

El caso inusual de la zona de subducción mexicana

<http://www.tectonics.caltech.edu/outreach/highlights/mase/>

México se encuentra en una de las zonas de subducción de la Tierra, donde el fondo oceánico de la placa tectónica de Cocos está forzando su descenso ("subduciendo") bajo el borde continental de la placa Norteamericana. Las zonas de subducción son propensas a grandes terremotos, porque las dos placas se mueven una contra otra, a veces se pegan ("bloqueo"), la placa inferior tira de la placa superior hacia abajo con ella y, por lo tanto, aumenta la tensión. Cuando la tensión se acumula hasta el punto de rotura, la placa superior se libera y regresa a donde había estado, levantando así el fondo del océano. Esto produce un terremoto y a veces un tsunami (ver animación). La placa inferior se mueve lentamente, sólo alrededor de 6 cm / año, aproximadamente tan rápido como las uñas crecen. Por lo tanto, toma cientos de años para que el estrés se acumule antes de causar un gran terremoto.

Las zonas de subducción también suelen tener una cadena de volcanes, llamada arco volcánico. Se produce un arco volcánico cuando la corteza oceánica de la placa subductante alcanza temperaturas y presiones suficientemente altas para sufrir metamorfismo, liberando agua que provoca la fusión del manto. (Igual que cuando salpica sal en el pavimento helado para derretir el hielo - el punto de fusión de la mezcla hielo / sal es menor que el del hielo puro.) El magma resultante se eleva a la superficie, donde es arrojado como lava y forma volcanes.

La figura 1 muestra México y el fondo oceánico vecino. Las dos placas tectónicas se encuentran en la costa sur de México, formando una profunda trinchera submarina paralela a la costa (línea azul oscuro). Esta área se llama Zona de Subducción Mesoamericana.

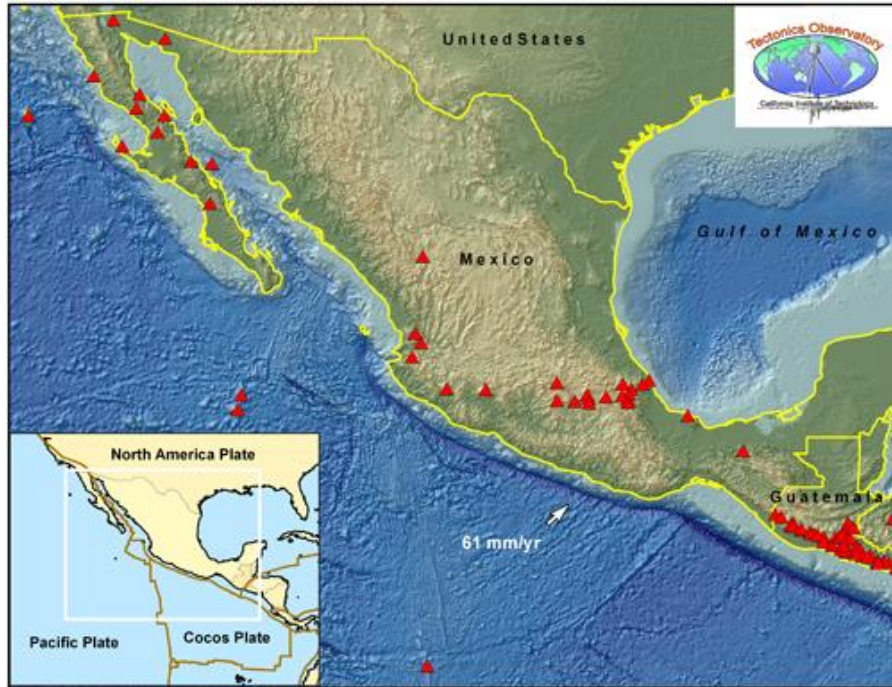


Figura 1. Trincheras profundas de la costa sur de México. Un mapa del fondo del océano revela una profunda trincheras submarina (línea azul oscuro) que discurre a lo largo de la costa sur de México, definiendo el límite entre dos placas tectónicas. La inserción muestra estas placas para ser la placa de Cocos y la placa Norteamericana. Tenga en cuenta que la línea azul oscuro no corre más arriba de la costa. Allí la placa del Pacífico y la placa de América del Norte están pasando lado a lado. La Falla de San Andrés es un ejemplo bien conocido de este tipo de movimiento, de lado a lado, llamado deslizamiento a rumbo. Los triángulos rojos son volcanes. Observe cómo en Guatemala los volcanes corren paralelos a la trincheras, mientras que en el sur de México se encuentran más hacia el interior. También se indica la velocidad de la placa subductora, 61mm / año.

En el sur de México se pueden observar tres rasgos geológicos inusuales:

- Primero, en la mayoría de las zonas de subducción, grandes terremotos ocurren en la interfase entre las dos placas, a profundidades que van desde la superficie de la tierra hasta unos 600 km. Esta región, llamada "Zona Benioff", se utiliza para localizar la placa subductante, como se muestra en el caso de Japón en el lado izquierdo de la Figura 2. Sin embargo, en el sur de México, se observan pocos terremotos por debajo de 100 km de profundidad (ver el lado derecho de la Figura 2).

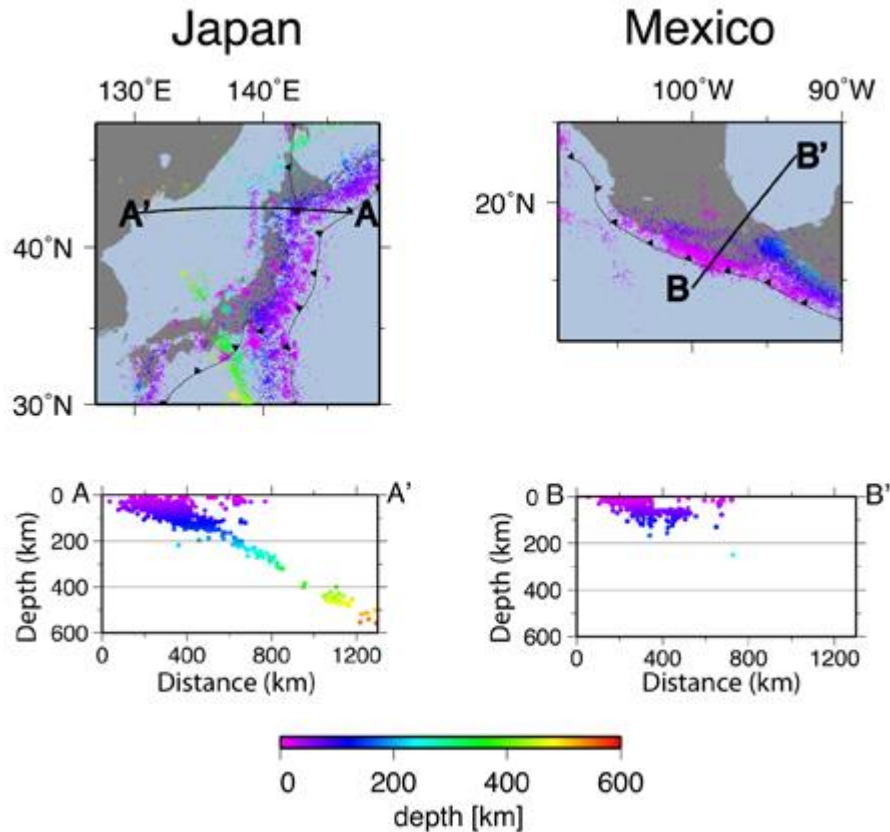


Figura 2. Distribución de fuertes sismos para dos zonas de subducción. Para Japón (arriba a la izquierda), la distribución de profundidad de fuertes terremotos revela la interfaz de la placa (abajo a la izquierda). [Observe que la línea de A a A' en la parcela superior corre de derecha a izquierda, mientras que en la parcela inferior se ejecuta de izquierda a derecha.] En contraste, para el sur de México (arriba a la derecha), hay pocos fuertes terremotos por debajo de 150 km de profundidad, dejándonos con la pregunta de dónde está la placa subductora (abajo a la derecha)? Sismicidad de NEIC-USGS; Crédito: Anthony Sladen, TO]

- En segundo lugar, en la mayoría de las zonas de subducción, hay un arco volcánico en el interior paralelo a la trinchera. Pero en el sur de México, el arco volcánico se curva fuera de la trinchera, con un ángulo de aproximadamente 15° (ver Figura 1).
- Por último, en la mayoría de las zonas de subducción, los terremotos gigantes ocurren cada pocos cientos de años más o menos. Tales terremotos ocurren también en el sur de México (por ejemplo, el terremoto de Michoacán, México de magnitud 8,0 en 1985), pero sólo cerca de la costa. Además, recientemente se ha descubierto otra forma de terremoto, llamada "terremoto silencioso" (o un evento de deslizamiento lento). Estos ocurren tan lentamente que un solo "terremoto" puede durar hasta un mes, y las ondas sísmicas que producen, llamadas temblores, son tan débiles que no podemos sentirlos.

Estas tres características son poco conocidas. Los científicos del Observatorio Tectónico (TO) de Caltech esperan que su estudio, denominado Experimento de Subducción MesoAmericana (MASE, por sus siglas en inglés), tenga importantes implicaciones más allá de México. Por ejemplo, ¿por qué son tan grandes las grandes llanuras del oeste de los Estados Unidos? (por ejemplo, ¿Por qué es Denver la "ciudad de la milla de altura"?) Los científicos creen que la comprensión del proceso de subducción en el sur de México puede arrojar luz sobre cómo el oeste de Estados Unidos llegó a ser. Una mejor comprensión de los terremotos y temblores silenciosos puede conducir a una mejor evaluación del riesgo sísmico. Todavía no está claro si hay alguna relación entre los terremotos gigantes de las zonas de subducción y los terremotos silenciosos. ¿Los terremotos silenciosos alivian la tensión y por lo tanto disminuyen el riesgo sísmico o, al aliviar la tensión en un área, hacen que la tensión se acumule en otras partes y, por lo tanto, aumenten el riesgo sísmico? Este es un área activa de investigación.

I. ¿Dónde está la placa subductora?

La zona de subducción mexicana carece de la típica "Zona Benioff" de sismicidad, lo que ayuda a delinear la placa subductora en la mayoría de las zonas de subducción alrededor del mundo (Figura 2). Para evitar este problema, los científicos de la OT buscan la placa usando un método diferente para analizar los datos sísmicos, que se basa en el Análisis de la Función del Receptor. Este método localiza interfaces por debajo de la superficie de la tierra (como el límite de corteza / manto) detectando el efecto de la interfaz en las ondas sísmicas. Por ejemplo, el límite de la corteza / manto puede cambiar una onda P en una onda S. Como resultado, el Análisis de la Función del Receptor proporciona una imagen de la placa de subducción por debajo de los sismógrafos.

Dado que esta técnica requiere una amplia gama de estaciones sísmicas, los científicos de la OT instalaron 100 sismógrafos en una línea a través de México (Figura 3). La línea, llamada la matriz de MASE, se extiende de Acapulco en la costa pacífica, a través de la Ciudad de México, casi hasta Tampico en el golfo de México.



Figura 3. Línea densa de 100 sismógrafos de banda ancha denominada matriz MASE (MesoAmerican Subduction Experiment). Esta matriz (puntos rojos), con sismógrafos espaciados a 5 km de distancia, cruza México. Fue instalado en 2005. Las líneas de contorno muestran la profundidad de la placa de subducción. [Modificado de Chen y Clayton, JGR 2009].

Lo que los científicos descubrieron a partir del análisis de los datos sísmicos de MASE sorprendieron a todos. La imagen de alta resolución de la placa subductante debajo de México (Figura 4) muestra que la placa es tan superficial que en realidad se encuentra plana contra la corteza continental por encima de ella. Y se queda así, casi horizontal, por 250 km, casi todo el camino a la Ciudad de México. Esto es muy inusual. Se le da el nombre de "subducción de placa plana".

El análisis de la función del receptor de los datos sísmicos MASE se muestra en la figura 4, que muestra una vista lateral de la línea de los sismógrafos MASE (triángulos negros). A la izquierda está Acapulco, en el centro la ciudad de México y el cinturón volcánico, y a la derecha está la ciudad de Tempoal, Ver. La altura de los triángulos muestra la topografía del terreno. La extensión abajo de los sismógrafos es una sección transversal vertical de la Tierra abajo; los colores corresponden a las amplitudes de la función del receptor. Aunque estas funciones del receptor pueden ser difíciles de descifrar para el ojo no entrenado, la inserción en la parte inferior izquierda muestra una vista ampliada de un área para un evento sísmico. La cinta azul oscura representa la posición de la placa de subducción, mostrando el ángulo bajo debajo de Acapulco y posterior aplanamiento.

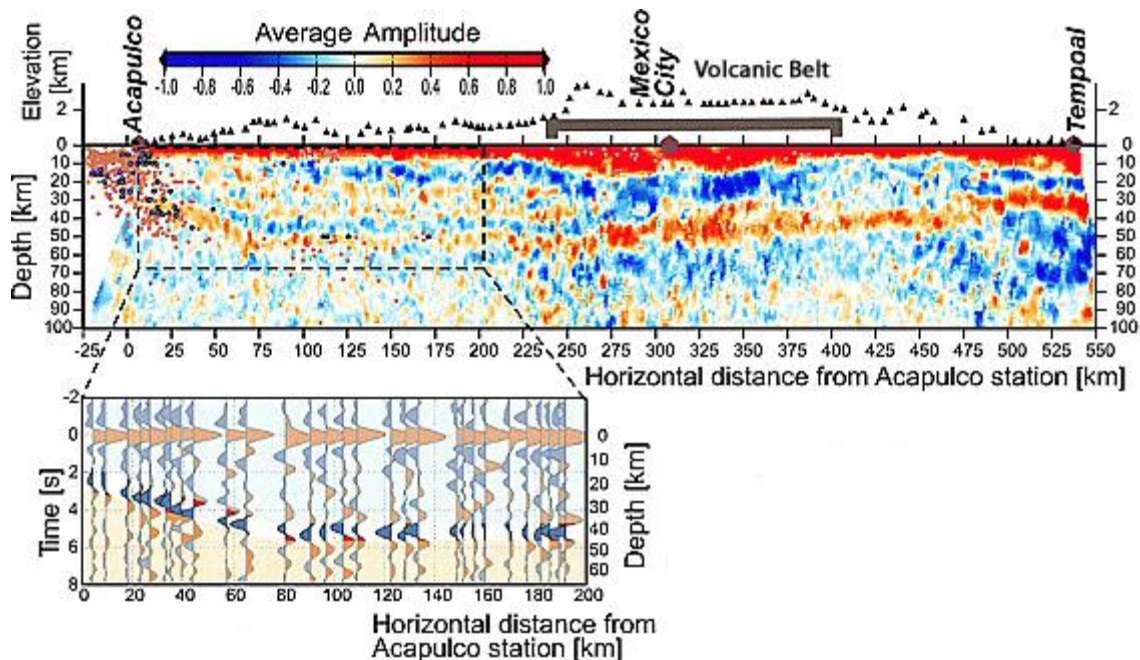


Figura 4. Imagen de alta resolución de la placa de subducción "Abrazando" la corteza superior. Los sismógrafos MASE (triángulos negros) corren a lo largo de la línea superior en la superficie de la Tierra. Sus alturas muestran la topografía del terreno. Se ve que el arco volcánico se encuentra más al interior de lo esperado para una zona de subducción. Las funciones del receptor, debajo de cada estación, revelan la posición de la placa de subducción. La inserción en la parte inferior izquierda muestra una ampliación de la región de la placa plana. La posición de la placa se muestra mediante la señal azul más oscura. El área azul claro encima es corteza continental, el área anaranjada clara abajo es el manto. La placa se encuentra justo contra la corteza. [Modificado de Perez-Campos et al., GRL 2008].

Para ver a profundidades aún mayores por debajo de la superficie terrestre, los científicos de la OT utilizan otro método de análisis de datos sísmicos, Tomografía Sísmica. A pesar de su menor resolución que el Análisis de la Función del Receptor, la Tomografía Sísmica puede "ver" hasta 700 km, hasta llegar al manto. Este método detecta cambios en la velocidad de la onda sísmica debido a cambios en la densidad de la Tierra. Las ondas sísmicas se aceleran cuando pasan por una roca más densa; se ralentizan al pasar a través de roca menos densa. Dado que la placa de subducción es más densa que el manto circundante, puede determinarse su posición.

La Figura 5 muestra la imagen completa de la placa de subducción, obtenida combinando los resultados tanto del Análisis de Función del Receptor como de la Tomografía Sísmica. La placa comienza a forzar su camino hacia abajo, bajo la corteza continental, en un ángulo poco profundo, luego nivela hasta casi horizontal. Por debajo de la Ciudad de México, se hunde abruptamente en el manto y termina abruptamente a una profundidad de unos 500 km. Los científicos sospechan que esta terminación abrupta de la placa puede deberse a un desgarramiento anterior en esa ubicación, antes de que esa parte del fondo del océano se hubiera subducido.

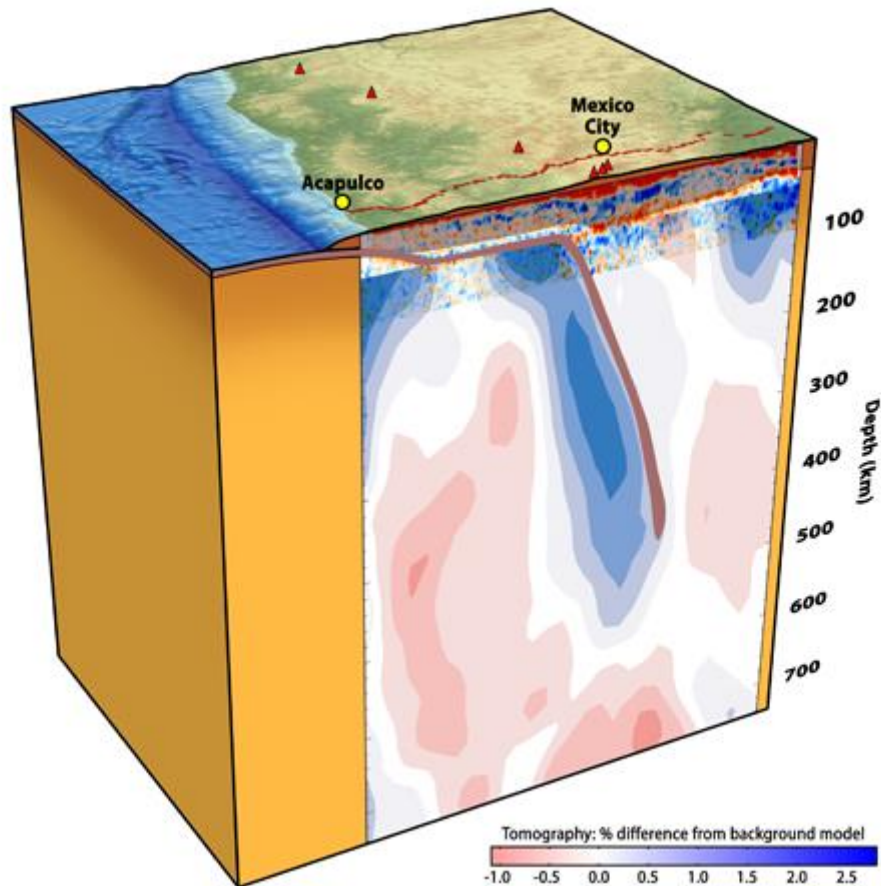


Figura 5. Imagen completa de la placa de subducción. Esta imagen es similar a la de la figura 4, pero baja a mayor profundidad. La línea púrpura muestra toda la placa subductante, ya que toma una inmersión poco profunda por debajo de Acapulco, nivela casi hasta la ciudad de México, luego se mete más fuertemente en el manto, y finalmente rompe abruptamente a unos 500 km de profundidad. Las líneas de contorno indican la velocidad de la onda. Las líneas azules muestran donde las ondas sísmicas viajaron más rápido, indicando que el área es densa (por lo tanto es la placa). Las líneas rosadas muestran donde las ondas viajaron más lentamente, indicando que el área es menos densa (por lo tanto es el manto). [De Perez-Campos et al., GRL 2008].

II. ¿Por qué el arco volcánico se desvía hacia el interior?

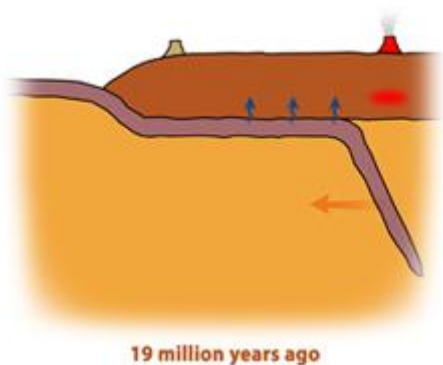
En las zonas de subducción, los volcanes se forman cuando minerales hidratados en la placa subductante sufren metamorfismo y liberan agua (deshidratación). Esta agua se filtra en el manto, causando parches del manto para derretir a temperaturas más bajas de lo habitual. El magma resultante se eleva a la superficie y es arrojado violentamente como lava, formando un volcán. Este proceso de deshidratación requiere temperaturas y presiones muy altas, y generalmente ocurre cuando la placa alcanza una profundidad de unos 100 km. Así, cuando vemos volcanes cerca de las zonas de subducción, sabemos que justo debajo de ellos, a unos 100 km de profundidad, se encuentra lo que solía ser el fondo del océano.

Para la mayoría de las zonas de subducción, la placa subductante alcanza 100 km de profundidad a unos 100 km tierra adentro desde la trinchera. Por lo tanto, la mayoría de

los arcos volcánicos se encuentran a 100 km de la trinchera. Pero en el sur de México, debido a que la placa de subducción se aplanara, no llega a 100 km de profundidad hasta unos 300 km de la trinchera, formando volcanes a 300 km de la trinchera. Puesto que esta región plana de la placa está limitada en ambos lados por zonas de subducción normales, el arco volcánico se curva hacia el interior en esta región.

III. ¿Cómo llegó a ser esta placa inusual?

¿Cuáles fueron las condiciones que causaron que esta placa subductante se aplanara? ¿Y qué entonces la hizo terminar abruptamente a 500 km de profundidad? Para responder a estas preguntas, los científicos están desarrollando modelos numéricos para simular las fuerzas dentro de la Tierra durante los últimos 22 millones de años. Con estos modelos, son capaces de predecir la evolución de la subducción normal cambiando a subducción plana durante este lapso de tiempo.



Animation: evolution of flat subduction

Hace más de 30 millones de años, la subducción normal ocurrió a lo largo de la costa del Pacífico de México, produciendo volcanes activos a lo largo de la costa. Hace unos 29 millones de años, la placa oceánica subductante comenzó a resistir el tirón hacia abajo, permaneciendo contra la corteza continental que la cubre. Esto extinguió el arco volcánico costero. La causa de este aumento de flotabilidad está bajo estudio.

Hace unos 19 millones de años, los alcances de la placa subducida comenzaron a perder su flotabilidad y comenzaron a hundirse. La actividad volcánica se reanudó, pero mucho más hacia el interior, retrocediendo hacia la costa del Pacífico a medida que la extensión de la losa plana disminuyó.

Siete millones de años atrás, la placa oceánica subductante se rompió.

En la actualidad, la subducción plana continúa, aunque sólo llega al interior en unos 250 km. Los terremotos normales ocurren en esta región, así como el temblor no volcánico (NVT).

Ellos encuentran que hace 30 millones de años hubo subducción normal aquí, con volcanes activos a lo largo de la costa del Pacífico. Pero hace unos 22 millones de años, esos volcanes se apagaron porque la subducción fue horizontal. Nuevos volcanes comenzaron a estallar, en la costa del Golfo, indicando que la placa plana se extendió casi todo el camino a esa costa. Desde entonces, la línea de volcanes activos ha estado

retrocediendo hacia la costa del Pacífico, ya que la extensión de la placa ha ido disminuyendo.

Esta marcha de 22 millones de años de los volcanes, desde la costa del Golfo hacia la costa del Pacífico, es la causa de la alta elevación de la Ciudad de México, que se asienta sobre los restos de antiguos volcanes.

Una forma en la que podría haber ocurrido un cambio de subducción normal a una subducción plana es si hubiera habido una capa de material de baja viscosidad (que fluía fácilmente) justo debajo de la corteza, que luego cedió cuando la placa subductante se presionó contra ella desde abajo. Una fuente posible de una capa de manto de baja viscosidad podría ser la liberación de agua por la placa de subducción a medida que alcanza altas presiones y temperaturas, como se discutió en la sección anterior. Los resultados del modelo (Figura 6) predicen una geometría de la placa similar a la obtenida por los datos sísmicos (Figura 5).

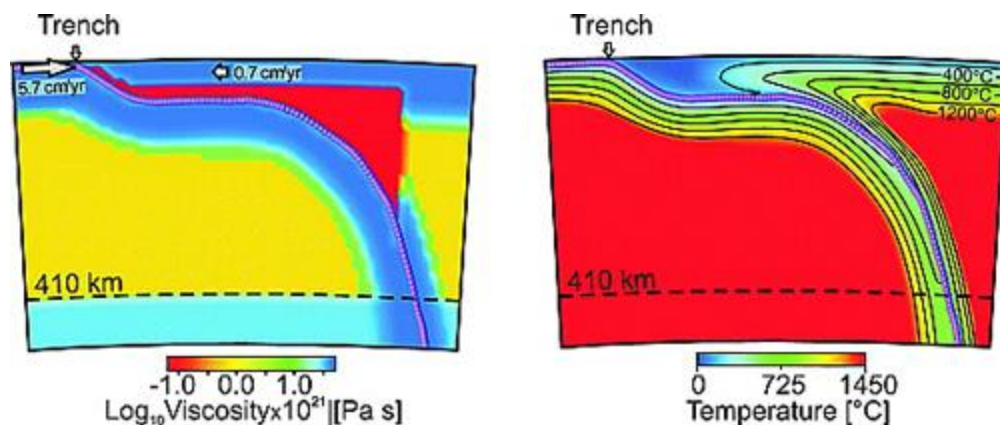


Figura 6. Modelo informático de la evolución de la subducción de placas planas. Al tener una cuña de manto de baja viscosidad (roja en el panel a la izquierda) justo debajo de la corteza, la placa subductante puede aplastarse, ya que exprime ese material fuera del camino. [Modificado de Perez-Campos et al., GRL 2008].

IV. Temblores y terremotos lentos y silenciosos

Otro aspecto inusual sobre la zona de subducción mexicana es la ocurrencia de terremotos silenciosos (eventos de deslizamiento asísmicos) que son tan lentos que no podemos sentirlos. De hecho, estos eventos de deslizamiento lento sólo son visibles en las series temporales de GPS (Sistema de Posicionamiento Global), que muestran la posición de una estación GPS en la corteza continental de la placa superior (puntos amarillos en la Figura 7) en función del tiempo .

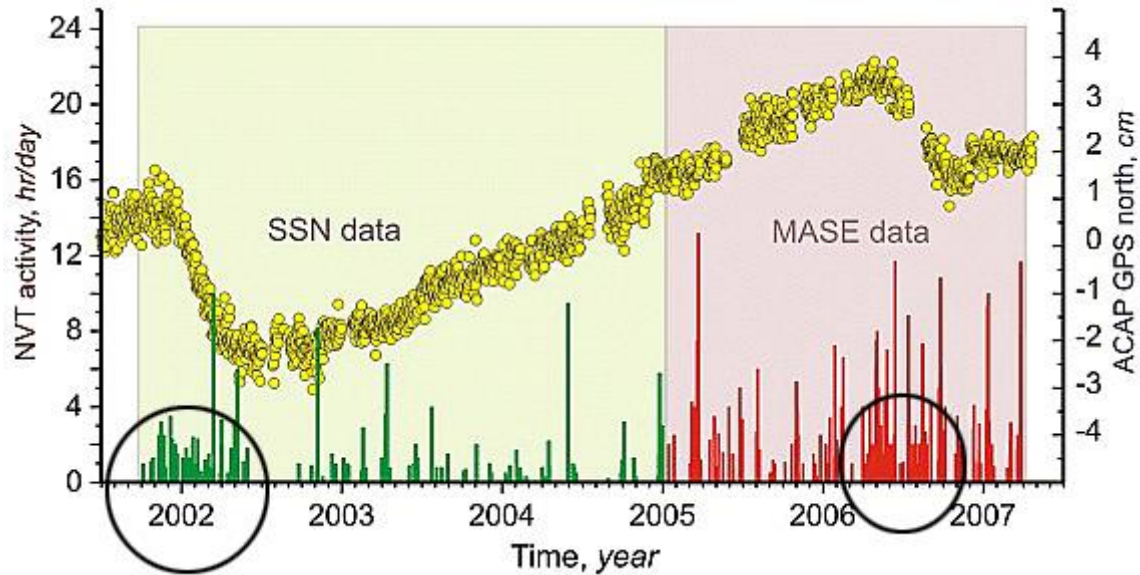


Figura 7. Señales GPS continuas que muestran eventos de deslizamiento lento y su relación con los temblores. Los datos GPS (amarillo) que muestran deslizamiento lento, y los datos sísmicos (rojo y verde) que muestran temblores, se representan en el mismo gráfico. Los datos GPS muestran dos terremotos silenciosos, a principios de 2002 y mediados de 2006. La agrupación de temblores durante estos dos eventos (áreas circundadas) confirma que el deslizamiento lento es una causa del temblor. [Modificado de Payero et al., GRL 2008].

El movimiento gradual de la estación GPS hacia tierra, lejos de la trinchera (el ascenso de la línea amarilla) se debe a que la placa superior está "pegada" a la placa subductante debajo, y por lo tanto es comprimida junto con ella. La inversión de la dirección de la estación GPS, hacia atrás hacia el mar (la caída de la línea amarilla), indica que la placa superior se ha desprendido parcialmente y se desliza hacia la trinchera. En la mayoría de las zonas de subducción, se restablece en cuestión de segundos, causando un gran terremoto. Pero aquí tardan meses en retroceder. Estos eventos de deslizamiento lento ascienden a aproximadamente 2 a 4 cm de desplazamiento, y se repiten cada 5 años aproximadamente.

No podemos sentir estos eventos de deslizamiento lento. Los sismógrafos ni siquiera los pueden detectar, al menos no directamente. Sólo mediante la comparación de sismógrafos de diferentes instrumentos, utilizando la técnica de correlación cruzada (o buscando patrones en las señales), los científicos de la OT detectaron las débiles señales sísmicas, llamadas temblores, y localizaron sus fuentes (llamadas hipocentros). Este análisis se muestra en la Figura 8. El Panel A muestra las señales débiles a la izquierda. Las flechas azules a la derecha muestran que los sismógrafos están recogiendo las mismas señales casi imperceptibles, aunque en diferentes momentos. El panel B muestra que las fuentes de las señales sísmicas (estrellas rojas y amarillas) se producen principalmente en y por encima del límite de la placa, lo que indica que el estrés en la placa superior causa los temblores.

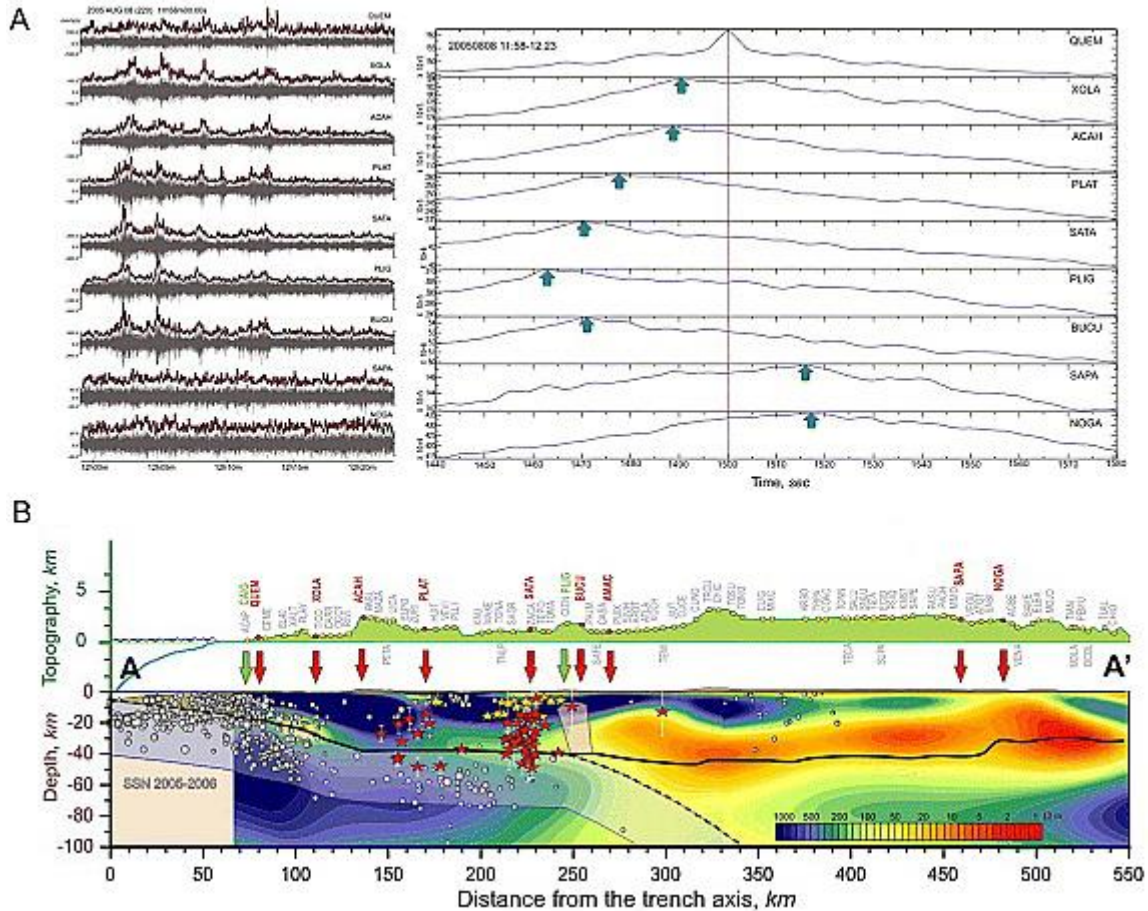


Figura 8. Detección de temblores y localización de sus fuentes El panel A muestra señales muy débiles, llamadas temblores, de nueve de los sismógrafos MASE (lado izquierdo) y funciones de correlación cruzada entre esas señales (lado derecho). Las flechas azules muestran las veces que diferentes estaciones detectaron la misma onda sísmica casi imperceptible. El panel B muestra la misma línea de sismógrafos MASE que en la figura 4, con el nombre de cada uno de ellos y la topografía del terreno. El hipocentro, o fuente, de los temblores son mostrados por las estrellas rojas y amarillas. El límite entre las dos placas tectónicas se muestra por la línea discontinua, y la placa subductante por la "cinta" nebulosa azul. [Modificado de Payero et al., GRL.

La frecuencia de estos temblores se compara con la señal GPS en la Figura 7. Dos períodos de tiempo, a principios de 2002 y mediados de 2006, muestran una actividad sísmica elevada, como se indica por la densidad de líneas verdes y rojas. Estos tiempos se correlacionan con eventos de deslizamiento lento detectados por la señal GPS (amarillo). Así, gracias a los datos sísmicos MASE, ahora sabemos que estos eventos de deslizamiento lento se acompañan de enjambres de actividad sísmica llamados temblores. Se han detectado temblores en otras zonas de subducción (Japón, Cascadia) y su origen sigue siendo poco comprendido.

Los científicos piensan que los temblores pueden ser producidos por fluidos que circulan en el medio altamente tenso y deformado de la placa subductora. Un análisis detallado de las ondas sísmicas que cruzan la interfase entre las placas subductivas y las placas

superpuestas ha revelado la existencia de una capa fina anómala, intercalada entre las dos placas. Esta capa ralentiza algunos tipos de ondas sísmicas hasta en un 30% a 50%, y así se llama la capa de velocidad ultra-lenta (USL). Los científicos han encontrado que esta capa coincide con las localizaciones de terremotos lentos, como se muestra esquemáticamente en la Figura 9, y que adyacentes a estas regiones se encuentran los hipocentros del temblor.

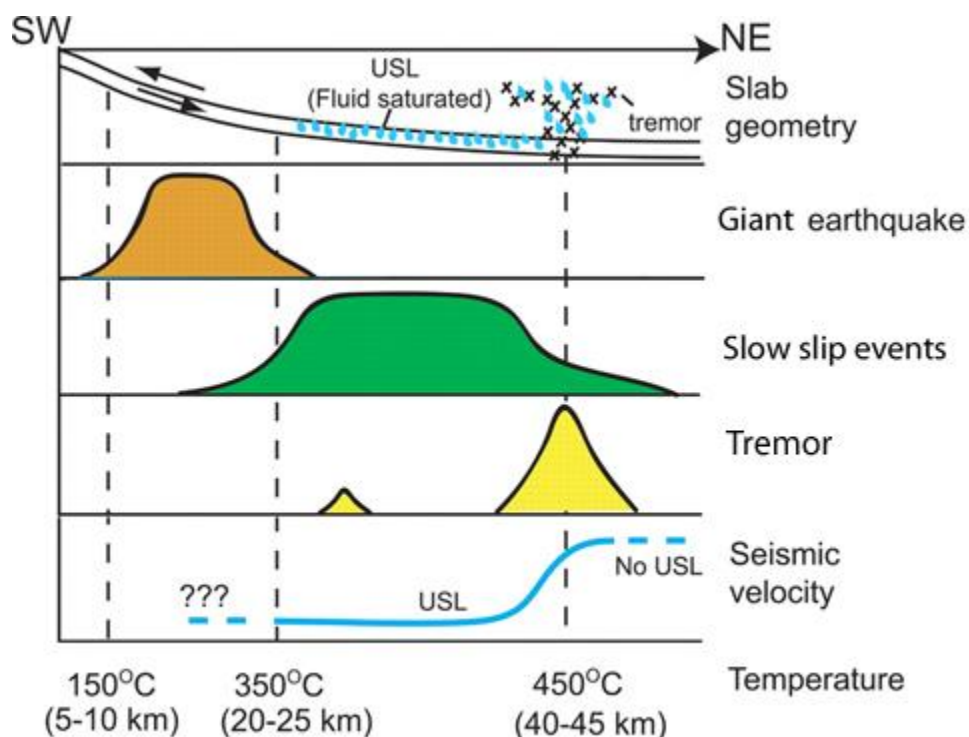


Figura 9. Corte transversal esquemático comparando diferentes mediciones. La geometría de la placa se muestra en comparación con la ubicación de grandes terremotos, terremotos silenciosos, temblor, capa de velocidad ultra lenta (USL) y temperatura [Modificado de Song et al., Science 2009].

¿Cuáles son algunas de las implicaciones de este estudio?

Al estudiar esta inusual zona de subducción de placas planas, los científicos de la OT están adquiriendo una visión del funcionamiento de las zonas de subducción en general, y en la historia de las zonas de subducción plana en particular. Estas ideas pueden ayudar a desentrañar la historia de las zonas de subducción que han ocurrido hace mucho tiempo.

Un ejemplo de esto es la placa Farallón, que se cree que se ha subducido bajo los Estados Unidos occidentales continentales hace varios cientos de millones de años. Al igual que la cuchilla de una pala que se desliza hacia el suelo en un ángulo pronunciado, la placa que se hunde en las zonas normales de subducción no suele afectar el nivel del suelo sobre él. Pero cuando empujamos hacia abajo el mango de la pala, levantando y aplanando así la hoja, el suelo sobre ella se eleva. De manera similar, el aplanamiento de la placa puede haber elevado las grandes llanuras de los Estados Unidos

continentales, desde el nivel del mar hasta su actual elevación de una milla de altura. Además, esa zona plana de subducción también puede haber sido responsable de mover los volcanes costeros hacia el interior, hasta llegar a Kansas. Así, entender la actual subducción de placas planas en México puede arrojar luz sobre cómo llegó a ser el oeste de los Estados Unidos.

Los científicos también esperan que las mediciones del temblor, además de proporcionar una ventana a la dinámica de las zonas de subducción y los eventos que llevan a grandes terremotos, puedan mejorar algún día la evaluación del riesgo de terremotos. Por ejemplo, si se demuestra que un aumento del temblor precede a los terremotos gigantes, esto puede proporcionar algún día algún aviso previo.

Referencias

Chen, T., and R. W. Clayton (2009), Seismic attenuation structure in central Mexico: Image of a focused high-attenuation zone in the mantle wedge, *J. Geophys. Res.*, 114, B07304, doi:10.1029/2008JB005964 ([pdf](#))

Song, T-R.A., Helmberger, D.V., Brudzinski, M.R., Clayton, R.W., Davis, P., Perez-Campos, X., Singh, S.K., Subducting Slab Ultra-Slow Velocity Layer Coincident with Silent Earthquakes in Southern Mexico. *Science* 24 April 2009: 502-506, DOI: 10.1126/science.1167595 (2009) ([pdf](#))

Perez-Campos, X., Y. Kim, A. Husker, P. M. Davis, R. W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S. K. Singh, V. C. Manea, and M. Gurnis (2008), Horizontal subduction and truncation of the Cocos Plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L18303, doi:10.1029/2008GL035127 ([pdf](#))

Payero, J. S., V. Kostoglodov, N. Shapiro, T. Mikumo, A. Iglesias, X. Perez-Campos, and R. W. Clayton (2008), Nonvolcanic tremor observed in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 35, L07305, doi:10.1029/2007GL032877 ([pdf](#))

[< Back to Research Highlights](#)

Last modified May 14, 2009
Email: outreach (at) tectonics.caltech.edu
PDF file for printing: coming soon