dos placas convergen no se deslizan de manera continua porque hay una fricción entre ellas. Los esfuerzos se acumulan de manera elástica hasta que rebasan la resistencia de la fricción y ocurre un deslizamiento que produce un sismo. Se da el nombre de **hipocentro** al lugar donde se origina el movimiento relativo entre las placas de roca, y **epicentro** a la posición correspondiente sobre la superficie de la Tierra. Un ejemplo simple para imaginar este fenómeno es tomar un ladrillo y tratar de empujarlo hacia abajo deslizando con una fuerza uniforme sobre un plano inclinado cubierto de papel lija. Cuando la fuerza es pequeña, el ladrillo no se mueve, pero cuando la fuerza es suficientemente grande, el ladrillo se desliza rápidamente e igualmente rápido se frena. Estos movimientos bruscos tienen características dinámicas similares a las de los temblores. Una vez que ocurre el movimiento repentino, se generan ondas en las rocas que se propagan alejándose en todas direcciones del sitio donde se originaron. Podemos imaginar este fenómeno recordando lo que ocurre en la superficie de un estanque cuando lanzamos una piedra. El epicentro corresponde al sitio donde cae la piedra y las olas en la superficie equivalen, en nuestro ejemplo, a las ondas sísmicas. Aunque las ondas generadas por los temblores y las ondas en la superficie del agua difieren en algunas propiedades fundamentales, como el desplazamiento local de las partículas que componen el medio de propagación, hay otras propiedades que son comunes para ambos fenómenos. Específicamente, se puede observar que las olas en la superficie del agua van reduciendo su altura (y profundidad) conforme se alejan del sitio donde fueron generadas. Esto se debe a que la energía que les dio origen se debe distribuir en círculos de diámetro cada vez mayor. El movimiento de las rocas debido a las ondas sísmicas no es como las ondas del agua, es muy complejo y para estudiar sus propiedades es conveniente dividir las ondas de cuerpo y ondas superficiales. Las ondas de cuerpo viajan a través del interior de la Tierra, mientras que las ondas superficiales lo hacen sólo por la superficie. Es interesante observar que las ondas superficiales viajan más lentamente que las de cuerpo y, con más frecuencia, son las que mayor daño hacen a las edificaciones. Dos propiedades importantes de las ondas son la amplitud y el periodo. La amplitud se define como la diferencia más grande de la magnitud física que define a la onda. En el caso de las ondas de agua la amplitud se refiere a la diferencia de alturas que se da en la superficie del agua a causa del paso de la onda, mientras que en las ondas sísmicas es el desplazamiento de las partículas del medio. El periodo de una onda es el tiempo que tarda en registrarse el paso de propiedades correspondientes de la onda. Para entender este concepto fácilmente en el contexto de las ondas en la superficie del agua, imaginemos que nos colocamos en un puente sobre un estanque y que generamos una onda en un sitio relativamente lejano. Observaremos la formación de las ondas circulares que se aproximan hacia nosotros. En nuestra posición, que está fija respecto al movimiento de la onda, el periodo de la onda se define como el tiempo que tardan en pasar dos crestas consecutivas. En el contexto de las ondas sísmicas, es el tiempo que hay entre un vaivén del movimiento del suelo debido al desplazamiento de la onda. La **magnitud (M)** de un temblor es un indicador de la **energía sísmica liberada** por un terremoto y se puede determinar usando una red de sismómetros. Los sismómetros son dispositivos muy parecidos a un péndulo, que registra el movimiento relativo entre una masa y un eje de movimiento. Es importante observar que la magnitud se reporta en escala logarítmica. Esto es, si se tienen dos temblores cuyas magnitudes tienen una diferencia de una unidad, la diferencia de energías sísmicas liberadas es de 32; una diferencia de dos unidades implicará una diferencia de energía de 1000 (i.e.  $32 \times 32$ ).

## Origen del sismo del 19 de septiembre de 2017 y diferencias con el de 1985

El sismo ocurrió el mismo día del gran terremoto de 1985 pero los dos eventos son muy distintos. El sismo del 1985 tuvo una magnitud de 8.1 y ocurrió a 15 km de profundidad cerca de la costa de Michoacán (afuera de Lázaro Cárdenas), aproximadamente a 370 km de la Cd. de México y 314 km de Cuernavaca. El sismo ocurrió porque la placa de Cocos se subduce bajo la placa de Norteamérica en la frontera convergente entre las dos placas. Nuestro país se encuentra sobre la placa de Norte América. A estos sismos se les llama de interplaca porque el deslizamiento en la falla geológica que genera las ondas sísmicas ocurre en la frontera de dos placas tectónicas.

En contraste, el sismo de 2017 tuvo una magnitud de 7.1 y ocurrió a 57 km de profundidad en la frontera entre Morelos y Puebla, a una distancia de sólo 120 km de la Cd. de México. Este sismo ocurrió dentro de la placa de Cocos que se encuentra debajo de la de Norte América. A estos sismos se les llama intraplaca por ocurrir dentro de la placa tectónica de Cocos. Aunque menos numerosos que los sismos interplaca, los sismos como el que ocurrió hace unos días son frecuentes en México y se han registrado sus epicentros mayormente en el estado de Guerrero. Lo que fue inusual es que el sismo reciente fue de mayor magnitud que muchos de los sismos intraplaca anteriores y su epicentro ocurrió muy cerca de la Cd. de México. Al igual que las ondas en la superficie del agua, al propagarse, las ondas sísmicas se atenúan rápidamente.

La diferencia entre las magnitudes de los dos temblores es una unidad, esto es, el sismo de 2017 emitió 32 veces menos energía sísmica que el de 1985, y consecuentemente, la ruptura que generó las ondas sísmicas el martes 19 es mucho menor pero, debido a la mayor cercanía del epicentro más reciente, las sacudidas en las zonas de Morelos, Puebla y Ciudad de México fueron tan violentas que causó una destrucción que recordó la de hace 32 años.

La localización de los epicentros de los sismos se ubica en la Figura 1 donde también se muestra el contexto tectónico del sur de México.

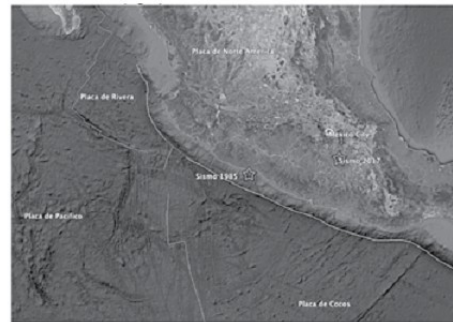


Figura 1. Contexto tectónico de la parte sur de México y epicentros de los sismos del 19 de septiembre de 1985 y del de 2017 de acuerdo al Servicio Sismológico Nacional (<http://www.ssn.unam.mx/>). La línea azul indica un límite de placas de subducción (convergente), donde la placa de Cocos se mete por debajo de la de Norte América. Las líneas rojas indican límites divergentes, donde dos placas se apartan y se crea nueva litósfera oceánica a través de erupciones magmáticas submarinas. Las líneas verdes son límites transformantes, donde las placas se mueven lateralmente sin convergencia ni divergencia. En la Figura 2 se ilustra la subducción de la placa de Cocos respecto de la placa de Norteamérica y posición de los hipocentros de los temblores de 1985 y 2017.

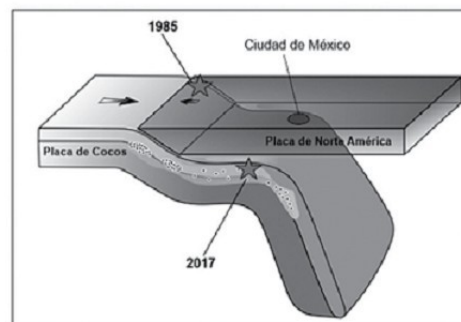


Figura 2 - En el sur de México la placa oceánica de Cocos se mete (subduce) por debajo de la de Norte América. El sismo de 1985 ocurrió en la interfaz entre la placa de Cocos y la de Norte América, cerca de la costa. El de 2017 ocurrió *dentro* de la placa de Cocos, que en esta región se queda horizontal hasta la altura de Cuernavaca y luego incrementa su inclinación y se hunde debajo de la Cd. de México.

ACADEMIA DE CIENCIAS DE MORELOS, A.C.



¿Comentarios y sugerencias?, ¿Preguntas sobre temas científicos? CONTACTANOS: editorial @acmor.org.mx

¿Porque no sonó la alerta sísmica en la Ciudad de México antes de que llegaran las ondas sísmicas?

El Sistema de Alerta Sísmica Mexicano (SASMEX) funciona con sensores distribuidos principalmente a lo largo de la costa, ya que esta es la zona donde ocurren los sismos más fuertes. Véase la Figura 3. Cuando los sensores registran un movimiento telúrico transmiten la alerta a diferentes ciudades de manera prácticamente inmediata (menos de un milisegundo). Las ondas sísmicas generadas en el punto más cercano de la costa a la Cd. de México (e.g. en Acapulco) tardan, en promedio, unos 100 segundos en llegar a la ciudad. Ese tiempo es el que se puede aprovechar para estimar la magnitud del sismo y decidir si se activa la alerta. Dado que el sismo del 19 de septiembre de 2017 ocurrió cerca de la Cd. de México, las ondas sísmicas llegaron prácticamente al mismo tiempo tanto a los sensores sísmicos como a la Cd. de México, por lo que no hubo tiempo suficiente para alertar antes del embate del sismo.



Figura 3. Distribución de los sensores del sistema de alerta sísmica Mexicano [http://www.cires.org.mx/sasmex\\_es.php](http://www.cires.org.mx/sasmex_es.php). Obsérvese que hay dos sensores cerca del epicentro del 19 de septiembre de 2017, pero ninguno en el estado de Morelos.

Intensidad del sismo y efecto sobre las construcciones

Gracias a la red de acelerógrafos y sismómetros que registraron ambos terremotos en la Ciudad de México, y a los esfuerzos de muchos sismólogos e ingenieros mexicanos, hoy se entiende mejor qué ocurrió. Una de las herramientas que usan los ingenieros civiles para calcular las estructuras de los edificios de la Ciudad de México es la aceleración máxima (Amax) del suelo producida por las ondas sísmicas. Para recordar la definición de aceleración en el presente contexto, consideremos que identificamos dos puntos sobre la superficie de la Tierra que están separados una cierta distancia entre sí y, en un tiempo posterior, la distancia entre los puntos se modifica debido al paso de la onda sísmica. Definiremos la velocidad como la diferencia en las distancias entre los puntos dividida entre el tiempo en que ocurrió este desplazamiento relativo. La velocidad se expresa en unidades de distancia entre tiempo; por ejemplo centímetros / segundo (cm/s). Supongamos ahora que medimos las velocidades en tiempos consecutivos, y que las mediciones acusan diferentes valores. Definiremos la aceleración como la diferencia de las velocidades dividida entre el tiempo en que ocurrió este cambio. La aceleración se expresa en unidades de distancia entre tiempo al cuadrado. Por ejemplo, en cm/s<sup>2</sup>. En 1985, la Amax en la zona del Pedregal, donde está situada la UNAM en la Ciudad de México, que está en suelo firme, fue de 30 gal (1 gal = 1 cm/s<sup>2</sup>), mientras que la Amax del 19 de septiembre de 2017 fue de 57 gal. Es decir que el suelo en la zona cercana a la UNAM experimentó una sacudida dos veces mayor que en 1985. Sin embargo, todos sabemos que gran parte de la Ciudad de México está edificada sobre sedimentos blandos de los antiguos lagos que existieron en el valle. Estos sedimentos provocan una enorme amplificación de las ondas sísmicas en la Ciudad de México que, probablemente, sea la más grande reportada en el mundo. La zona sur del estado de Morelos, además de cercana al epicentro, tiene un suelo que contiene una gran cantidad de agua, evidencia de ello son los manantiales de la zona.

Para dar una idea tangible, la amplitud de las ondas sísmicas con períodos cercanos de dos segundos en zona de lago (o zona blanda) (e.g. colonias Roma, Condesa, Centro y Doctores) puede llegar a ser 50 veces mayor que en un sitio de suelo firme de la Ciudad de México. Sin embargo, como las ondas también se amplifican en el suelo firme de la periferia, con respecto a lugares lejanos de la Ciudad de México, la amplitud en la zona de lago puede ser de 300 a 500 veces mayor. En algunos sitios de la zona del lago, las aceleraciones máximas del suelo producidas por el sismo de magnitud 7.1 fueron menores a las registradas en 1985. Por ejemplo, en la Secretaría de Comunicaciones y Transportes (SCT, Figura 2), que se encuentra en dicha zona, Amax en 1985 fue de 160 gal, mientras que el pasado 19 de septiembre fue de 91 gal. En otros sitios de la zona de lago, las aceleraciones del suelo durante el sismo reciente fueron, muy probablemente, mayores que la registradas en 1985. Se trata de un patrón de movimiento complejo y muy variable en el espacio. En la Figura 4 se muestra la distribución de colapsos y daños graves en la zona de la Ciudad de México. Se puede observar que la mayor parte de los daños ocurrieron en las zonas donde el período natural de oscilación es entre 0.5 y 1 segundos. El concepto de período natural es muy importante en este contexto y se puede entender fácilmente con un ejemplo sencillo. Considérese que estamos empujando un columpio: El período natural del columpio es el tiempo que tarda en ir y venir. Si nosotros empujamos el columpio a intervalos de tiempo que coinciden con el período natural (y en el momento oportuno), haremos que el columpio se balancee

cada vez más ampliamente. Técnicamente esto se describe como una transferencia de energía eficiente entre el que suministra (el que empuja) y el que recibe (el columpio). Este acoplamiento entre el período natural del suelo y las ondas sísmicas es lo que ocurrió en la zona de transición del suelo de la Cd. de México ilustrado en la Figura 4, las ondas sísmicas transfirieron su energía eficientemente a las edificaciones con las consecuencias ya conocidas.



Figura 4. Localización de daños graves y colapsos durante el sismo del 19 de septiembre de 2017 (puntos rojos). El mapa contiene de fondo la información del período natural del suelo (degradado de colores) que es una característica que determina el potencial de amplificación del suelo blando de la ciudad. La zona en tonos grises representa los períodos de 0.5 a 1.0 segundos, también conocida como la zona de transición. (Fuente: ERN Ingenieros Consultores, ERNTérate, "Nota de interés al respecto del sismo del 19 de septiembre de 2017", publicada el 23 de septiembre de 2017).

Un análisis detallado del movimiento del suelo producido por ambos sismos en la Ciudad de México revela cosas interesantes. Los sismogramas registrados muestran que la amplitud de las ondas sísmicas con períodos de oscilación menores a dos segundos fue mucho más grande en 2017 que en 1985 (en promedio unas 5 veces), *grosso modo*, en toda la ciudad. Sorprendentemente, sucede lo contrario para ondas con períodos mayores de dos segundos, cuya amplitud fue mucho mayor en 1985 (hasta diez veces mayor). Como veremos abajo, esto tiene fuertes implicaciones en el tipo de daños observados durante ambos terremotos.

Y los edificios, ¿qué sintieron? Para los edificios, la situación no es tan sencilla. La aceleración máxima del suelo (Amax) no es necesariamente lo que pone en riesgo su estabilidad. Por el contrario, al ser estructuras de dimensiones (alturas) diferentes, su vulnerabilidad es muy variada. Ondas con mayor período de oscilación amenazan estructuras más altas. Contrariamente, ondas con períodos más cortos, amenazan estructuras más bajas. Para identificar qué estructuras pudieron verse afectadas por el sismo de 2017, los ingenieros y sismólogos calculan lo que llaman las "aceleraciones espectrales" a partir de los sismogramas registrados. Dichos valores nos dan una idea de las aceleraciones que pudieron experimentar, en sus azoteas, edificios con diferentes alturas. Las aceleraciones espectrales en CU (suelo firme) indican que, los edificios de uno a 12 pisos cercanos a la estación sísmica experimentaron una aceleración promedio de 119 gal, que es aproximadamente 2 veces mayor que la observada en 1985. En contraste, las estimaciones en SCT (suelo blando) muestran que edificios pequeños de este tipo, cercanos a la estación, experimentaron una aceleración promedio de 188 gal, muy similares a las de 1985. Por otro lado, edificios más altos, de entre 12 y 20 pisos, experimentaron una aceleración promedio en CU de 60 gal, que es 30% menor a la de 1985, que fue de 85 gal. La diferencia más clara entre los dos terremotos ocurrió en suelo blando para edificios con más de 15 pisos. En 1985, los edificios de este tipo cercanos a SCT experimentaron aceleraciones de 1.5 a 4.9 veces más grandes que las observadas el 19 de septiembre de 2017. En 1985, algunas de estas grandes estructuras experimentaron aceleraciones de hasta 760 gal. Como referencia, la aceleración de la gravedad terrestre (i.e. la de un cuerpo en caída libre) es de 981 gal. En resumen, los movimientos del suelo debidos al sismo de magnitud 7.1 fueron muy violentos y, de cierto modo, comparables a los de 1985 a pesar de haber sido provocados por una ruptura (falla geológica) mucho más pequeña pero que ocurrió mucho más cerca de la Ciudad de México. Esto mismo ocurrió en Morelos donde la cercanía al epicentro provocó que la energía de la onda sísmica incidiera directamente, con muy poca disipación, sobre las poblaciones y ciudades con la consecuente destrucción masiva.

Para actividades recientes de la Academia y artículos anteriores puede consultar: [www.acmor.org.mx](http://www.acmor.org.mx)