

Informe Técnico Terremoto Chiloé 25 Diciembre 2016

Sergio Barrientos y equipo CSN

Diciembre 2016

El día 25 de diciembre de 2016 a las 11:22 hrs. (hora local) ocurrió un sismo de magnitud 7.6 (Mw) en las costas de la Región de Los Lagos, a 67 km al nor-oeste de la localidad de Melinka, con coordenadas epicentrales 74.391°W y 45.517°S a una profundidad de 30 km, según reporta el Centro Sismológico Nacional (www.sismologia.cl). Este terremoto es el mayor registrado en el país desde aquel ocurrido el 16 de septiembre de 2015.

La geometría de la falla -o mecanismo de foco- que origina este sismo y su ubicación son consistentes con la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Estimaciones preliminares, basadas en relaciones de escala- indican que la longitud de ruptura alcanza a unos 60 km con un deslizamiento medio en la falla de alrededor 2 m.

Este terremoto se enmarca en una zona donde han ocurrido sismos de este mismo tipo con anterioridad, así como fue el gran terremoto del 22 de mayo de 1960, cuya magnitud alcanzó a 9.5 (Kanamori, 1974).

Aceleraciones máximas del orden de 27%g se han registrado en la componente horizontal este-oeste de la estación ubicada en la parte sur de la Isla de Chiloé denominada GO07, en las cercanías de Quellón. En esta misma localidad se encuentra instalada la estación GNSS (Global Navigation Satellite System) más cercana al epicentro, la que sufrió un desplazamiento en superficie de 17 cm hacia el oeste y 4 cm hacia el sur.

Contexto Tectónico

La sismicidad de Chile se encuentra principalmente dominada por la convergencia entre la placa de Nazca y placa Sudamericana, a razón de 6.5 cm/año. Hacia el sur de la Península de Taitao, es la placa Antártica la que penetra bajo la placa Sudamericana a aproximadamente 1.8 cm/año. En la zona austral, la Falla de Magallanes -que coincide con el Estrecho de Magallanes en su sector occidental y continúa hacia el oriente a lo largo del Lago Fagnano- acomoda el movimiento de rumbo sinistral, del orden de 0.7 cm/año, entre las placas de Escocia y Sudamérica.

La gran velocidad de convergencia relativa entre las placas de Nazca y Sudamérica es la responsable de, no solamente la alta productividad sísmica que es una de las mayores del planeta, sino también de las grandes dimensiones que los terremotos alcanzan en esta región.

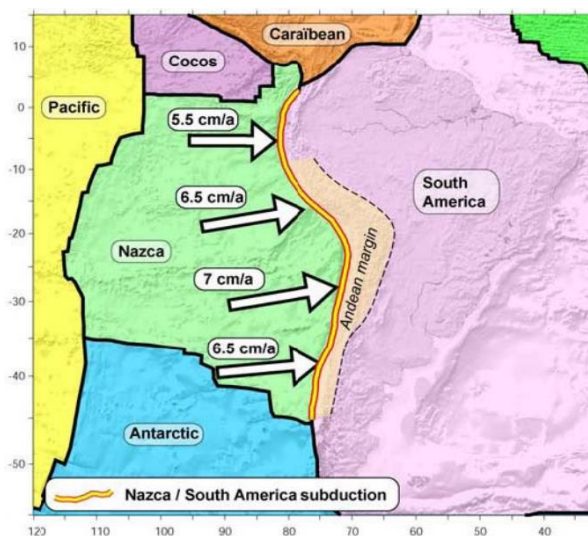


Fig. 1. Contexto tectónico de América del Sur. La placa de Nazca converge y se desplaza bajo la placa Sudamericana el equivalente a unos 6 a 7 cm cada año. Más al sur, la placa Antártica lo hace a 1.8 cm por año. En el extremo sur es la placa de Escocia la que interactúa con la placa Sudamericana (Figura preparada por C.Vigny, 2007).

Este movimiento relativo entre placas no ocurre continuamente cuando ambas entran en contacto. En el caso de Chile, esto ocurre en intervalos discretos en la zona B de la Figura 2, que corresponde a un plano inclinado entre la fosa (trench), esa característica geográfica ubicada a unos 90-150 km al oeste de la costa, y donde la placa de Nazca alcanza una profundidad de alrededor de 50 km. El ancho de esta zona inclinada (manteo de 19° hacia el este) es de alrededor de 150 km.



Fig. 2. Esquema de la subducción en Chile. Los grandes terremotos, que alcanzan longitudes de varias centenas de km en orientación norte-sur. Los terremotos tipo A y B pueden producir tsunamis debido a la deformación vertical del fondo oceánico que podrían tener asociada.

Localización epicentral y zona de ruptura

Las coordenadas hipocentrales del terremoto del 25 de diciembre son las siguientes:

Agencia	Tiempo Origen	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud
CSN	14:22:23	-43.517	-74.391	30.0	7.6 Mw
USGS (NEIC)	14:22:26	-43.416	-73.951	35.1	7.6 Mw
GFZ	14:22:26	-43.38	-73.83	33	7.6 Mw
GCMT Project	14:22:37	-43.54	-734.57	34.2	7.5 Mw, 7.5 Ms

Cada agencia reporta diferentes coordenadas, profundidad y magnitud, esto ya que utilizan diferentes estaciones, modelo de estructura de velocidad de propagación de ondas y métodos de estimación de magnitud. El CSN reporta Mw basado en el método de la fase W estimada con estaciones cercanas al epicentro, pero a distancias mayores que 5° (unos 550 km), en este caso el reporte incluye 130 canales de información, que son todas las estaciones cercanas. El USGS (NEIC) utiliza el mismo método pero además con estaciones globales. GeoForschungsZentrum (GFZ) utiliza sus propias estimaciones basadas en la inversión del tensor de momento y también mediante el método expuesto anteriormente, en tanto que el GCMT Project invierte el tensor de momento con ondas de período largo e intermedio.

El reporte hipocentral final, publicado en la página web del CSN (www.sismologia.cl o www.csn.uchile.cl), muestra el mapa y las características del sismo tal como aparece en el Fig3.

Fig. 3.

Sismo 25 de diciembre de 2016

Hora origen: 14:22:23

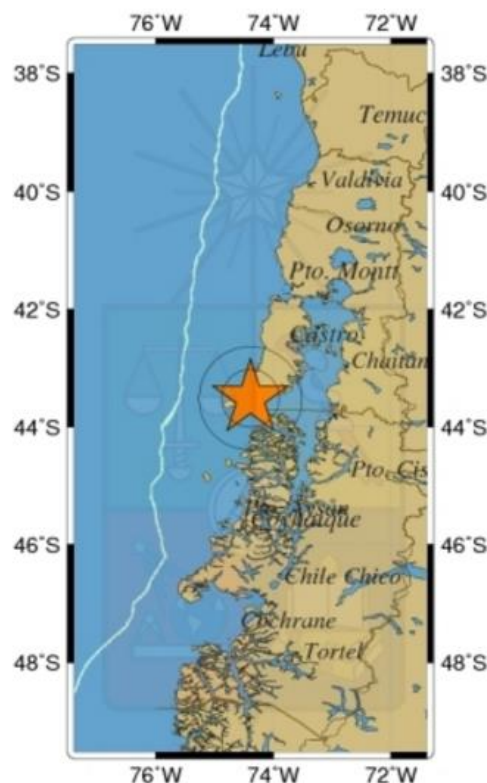
Latitud: -43.517

Longitud: -74.391

Profundidad: 30 km

Mw = 7.6

Referencia geográfica: 67 km al nor-oeste de Melinka.



Las coordenadas epicentrales indican una localización a 67 km al nor-oeste de Melinka, Islas de las Guaitecas. Este punto corresponde al inicio de la ruptura, la cual se extiende unos 60 km hacia el norte. La zona de ruptura se puede entender como una zona (casi una superficie) en el contacto entre la placa de Nazca y placa Sudamericana que corresponde, en este caso, a la región de aproximadamente 60 km de longitud ubicada en el extremo sur-oeste de la Isla de Chiloé.

La Figura 4 muestra la amplitud del movimiento del suelo esperado dada la magnitud y ubicación del sismo. Se han utilizado relaciones de atenuación de aceleración con distancia recientemente desarrolladas para Chile (Montalva et al, 2016). Como es de esperar, valores máximos de movimiento del suelo (en aceleración, velocidad y por ende en la Intensidad Instrumental) se presentan en las cercanías de la región epicentral.

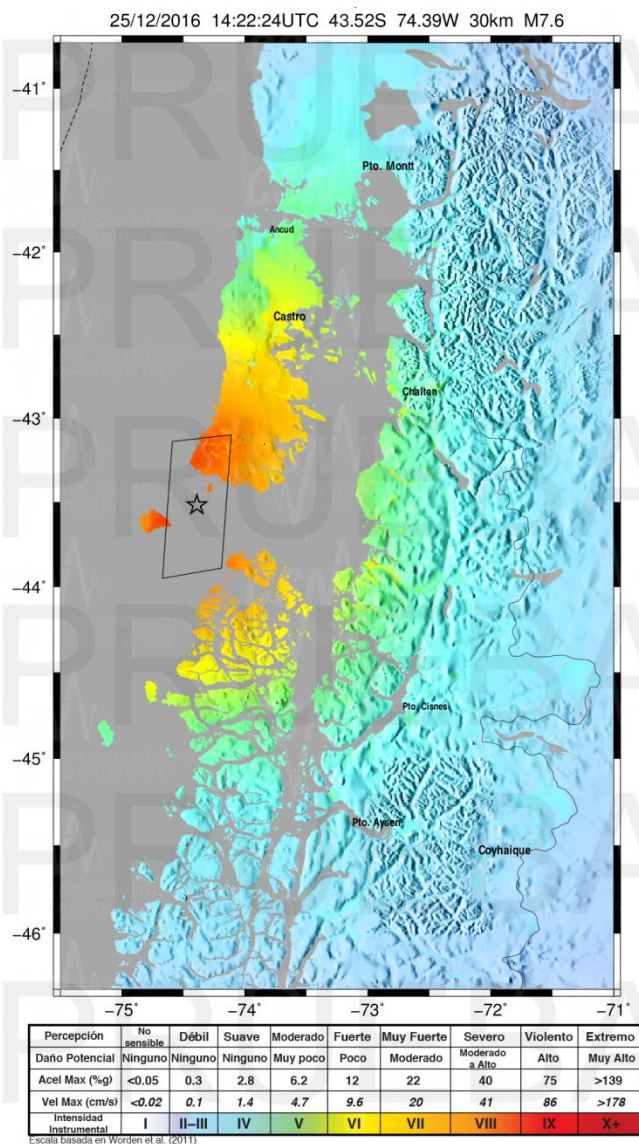


Fig. 4. Estimación preliminar de la ubicación de la falla -basada en relaciones de escala con magnitud- y la consecuente estimación del nivel de movimiento del suelo debido al sismo del 25 de diciembre de 2016. El epicentro se muestra como la estrella de color negro. El movimiento del suelo es proporcional al color siguiendo la escala del borde inferior.

Aceleraciones observadas y características del sismo

Cada sismo de magnitud significativa produce aceleraciones que pueden ser registradas mediante unos instrumentos denominados *acelerógrafos*. Es decir, pueden registrar el movimiento fuerte, a diferencia de los sismómetros (especialmente aquellos de banda ancha) que permiten registrar movimientos del suelo muy débiles. Instrumentos de este último tipo, adecuadamente instalados, permiten registrar sismos de magnitud del orden de 5.0 a 5.5 que ocurren al otro lado de la Tierra, en China o Japón.

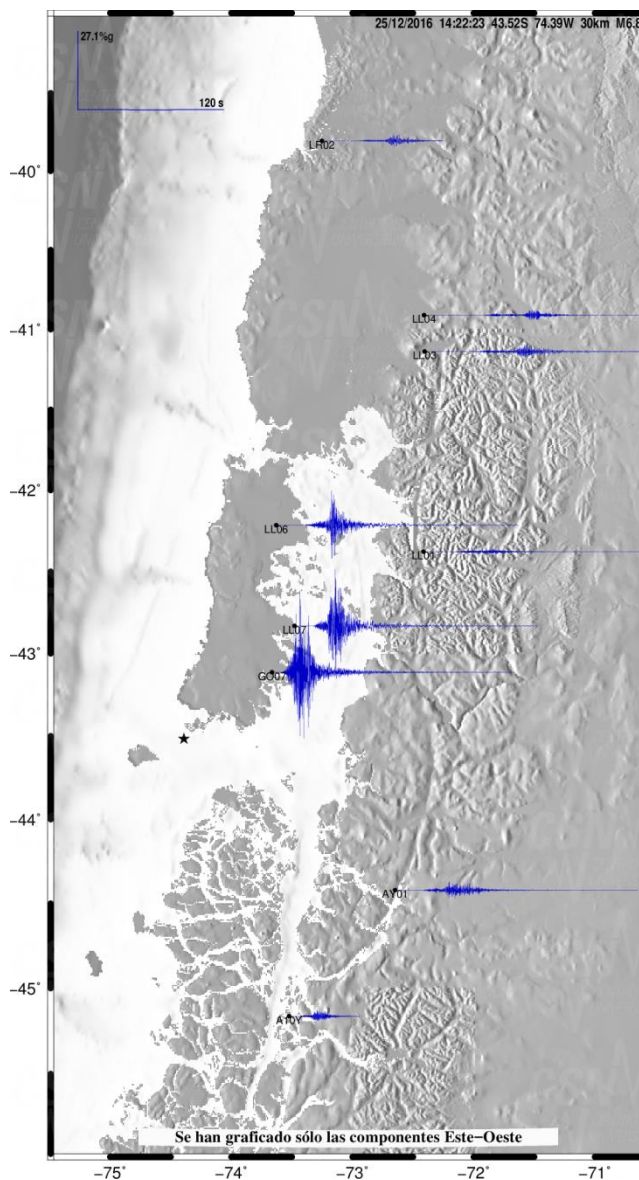


Fig. 5. Registros de aceleraciones horizontales (componente este-oeste) producidas por el terremoto M=7.6 del 25 de diciembre de 2016. La estrella negra representa la localización del epicentro del sismo. La aceleración máxima alcanza a 27% de la aceleración de gravedad en la estación GO07, en la Isla de Chiloé. Figura preparada por F. Leyton.

La recientemente establecida Red Nacional de Acelerógrafos ha sido puesta a prueba por primera vez en esta región, donde ocurren grandes sismos de manera poco frecuente. La Figura 5 muestra los registros de la componente horizontal este-oeste generados por el terremoto. La aceleración máxima registrada en la estación LL07 (Espejo de Luna) alcanzó un 19% de la aceleración de gravedad (g) en tanto que en la localidad de Quellón alcanzó a un 27% g. Los datos digitales de los registros completos (tres componentes a 100 muestras por segundo) se encuentran a disposición de los interesados en el sitio del CSN en <http://evtdb.csn.uchile.cl/>. Este sitio contiene una base de datos completa con todos los datos de aceleraciones que se han registrado en los instrumentos del CSN y redes colaboradoras (Integrated Plate Boundary Observatory Chile, IPOC) en el norte de Chile y Geophysical Research Observatories, GRO.

Es posible que la base de datos de aceleraciones producto de este sismo se amplíe, ya que se efectuarán visitas a las estaciones para mantenimiento y extracción de datos en aquellas estaciones que no se encuentran conectadas vía Internet.

Los registros continuos de los sismómetros de banda ancha de todas las estaciones se encuentran disponibles en www.iris.edu.

Por otra parte, las observaciones de deslizamiento en la falla inferidas a partir del Sistema Satelital de Navegación Global (GNSS) se muestran en la Figura 6. Valores máximos de desplazamiento en la superficie de la Tierra se observan en la estación ubicada en Quellón, alcanzando movimientos del orden de 17 cm hacia el oeste y 4 cm hacia el sur. También se pueden observar desplazamientos cosísmicos del orden de 6 cm hacia el noroeste en la localidad de Raúl Marín Balmaceda.

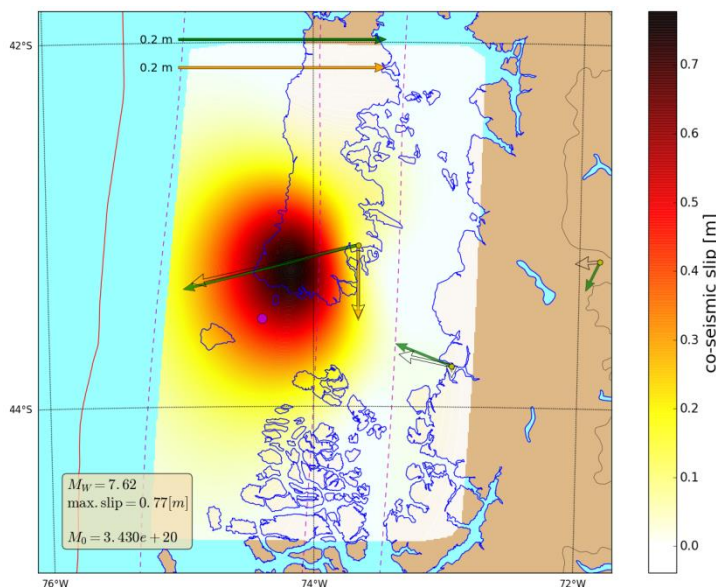


Fig. 6. Los vectores de color verde representan el movimiento estático (o desplazamiento en superficie) horizontal asociado al terremoto del 25 de diciembre, 17 cm hacia el oeste en Quellón. El vector de color amarillo muestra un hundimiento del orden de 7 cm. Los colores graduales de amarillo a rojo intenso representan la estimación del deslizamiento en la zona de ruptura —suavizada— revelando un momento sísmico de 3.4×10^{20} N-m lo que equivale a una magnitud de 7.6; para superficies de falla de menor tamaño habrá mayor deslizamiento en ella, manteniendo el momento sísmico constante. (Figura preparada por F. del Campo).

Se asume que el deslizamiento en la falla debe ocurrir en el plano de contacto entre placas, en este caso aquel definido en el modelo de Hayes et al. (2010).

El epicentro se encuentra en la parte sur de deslizamiento máximo, situación análoga a la evidenciada para otros terremotos ocurridos recientemente en Chile (Illapel, 2015; Iquique, 2014; Maule, 2010). Aparentemente, la ruptura se inicia en lugares en la falla donde no se ha acumulado el máximo esfuerzo. Considerando una tasa de convergencia del orden de 6.5 cm/año, en los 56 años transcurridos desde el último gran terremoto en esta zona, se ha acumulado un desplazamiento equivalente de 3.6 m.

Duración del Terremoto

Cuando ocurre un terremoto de contacto entre placas en Chile, el deslizamiento de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana que se muestra en la Fig. 2 no ocurre simultáneamente en toda la superficie de ruptura. La ruptura se propaga desde el hipocentro en una dirección preferencial –en este caso hacia el norte– con una velocidad que en general es del orden de 2 a 3 km/s, de modo que para propagar una ruptura de 60 km se requiere de un tiempo de alrededor de 20 a 30 seg. Como se puede apreciar en la Fig. 6, la ruptura no es uniforme, sino que muestra ciertos desplazamientos máximos (hacia el norte del hipocentro). Esos máximos son justamente aquellos lugares donde hay máxima liberación de momento sísmico. A partir de los sismogramas registrados en estaciones ubicadas en diferentes azimuths y distancias, se puede resolver cómo este momento sísmico se libera en función del tiempo una vez que ha comenzado la ruptura.

La Fig. 7 muestra una comparación de las funciones de tiempo en la fuente, es decir, las tasas de liberación de momento sísmico para los terremotos del 25 de diciembre de 2016, 16 de septiembre de 2015 y 27 de febrero de 2010. En el primer caso, la tasa de liberación de momento es máxima entre los 0 y 20 s alcanzando un máximo de 2.92×10^{19} N-m, en tanto que el terremoto de 2010 se extiende por más de 100 seg. Nótese que la tasa de liberación máxima de momento sísmico de este último sismo es más de 10 veces la del primero.

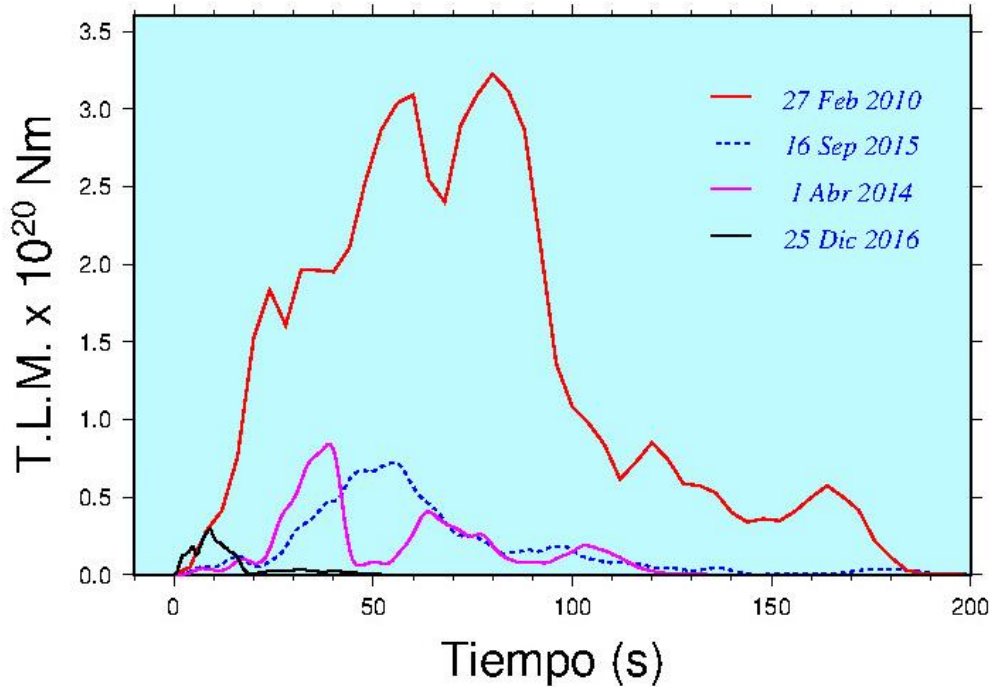


Fig. 7. Tasa de liberación de momento sísmico (T.L.M.) para los últimos cuatro grandes terremotos de subducción en Chile: M=8.8 del 27 de febrero de 2010, M=8.4 del 16 de septiembre de 2015, el M=8.2 del 1 de abril de 2014 y el M=7.6 del 25 de diciembre de 2016. La duración de este último alcanza a no más de 20 s y su amplitud es alrededor de 10 veces menor que la del 27 de febrero de 2010. El momento sísmico de cada evento corresponde al área bajo cada curva. Datos proporcionados por G. Hayes (USGS).

Réplicas

La mayoría de los sismos de contacto de magnitud significativa, y que ocurren en el contacto entre placas, produce un número importante de réplicas. Se define como réplica a aquel sismo que ocurre con posterioridad a un sismo de magnitud mayor en un volumen cercano a la falla que se ha activado como respuesta al cambio de tensiones que éste ha generado en la región. Aunque existen varias aproximaciones, una muy utilizada es estimar la longitud de la ruptura asociada al sismo principal y luego extender esa dimensión desde ambos extremos de la falla. Todos los sismos contenidos en esta nueva región, de magnitud menor que el del sismo principal, pueden ser considerados como réplicas.

El panel izquierdo del mapa de la Fig. 8, muestra la ubicación de las réplicas en relación al epicentro del sismo principal (estrella roja). El panel de la derecha muestra la evolución de la sismicidad de la región en función del tiempo y latitud, a partir de 2010; se puede apreciar una gran cantidad de réplicas en torno a la zona de mayor desplazamiento. La réplica de mayor magnitud alcanza un valor de 5.2 y ocurre inmediatamente después del sismo principal; hasta las 9:00 hrs del día 29 de diciembre 2016 se han registrado 76 réplicas con magnitud 3.0 o superior.

Tabla I. Réplicas hasta las 9:00 a.m. (local) del 29 de diciembre de 2016

Magnitud M	N° de sismos con mag > o igual a M
3	76
4	20
5	1
6	0

El primer día hubo más de 20 réplicas (nueve de ellas con magnitud igual o superior a 4.0). Estos valores son los esperados para un sismo de esta magnitud. Tal como ha sido el caso hasta el momento, el escenario futuro más probable es que sigan ocurriendo réplicas en la zona directamente afectada por el terremoto durante varias semanas, incluso meses, disminuyendo su frecuencia de ocurrencia. Instrumentalmente, estas réplicas ocurrirán por lo menos por seis meses, intervalo en que algunas serán sentidas por la población de la zona aledaña especialmente durante las primeras semanas.

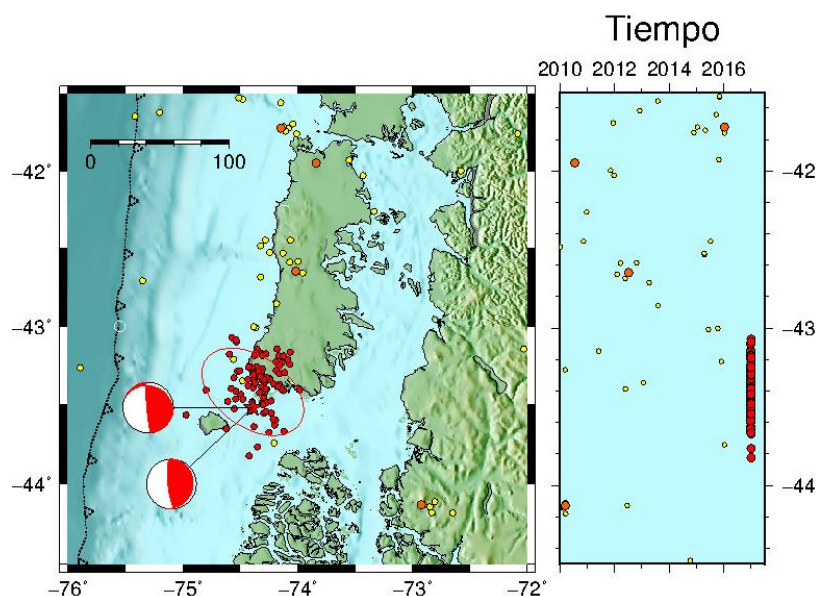


Fig. 8. Sismicidad desde 2010 en la región; aquellos sismos de magnitud superior a 5 se representan con círculos de color naranja. Los círculos de color rojo representan las réplicas asociadas al terremoto de Chiloé ocurridas durante los primeros tres días. Las esferas focales muestran el tipo de geometría estimados a partir de dos métodos: Fase W (esfera inferior, S. Riquelme) y método de las elipses (F. Leyton, esfera superior). Vista en planta y latitud-tiempo

En la misma figura se muestra el mecanismo focal y el plano de falla obtenido a través del modelamiento de la fuente sísmica como una elipse (Vallée y Bouchon, 2004; Di Carli et al, 2010). Este proceso consideró los acelerogramas de las estaciones: LL07, LL06, LL01, AY01, LL02, LL04, LR02 y LR03 (ver ubicación de estas estaciones en www.csn.uchile.cl). Este modelamiento corresponde a una inversión cinemática de la propagación de la ruptura, donde el plano de falla se considera una elipse, con una distribución de deslizamiento Gaussiana, máxima en el centro de la elipse. Además, se obtiene el mecanismo focal mostrado en la misma figura y una estimación de la magnitud $M_w = 7.73$ para este evento; esta inversión toma 13 minutos desde la ocurrencia del evento.

Discusión

El terremoto del 25 de diciembre de 2016 corresponde a un sismo de contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica, es decir se trata de un sismo inter-placa. Su magnitud (M_w) alcanza a 7.6. El epicentro se encuentra ubicado en las coordenadas geográficas $74.391^\circ W$ y $45.517^\circ S$, a 67 km al nor-oeste de la localidad de Melinka.

El sismo de mayor magnitud ocurrido en la región, que ha acomodado el desplazamiento entre placas con anterioridad a este sismo, ha sido el del 22 de mayo de 1960, de magnitud 9.5. De acuerdo a los estudios de Plafker y Savage (1970) -quienes presentan los cambios de elevación de la costa y en líneas de nivelación así como las pocas observaciones de deformaciones asociadas a este terremoto- y Cifuentes (1989) la extensión de la zona de ruptura abarca desde la Península de Arauco hasta la Península de Taitao. El desplazamiento promedio de la falla generadora del sismo alcanzó a 20 m, con valores máximos de más de 40 m (Barrientos y Ward, 1990).

Cisternas et al. (2005), basados en dataciones de depósitos de tsunamis en la desembocadura del río Maullín, evidencian que estos grandes terremotos son recurrentes y encuentran que, existen cinco eventos con evidencias de depósitos en los últimos 2000 años, con períodos de recurrencia del orden de 300 años.

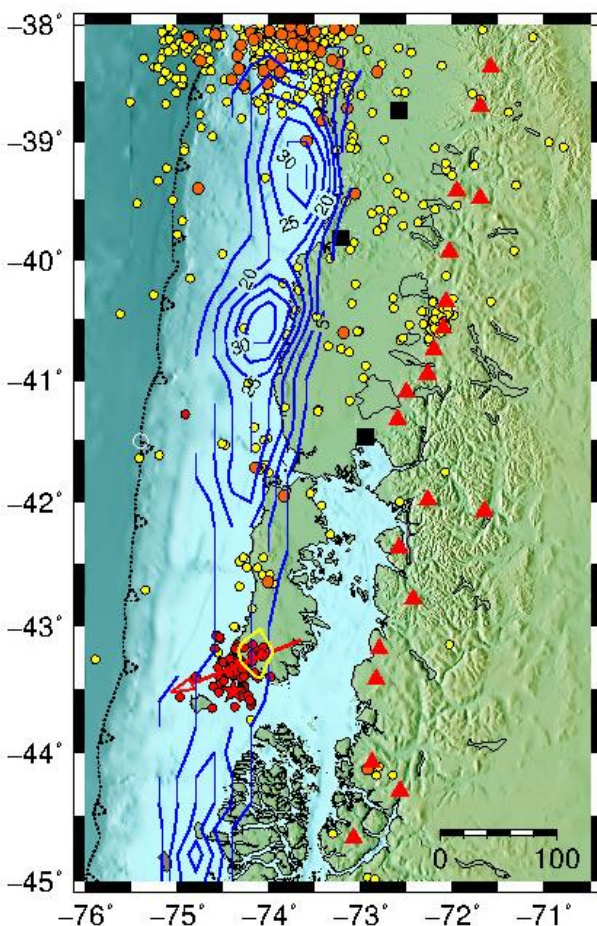


Fig. 9. Ubicación del desplazamiento asociado al terremoto de diciembre de 2016 (línea de contorno de color amarillo sobre las réplicas, círculos de color rojo) estimado a partir de las observaciones de desplazamiento en las estaciones ubicadas en Quellón, Futaleufú y Raúl Marín Balmaceda. Se presentan también, en color azul, las curvas de igual desplazamiento estimadas a partir de las deformaciones observadas para el terremoto de 1960.

La Fig. 9 muestra la ubicación del desplazamiento asociado al terremoto de diciembre de 2016 en relación a las réplicas y también a la distribución del desplazamiento estimado por Barrientos y Ward (1990) para el terremoto de 1960. Se observa que el sismo de 2016 se localiza en una zona donde hubo un deslizamiento del orden de 10 m en 1960. Este desplazamiento se considera de relativo menor tamaño ya que los desplazamientos máximos (del orden de 40 m) se alcanzan frente a las costas de Valdivia y un poco más al sur.

Dada la magnitud del sismo de 1960, es muy poco probable que se genere otro parecido en esta región en las próximas décadas. Se requieren de centenas de años para que se acumule desplazamiento equivalente a 40 m. Sin embargo, es posible que sismos de magnitud 7½ puedan ocurrir prácticamente en cualquier parte del país en cualquier momento.

Referencias

- Abe, K.,(1979). Size of great earthquakes of 1837-1974 inferred from tsunami data, *J. Geophys. Res.*, **84**, 1561-1568.
- Abe, K, (1989). Quantification of tsunamigenic earthquakes by the M, scale *Tectonophysics*, **166**, 21-34.
- Barrientos S. E. and S.N. Ward, 1990. The 1960 earthquake: Inversion from slip distribution from surface deformation, *Geophys. J. Int.* 103, 589-598.
- Barrientos S. E., G. Plafker and E. Lorca, 1992. Post-seismic coastal uplift in southern Chile *Geophys. Res. Lett.*, 19, 710-704.
- Beck, S., S. Barrientos, E. Kausel, M. Reyes (1998), Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone, *J. South Am. Earth Sci.*, **11**, 115-129
- Cifuentes, I. L., The 1960 Chilean earthquakes, *J. Geophys. Res.*, **94**, 665 – 680, 1989.
- Cisternas, M., Torrejón, F., Sawai Y., Machuca G., Lagos M., Eipert A., Youlton C., Salgado I., Kamataki T., Shishikura M., Rajendran C.P., Malik J.K., Rizal Y. y M. Husni (2005). Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake, *Nature*, **437**, 404-407.
- Di Carli, S., C. François-Holden, S. Peyrat, and R. Madariaga (2010), Dynamic inversion of the 2000 Tottori earthquake based on elliptical subfault approximations, *J. Geophys. Res.*, 115, B12328, doi:10.1029/2009JB006358.
- Kanamori, H. and J.J. Cipar (1974). Focal process of the great Chilean earthquake of May 22, 1960. *Phys. Earth and Planet. Int.* **9**, 128-136.
- Kelleher, J. A. (1972). Rupture zones of large South American earthquakes and some predictions. , *J. Geophys. Res.*, **77**, 2087-2103.
- Montalva, G., Bastías, N. y A. Rodríguez-Marek (2017) Ground Motion Prediction Equation for the Chilean Subduction Zone. *Bull. Seism. Soc. Am.*, *en prensa*.
- Lomnitz, C. (2004) Major earthquakes of Chile: A historical survey, 1535 to 1960, *Seism. Res. Lett.*, **75**, 368-378.
- Plafker, G. and J. C. Savage, 1970. Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 1001-1030
- Vallée, M., and M. Bouchon (2004), Imaging coseismic rupture in far field by slip patches, *Geophys. J. Int.*, 156, 615–630.