

De los grandes sismos

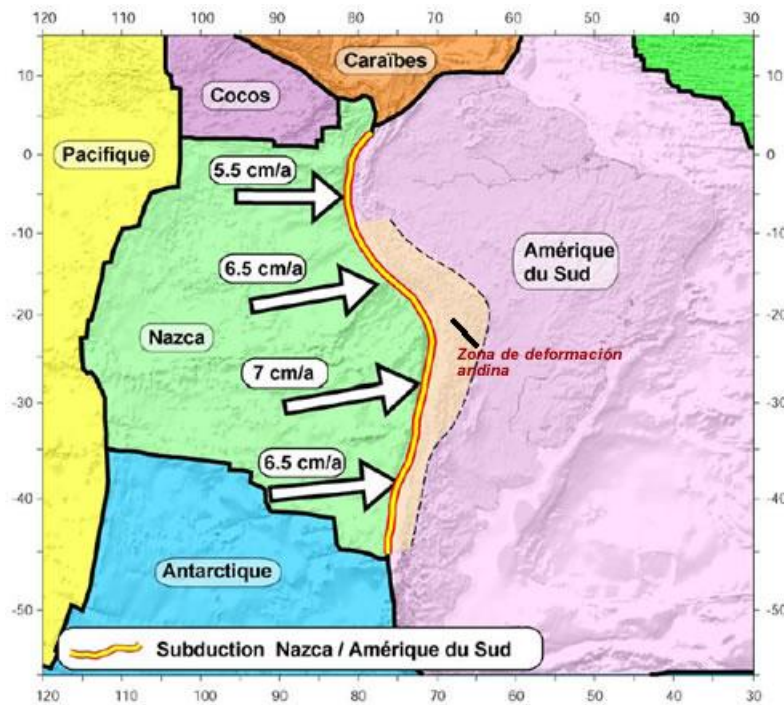
El sismo de Chile, febrero del 2010. Sobre el silencio sísmico. El ciclo sísmico. El modelo de Okada. Magnitud de momento sísmico.

El sismo de Chile, febrero del 2010

Referencia

Christophe Vigny (Directeur de recherches au CNRS, Paris). *Le séisme de Concepcion, Chili, du 27 février 2010 - Le point sur les informations scientifiques.* Le 28-février-2010. Au nom de la direction du Laboratoire International Associé, LIA.

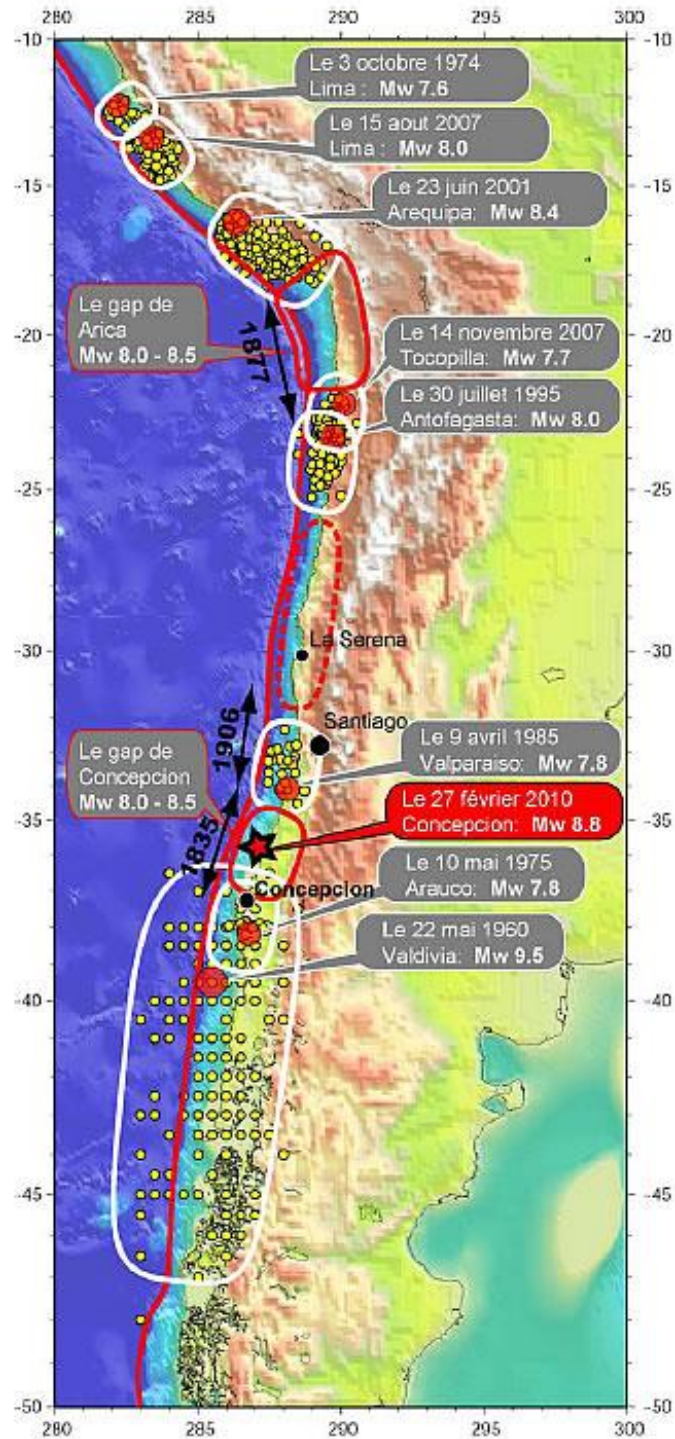
Un sismo de magnitud 8.8 se produjo sobre la subducción chilena al nivel de las ciudades de Concepción, Constitución y Valparaíso, el 27 de febrero a las 6:34 horas.



TECTÓNICA DE LAS PLACAS DE NAZCA Y AMÉRICA DEL SUR

Del norte de la Patagonia hasta el Perú la zona sísmica se explica por la frontera entre dos placas tectónicas que converge una contra la otra. Así, la placa de Nazca converge 7 cm/a sobre la de América del Sur, con un movimiento ligeramente oblicuo. A lo largo de la falla, la placa de Nazca pasa sobre la de América del Sur forzando al manto terrestre en un movimiento llamado de subducción.

Los sismos en la región indican espacios vacíos representativos de silencios preocupantes.



LOS SISMOS EN LA REGIÓN Y EL SISMO DEL 27 DE FEBRERO 2010

El mecanismo que explica el sismo es entendido como de subducción normal, dado sobre la interface de contacto entre las dos placas.



Sobre el silencio sísmico

Referencia

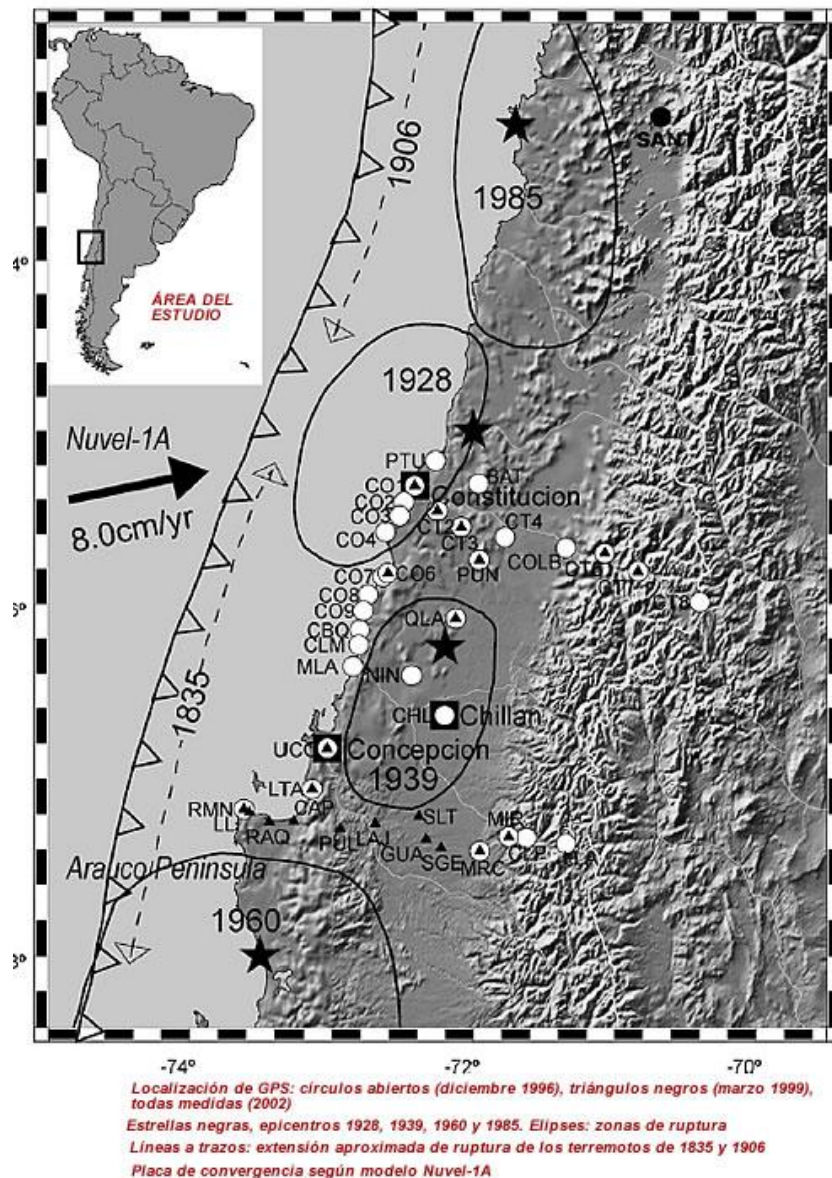
J. C. Ruegg (Institut de Physique du Globe, IPGP, Paris, France, ruegg@ipgp.jussieu.fr), A. Rudloff, C. Vigny, R. Madariaga (Laboratoire de Géologie, Ecole Normale Supérieure, ENS, CNRS, Paris, France), J. B. de Chabrier (IPGP, Paris, France), J. Campos, E. Kausel, S. Barrientos (Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, Santiago, Chile), D. Dimitrov (Bulgarian Academy of Sciences, Sofia, Bulgaria). *Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile*. Elsevier. Physics of the Earth and Planetary Interiors. 175 (78-85). 2009.

En el sur central de Chile, en el área de Concepción - Constitución (entre 35 a 37° S), se distingue una madura calma sísmica pues no ha ocurrido una gran subducción sísmica desde 1835. En esta área se llevaron a cabo tres faenas de mediciones GPS en 1996, 1999, y 2002, observando una red de cerca de 40 sitios, en la dirección este - oeste de la costa hacia la frontera con Argentina, y de norte - sur a lo largo de la costa. Estas mediciones toman en cuenta la velocidad angular relativa Nazca/América del Sur de estudios previos (55.9° N, 95.2° W), de estudios que predicen una convergencia de subducción de 68 mm/año en el área con la orientación 79° N. Respecto a la placa de América del Sur, las velocidades horizontales relativas decrecen desde 45 mm/año en la costa a 10 mm/año en la Cordillera. Las velocidades verticales exhiben un patrón de valores negativos del orden de 10 mm/año en la costa, y ligeramente positivos o casi cero en la Cordillera. Las incertidumbres son del rango de 1 a 3 mm/año en el caso de las velocidades horizontales y de 3 a 6 mm/año en las velocidades verticales. La deformación superficial en el área del estudio, es consistente con un par elástico en la interface de la subducción. El mejor ajuste a los datos del estudio resulta a una profundidad de 55±5 km, una dislocación correspondiente de 67 mm/año orientada a 78° N, para una inclinación o buzamiento de 16±3°. Finalmente, un movimiento de convergencia de cerca de 68 mm/año representa más de 10 m de desplazamiento acumulado desde la última gran subducción entre placas en el área ocurrida hace 170 años (terremoto de 1835). Por lo tanto, en el peor

escenario, el área ya tiene el potencial para un terremoto de magnitud tan grande como 8 a 8.5, que podría pasar en el futuro cercano.

Introducción

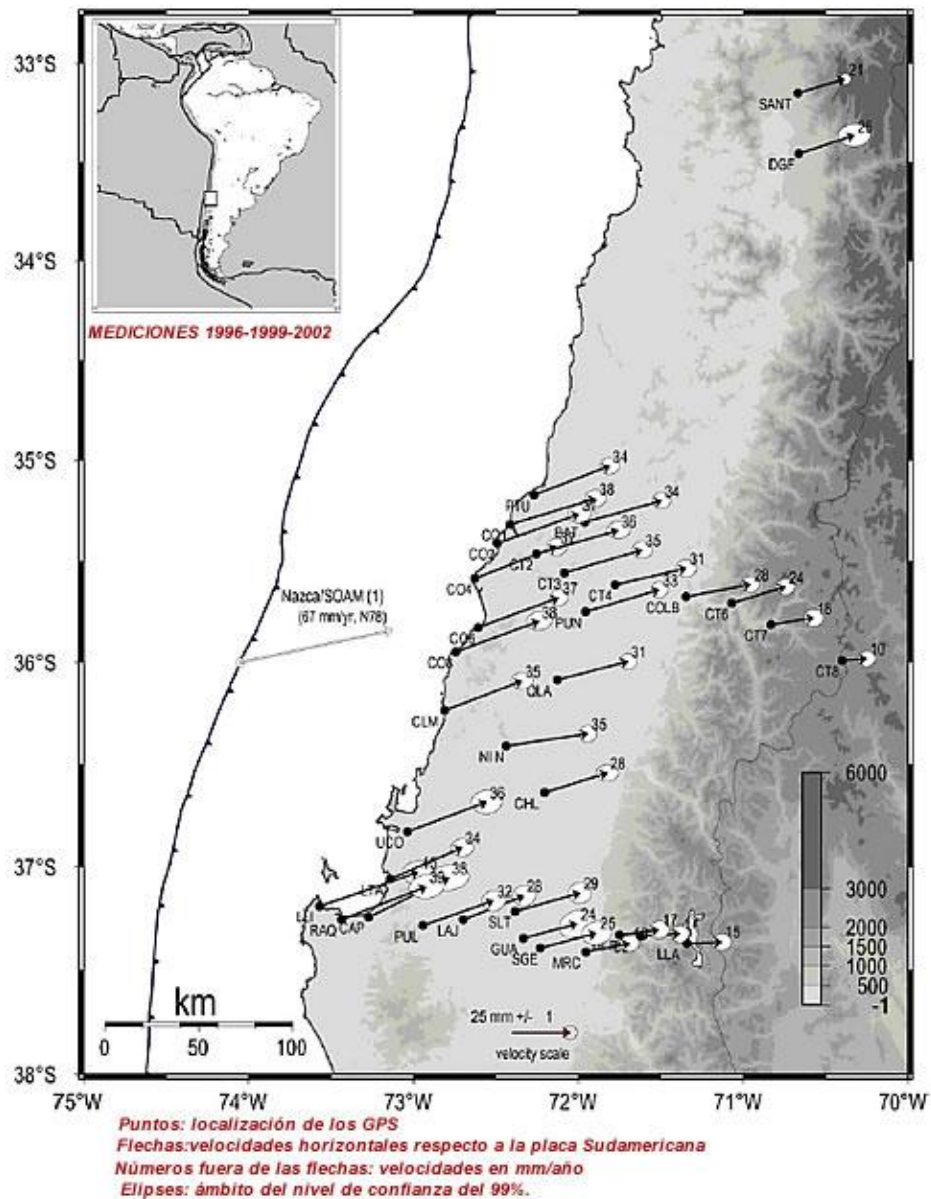
Las costas de Chile están entre las de mayor actividad sísmica en el mundo. En promedio, cada 10 años ha ocurrido un sismo de magnitud 8. Los segmentos individuales de esta costa tienen cuando menos uno de magnitud 8 durante los últimos 130 años. Un caso excepcional corresponde a la zona sur central, entre 35° y 37°S, la cual experimentó su última gran subducción el 20 de febrero de 1835, con una magnitud estimada de 8.5, constituyéndose en la mayor calma sísmica para Chile. La figura muestra esta área.



La sismicidad de la región, dice el artículo, permaneció desconocida por la carencia de una red sísmica densa, hasta la experimentación de campo llevada a cabo en 1996, la misma que proporcionó información sobre la distribución de la sismicidad, los mecanismos focales, y la geometría de la subducción.

Constituyen preguntas para la investigación, las siguientes. ¿Cuál es el potencial para un futuro terremoto? ¿Cómo es el acomodo del movimiento de la placa en relación con la deformación de la corteza en esta área?

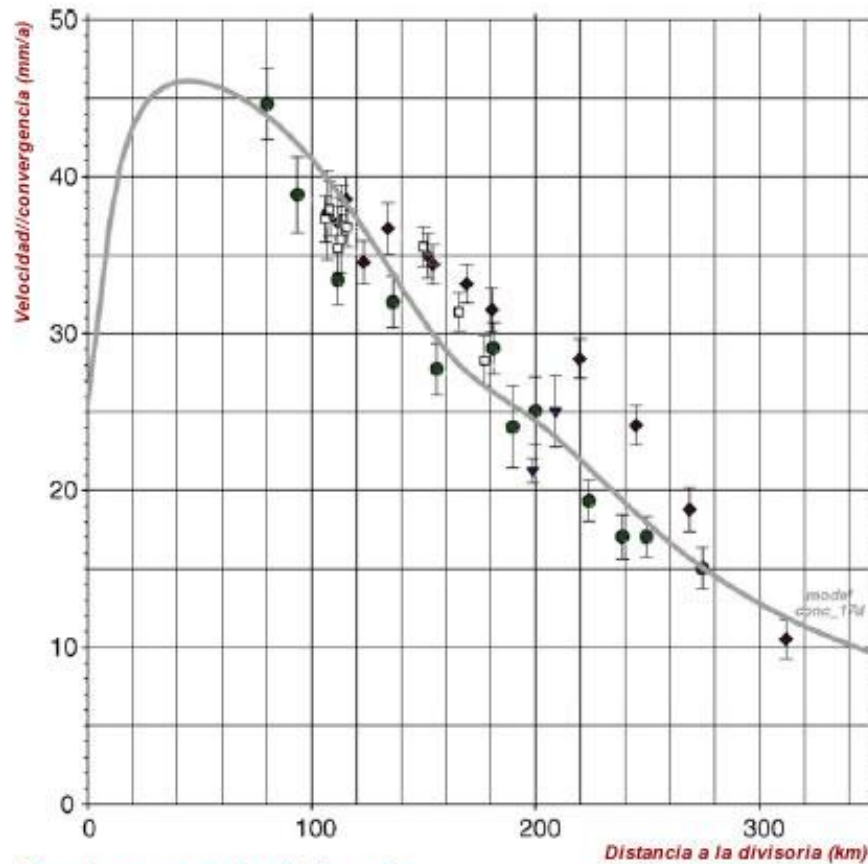
Los experimentos con GPS comenzaron en 1996 con monumentos geodésicos en 33 lugares distribuidos en tres perfiles, y otros cinco en puntos aleatorios cubriendo el espacio entre Concepción al sur y Constitución al norte. Ocho nuevos lugares fueron instalados en marzo de 1999 en la parte sur de la red anterior para completar el perfil entre Arauco y el pie de los Andes. La mayoría de las mediciones tiene exactitudes menores al centímetro, utilizándose además tres puntos auxiliares. Finalmente, casi toda la red fue medida en marzo del 2002. Todas las campañas fueron medidas por 12-24 horas por día durante 2-4 días, aunque tres puntos fueron medidos continuamente en sesiones de 24 horas durante una semana.



Según se muestra en la figura precedente, se obtuvieron velocidades para los 36 sitios en el periodo de 6 años. Los resultados son relativos a la convergencia de 68 mm/año de la velocidad angular Nazca/América del Sur orientada 78°N en la franja correspondiente a la latitud de la red del estudio.

Velocidades en el área del estudio

La siguiente presentación del estudio corresponde a las velocidades variando (disminuyendo en este caso), desde la costa hacia la frontera con Argentina. Ver la figura que sigue en una sección transversal. Las estaciones de la costa indican una velocidad de 35-40 mm/año, mientras que las estaciones andinas tienen una velocidad cercana a 10-20 mm/año. La zona más cercana a la divisoria Nazca/América del Sur, es la península de Arauco, desde donde se muestran las mayores variaciones: de $46 \pm 2,3$ mm/año a $15 \pm 1,3$ mm/año, lo que significa una acumulación de 30 mm/año sobre los 200 km de distancia, o una tasa de deformación unitaria de 1.5×10^{-6} por año.



Diamantes negros: puntos del área norte.

Puntos negros: puntos para el área sur.

Cuadrados: otros puntos.

Curva: ajuste según el modelo del estudio.

VELOCIDADES PARALELAS A LA DIRECCIÓN DE CONVERGENCIA SEGÚN LA DISTANCIA A LA DIVISORIA NAZCA/AMÉRICA DEL SUR

Modelo elástico

Los autores asumen que la interface entre las placas de Nazca y América del Sur está confinada a una determinada profundidad, mientras que la parte más

profunda se desliza continuamente a las velocidades relativas de las placas. Implica una *zona sísmicamente acoplada*. Igualmente, los autores modelan esta deformación usando una hipótesis de deslizamiento simple, para el cual la acumulación inter-sísmica corresponde exactamente a la deformación sísmica liberada (con el signo inverso).

Emplean el modelo elástico de Okada para relacionar la deformación de la superficie con la dislocación en la profundidad. Para la geometría del plano de falla se considera la distribución de los sismos, y la geometría de losa empleada en estudios anteriores. Nueve parámetros definen el plano de falla: tres para localizar el centro de falla, el azimut, la inclinación, el ancho a lo largo de la inclinación y la longitud del plano de falla, y el vector de dislocación (deslizamiento y ángulo). Los autores asumen valores para seis de estos parámetros, y trabajan con: la inclinación, el ancho a lo largo de esta inclinación, y el módulo de deslizamiento. Se exploró una inclinación entre 12° a 22° , un ancho de 150 a 250 km, y un deslizamiento entre 35 a 67 mm/año (entre 50 a 100% de acoplamiento). Se buscó el menor error o promedio residual, entre los valores observados y modelados. La comparación también permite estimar si el encuentro de ambas placas es cerrado (confinado).

Del total de puntos observados, el mejor ajuste es obtenido con un plano de falla de $17 \pm 2^\circ$ de inclinación o buzamiento, y una profundidad de cierre de 58 ± 6 km, localizado a una distancia de 180 km de la divisoria, y un deslizamiento de 67 mm/año. El valor promedio residual es de 3.4 ± 0.2 mm/a.

Conclusión

El patrón de deformación queda bien explicado por el modelo elástico en la zona de la interface usando un vector de deslizamiento entre las dos placas de 68 mm/año en 78° N. Así, aparece que las placas están totalmente acopladas a una profundidad de cierre de 60 ± 5 km a una distancia de 180 km de la divisoria. Los autores indican que no conocen si la interface se ha deslizado en el pasado, o si ha permanecido totalmente cerrada desde el último gran terremoto de 1835. En el peor escenario, que las deformaciones unitarias no se han liberado desde 1835, a una velocidad de 68 mm/año, más de 10 m de déficit de deslizamiento se ha acumulado desde ese año. Es posible que la parte norte de la interface de la placa entre Constitución y Concepción fuese afectada por los sismos de 1851, 1928 y 1939, pero es poco probable que sea el caso cerca de la ciudad de Concepción. Los autores concluyen que la parte sur del tramo Concepción - Constitución ha acumulado un déficit de deslizamiento suficientemente grande para producir un muy gran terremoto de magnitud de momento de 8 a 8.5, en el peor escenario que necesita ser refinado por trabajo adicional.

El ciclo sísmico

Referencia

J. C. Ruegg (Institut de Physique du Globe de Paris). *Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile*. Física de la Tierra. Núm. 6. 201-243. Editorial Complutense, Madrid, 1994.

Introducción

De acuerdo a la explicación dada por Reid (1910) al terremoto de San Francisco del año 1906, en el modelo llamado del *rebote elástico*, antes del terremoto, la parte profunda de la corteza cercana a la falla de San Andrés, habría acumulado un deslizamiento de varios metros, como efecto del movimiento entre las placas

del Pacífico y América del Norte. Este desplazamiento en la parte profunda produce una deformación elástica en la parte superior, que ocasiona esfuerzos de corte acumulados hasta la rotura, produciendo el terremoto. Según Reid, si es posible observar los desplazamientos en toda la corteza, y seguirle, se tendría la posibilidad de entender más sobre el proceso sísmico, y posiblemente, predecirlo.

Según el autor, la comprensión del mecanismo de un gran terremoto requiere de varios tipos de investigaciones, basados en el estudio de las deformaciones corticales en el espacio y en el tiempo:

- Conocer de la acumulación de las fuerzas tectónicas hasta llegar al punto de ruptura. Para ello, es necesario disponer de observaciones de las deformaciones de la corteza, en varias fases del ciclo sísmico, así como entender la historia geológica y tectónica de la región, especialmente en el periodo reciente (holoceno).
- Comprender el mecanismo de ruptura, con observaciones antes y después de la misma, informaciones de la red global de estaciones sísmicas, e informaciones locales, con identificación de varios parámetros físicos precursores.

El ciclo sísmico

El ciclo sísmico incluye todos los fenómenos físicos que ocurren en una zona sísmica entre dos terremotos consecutivos importantes (de magnitud mayor a 6). Comprende los procesos de acumulación y de relajación de los esfuerzos, que van a repetirse de manera similar, aunque no idéntica, a cada periodo del ciclo.

Escala espacial

Para definir el área sísmica asociada a un terremoto característico, hay que identificar el contexto tectónico y sus condiciones, y saber cuáles son las fallas activas. También se debe considerar la actividad micro-sísmica de la región: distribución de hipocentros, mecanismos focales y su variación con el tiempo.

Escala temporal

Es la escala que permitirá determinar el tiempo de recurrencia de los terremotos mayores que ocurren en la zona de estudio. Está asociada directamente a las *lagunas sísmicas*, asociadas a las fronteras de las placas que no han registrado terremotos grandes durante un largo periodo, y que podría romperse en una etapa próxima.

◆ **Estados del ciclo sísmico**

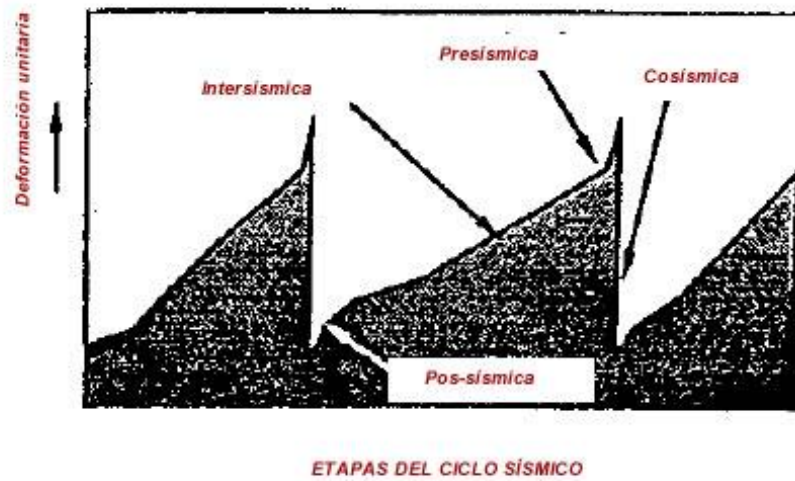
Etapas intersísmica Comprende la reacumulación gradual de esfuerzos, como energía de deformación. Ocupa más del 90% de la duración del ciclo sísmico.

Etapas pre-sísmica Corresponde a un periodo de comportamiento anormal, antes de la próxima ruptura, en la cual ocurren fenómenos anormales como el de deformación lenta, o rápida, o con la manifestación de seales precursoras.

Etapas cosísmica Como el relajamiento de los esfuerzos elásticos acumulados en la zona por la ruptura de una falla.

Etapas pos-sísmica Sigue a la ruptura durante el terremoto, y corresponde al periodo de réplicas, y en relación a las deformaciones corticales,

con fenómenos de relajación anelástica o viscosa de reajuste en la región cercana a la fuente sísmica.



El modelo de Okada

Referencia

J. C. Ruegg (Institut de Physique du Globe de Paris). *Deformación de la corteza terrestre y terremotos: aplicación al estudio del ciclo sísmico en el norte de Chile*. Física de la Tierra. Núm. 6. 201-243. Editorial Complutense, Madrid, 1994.

Descripción

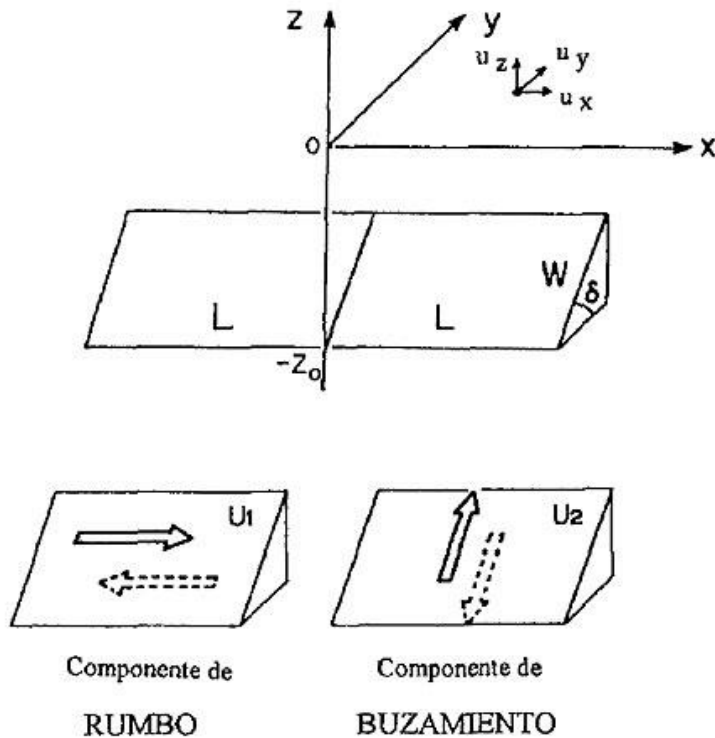
Localmente, una falla en el interior de la corteza es un deslizamiento entre dos partes del medio, antes y después de la ruptura. Se le representa por un modelo simple de falla, o dislocación, en un medio infinito elástico e isotrópico. Corresponde esta representación a la adaptación de la teoría de las dislocaciones a la sismología. Adoptada al inicio por Steketee (1958), es el modelo de Okada (1985) el más utilizado.

Modelo rectangular

La representación se ofrece en un sistema de coordenadas cartesiano y rectangular, en un medio elástico ocupando la región $z \leq 0$ (esto es, al interior de la corteza). Referido a una profundidad $-z_0$, se representa un plano rectangular de falla, con el lado mayor paralelo al eje X , y con una inclinación respecto al plano horizontal o buzamiento, δ . Los desplazamientos u_x , u_y , u_z son los relativos de la superficie respecto a la falla.

El modelo considera dos dislocaciones elementales $U1$, $U2$ como componentes de corte o cizalla de dirección horizontal $U1$ (de rumbo o desgarre), o de cizalla en la dirección de la línea de mayor pendiente $U2$ (buzamiento normal o inverso).

Estas características se representan en la figura.



GEOMETRÍA EN EL MODELO DE OKADA

A partir de este modelo, Okada calculó las tres componentes de desplazamiento en la superficie libre, debido a una fuente elemental de superficie para cada tipo de dislocación (de rumbo y de buzamiento).

Después, expresó de manera simplificada, las ecuaciones para calcular los desplazamientos para fallas de forma rectangular de longitud $2L$ y ancho W .

Magnitud de momento sísmico

Momento sísmico, M_0

Combina el área de ruptura, A , el módulo de deformación de las rocas, μ , y el desplazamiento promedio del área, u . Se expresa como

$$M_0 = \mu Au$$

Los periodos de oscilación de las ondas sísmicas grandes son proporcionales al momento sísmico.

Magnitud de momento sísmico, M_w

Es igualmente adimensional. Su relación con el momento sísmico está dada por la fórmula siguiente, desarrollada por Hiroo Kanamori, California. Varía según se utilicen unidades de trabajo Nm o $Dina\ cm$.

$$M_w = \frac{2}{3} \left(\log_{10} \frac{M_0}{Nm} - 9.1 \right) = \frac{2}{3} \left(\log_{10} \frac{M_0}{dina\ cm} - 16.1 \right)$$