

Reporte Sismo M7.0 Región de Atacama 1 Septiembre 2020

8 Septiembre 2020

Sergio Barrientos y el Equipo CSN

El 1 de septiembre de 2020, a las 00:09 hora local, ocurre un sismo M7.0 ubicado a 55 km al norte de Huasco (27.241°S y 71.241°W, h=31 km). Este sismo produce intensidades máximas (Escala de Mercalli Modificada) de VII en Copiapó y Tierra Amarilla. Durante las primeras 18 horas se registraron 86 réplicas con magnitud superior a 2.5 de las cuales nueve se reportaron como percibidas. Casi 300 réplicas ($M \geq 2.5$) se han dejado registrar durante la primera semana.

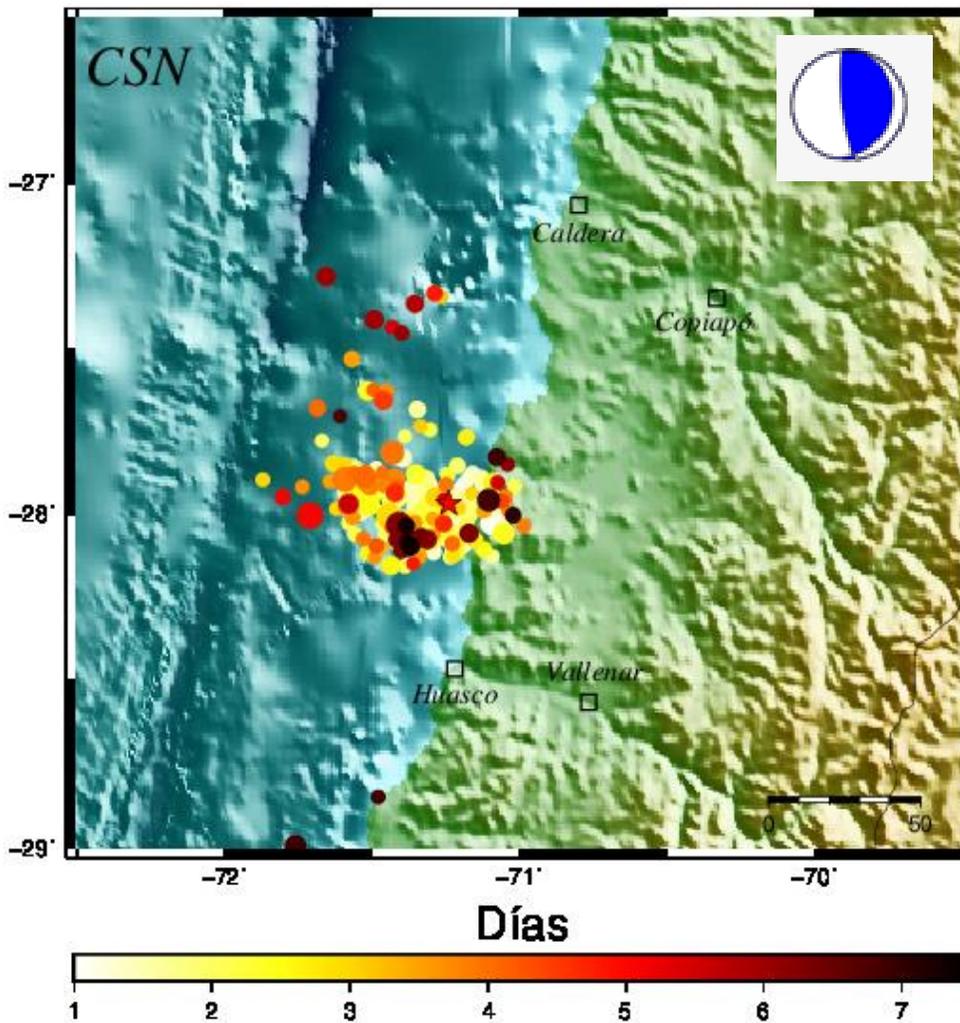


Figura 1. Actividad sísmica reciente en la zona del sismo M7.0 del 1 de septiembre de 2020 (estrella de color rojo). Se muestra el mecanismo de foco (geometría y orientación de las posibles fallas donde se acomoda la ruptura), el que revela que este sismo es el resultado de una compresión orientada en sentido prácticamente este-oeste. Una de las fallas, corresponde a un mecanismo inverso de bajo ángulo, consistente con desplazamiento a lo largo del plano de contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica. La evolución de las réplicas se puede observar para los primeros siete días de ocurrido el sismo M7.0.

La ubicación espacial del sismo, y su geometría de la falla inferida, son consistentes con una ruptura a lo largo del plano de contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica indicando un desplazamiento de la primera bajo la segunda.

El sismo del 1 de septiembre, dada su localización (cercano a la costa a más de 30 km de profundidad) y geometría de falla, ocurre en el contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica, tal como se muestra en la figura 2.

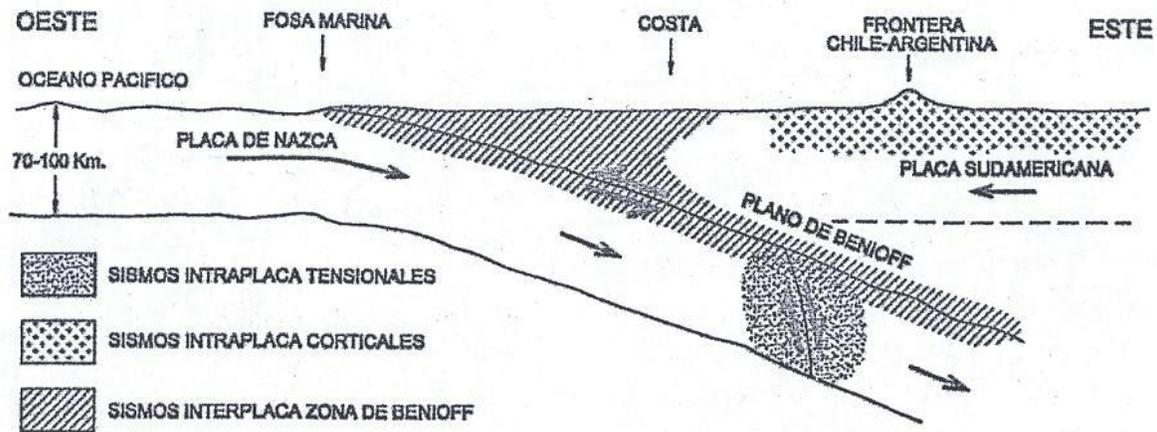


Fig. 2. Esquema de las zonas sísmogénicas en la mayor parte de Chile. Es en el plano de contacto entre las placas de Nazca y Sudamericana donde se acumula la deformación durante decenios -y se libera la energía equivalente en pocos minutos en forma de terremoto- producto de la convergencia a razón de 6.5 cm/año. Existen también sísmos corticales, ubicados en la parte superficial de la placa Sudamericana principalmente bajo la Cordillera de los Andes, como sísmos al interior de la placa de Nazca, a profundidades mayores que 60 km. Terremotos recientes de profundidad intermedia han revelado que no solamente ocurren en fallas sub-verticales como se indica en la figura, sino también en fallas sub-horizontales con variados ángulos de inclinación.

Observaciones sísmológicas

Se ha realizado una visita a algunas de las estaciones de la región para recoger los datos registrados por los instrumentos de la Red Nacional de Acelerógrafos, de aquellos instrumentos que no se encuentra conectados en línea. En los próximos días se visitarán el resto de las estaciones acelerográficas de la región para complementar esta información. Los registros se han puesto a disposición de investigadores e interesado en general en la página web del CSN (evtdb.csn.uchile.cl) desde donde se pueden extraer directamente. También se han incluido los registros de aceleración generados por más de 10 réplicas.

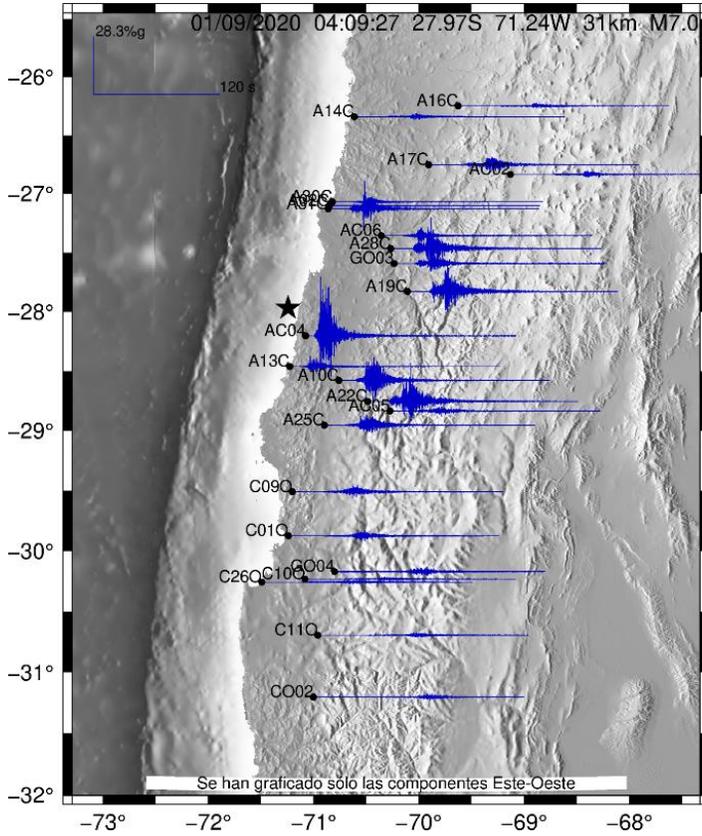


Fig 3. Registros de aceleración en la componente E-W de cada estación acelerográfica en la zona epicentral. La estación AC04 muestra la aceleración máxima alcanzando 0.283g (28.3% de g). Se muestra también la localización del epicentro del sismo M7.0 mediante una estrella de color negro (F. Leyton).

Como ocurre en la generalidad de los casos, se observa que la aceleración es mayor en la zona cercana a la región epicentral, alcanzando niveles máximos en la estación AC04, ubicada en Llanos de Challe, hacia el sur de Carrizal Bajo.

Es posible también estimar los niveles de movimiento del suelo esperados, de acuerdo a la localización del sismo y su magnitud, basados en relaciones de atenuación estimadas para Chile. Como es de esperar para un sismo de este tamaño y su ubicación, los niveles de afectación más elevados corresponden a la región epicentral (ver figura 4).

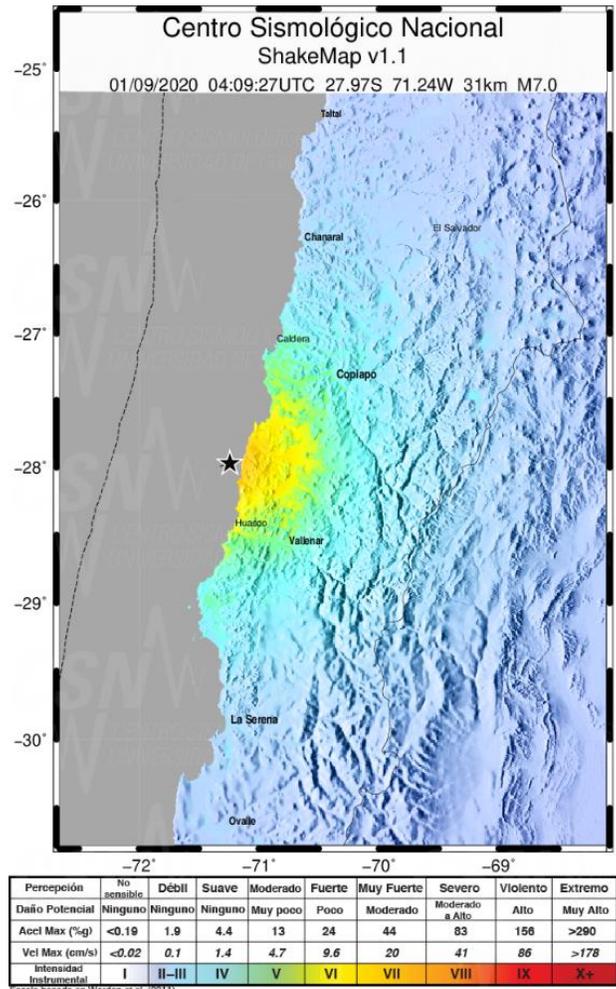


Fig. 4. Movimiento del suelo esperado como consecuencia del sismo M7.0 ocurrido el 1 de septiembre de 2020 en el límite entre las regiones de Coquimbo y Atacama. Intensidades máximas del orden de VII en la Escala de Mercalli Modificada son estimadas para la región epicentral.

De acuerdo a la distribución del número de réplicas por unidad de tiempo (en este caso cada dos horas) que se muestra en la figura 5, se puede inferir que este número se encontraba disminuyendo gradualmente, como se espera en este tipo de secuencias, hasta la ocurrencia del sismo M6.3 ocurrido a las 17:09 del mismo día 1 de septiembre.

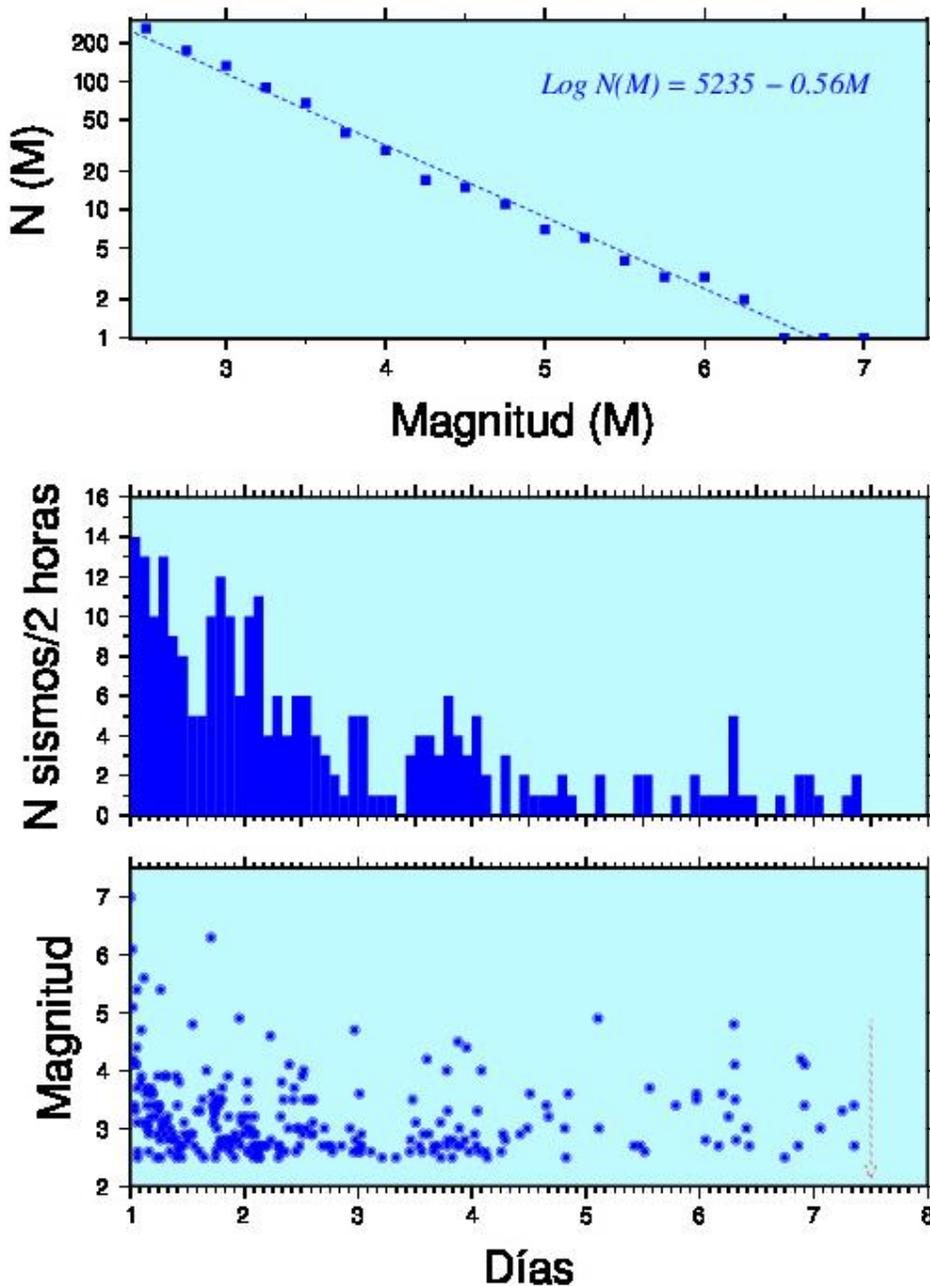


Fig 5. Distribución de las réplicas durante los primeros 6 días de ocurrido el sismo M7.0 en magnitud (panel inferior) y el número de eventos cada dos horas (panel superior). El panel superior muestra la distribución del número de sismos cuya magnitud es igual o superior a M. Por ejemplo, más de 250 sismos tienen magnitud igual o superior s 2.5, en tanto que solamente un sismo es igual o supera 7. La estimación de los parámetros en el panel superior ha sido realizada con los datos de sismos ocurridos hasta el mediodía del 7 de septiembre (flecha roja segmentada vertical de color rojo).

Estimación del deslizamiento en la falla

A continuación, se presentan dos estimaciones preliminares de deslizamiento en la falla asociado al sismo M7.0, el primero de ellos basado en las deformaciones en la superficie observadas a través del Sistema Global de Navegación Satelital (GNSS) y el segundo a partir de las observaciones obtenidas desde sismógrafos y acelerógrafos.

Debido a que las deformaciones estáticas decaen rápidamente con la distancia, para un sismo de magnitud 7 éstas son bastante reducidas en la costa de modo que es necesario procesar un mayor número de datos satelitales para extraer las señales de cambio de posición de las estaciones. Los vectores en la figura 6 muestran dichas estimaciones de deformación en cada estación que dan origen a la solución mostrada en la misma figura (inversión realizada por F. del Campo). Nótese la escala de 10 mm en la parte superior del gráfico.

Al tener un error en el posicionamiento del orden de 4 cm, el sistema de registro de deformaciones en tiempo real (o RTX) no detecta deformaciones.

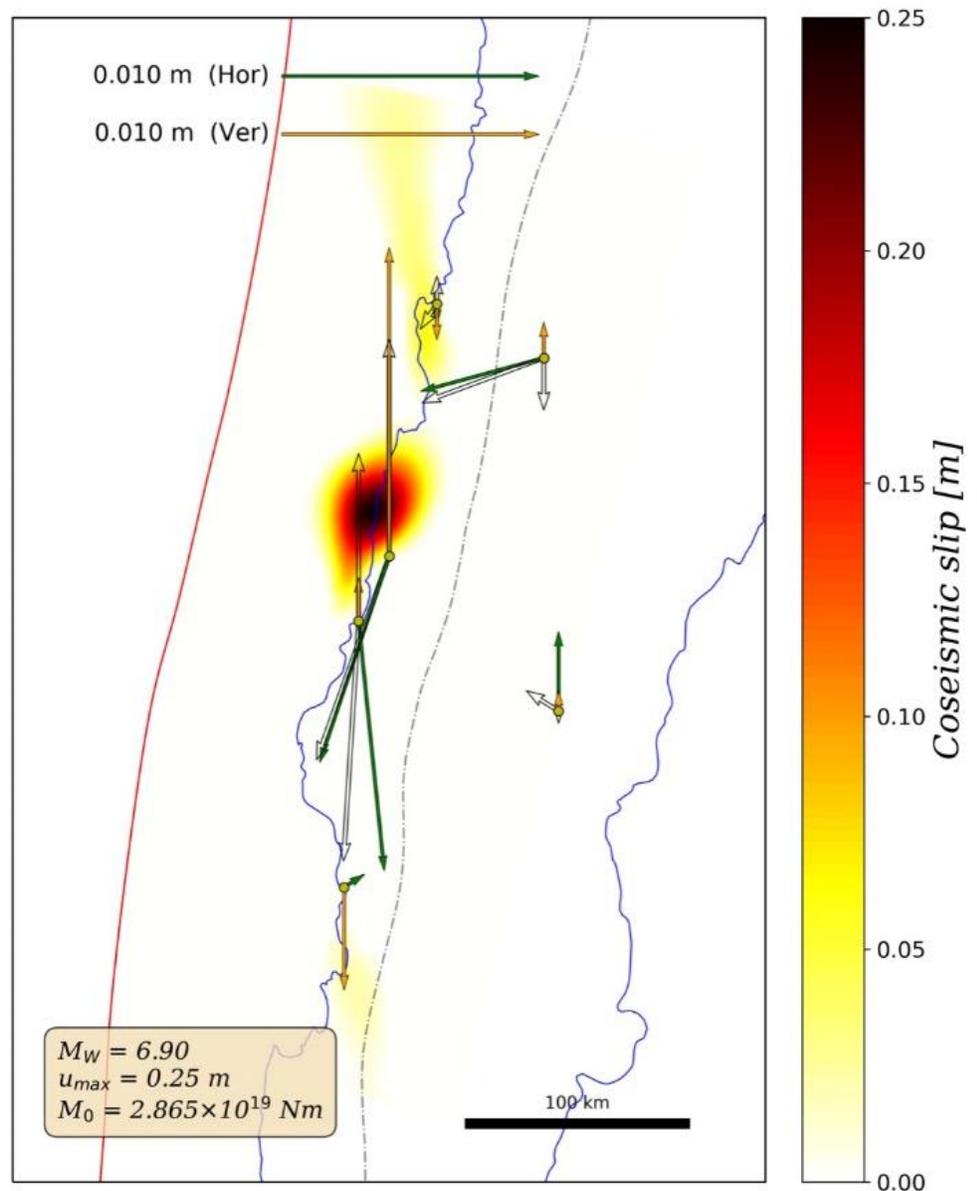
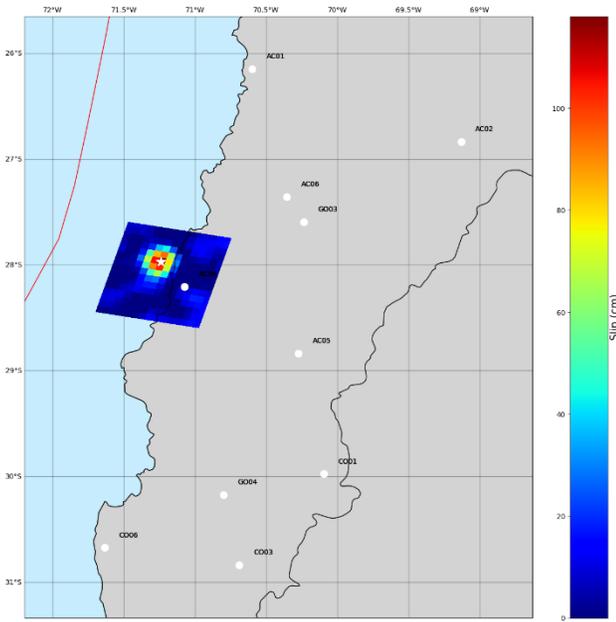


Fig 6. Distribución del deslizamiento en la falla según se observa a partir de las mediciones GNSS post-procesadas (J.C. Báez). Valores máximos de 25 cm ajustan las observaciones que se encuentran ligeramente por sobre el límite de detectabilidad por lo que la estimación es aproximada.



El deslizamiento en la falla obtenido a partir de ondas sísmicas registradas en acelerógrafos -localizados en las cercanías de la zona de ruptura- y con las observaciones en sismógrafos de estas mismas ondas detectadas en estaciones ubicadas un tanto más alejadas, es decir a distancias telesísmicas ($\Delta > 30^\circ$), entrega el modelo de la figura 7 (inversión realizada por F. Bravo y P. Koch).

Fig. 7. Distribución del deslizamiento en la falla según se observa a partir de observaciones de ondas sísmicas registradas en acelerógrafos y sismógrafos.

Fig 8. Ajuste del modelo en aceleración registrada en las estaciones más cercanas a la zona epicentral. Las observaciones se muestran en líneas de color negro y el modelo en color rojo.

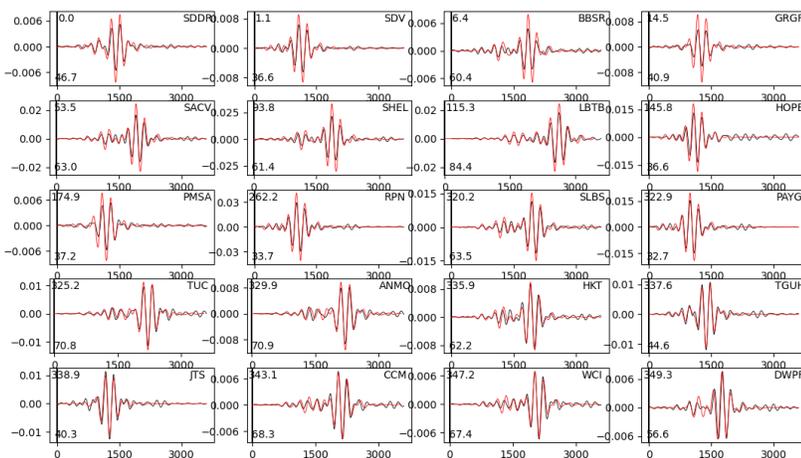
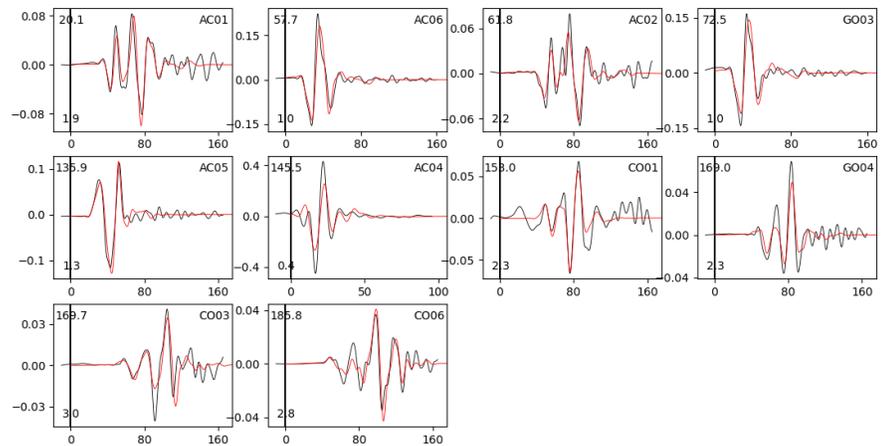


Fig. 9. Ajuste del modelo para las ondas superficiales (ondas Rayleigh) registradas en estaciones a distancias más alejadas. Las observaciones se muestran en líneas de color negro y el modelo en color rojo.

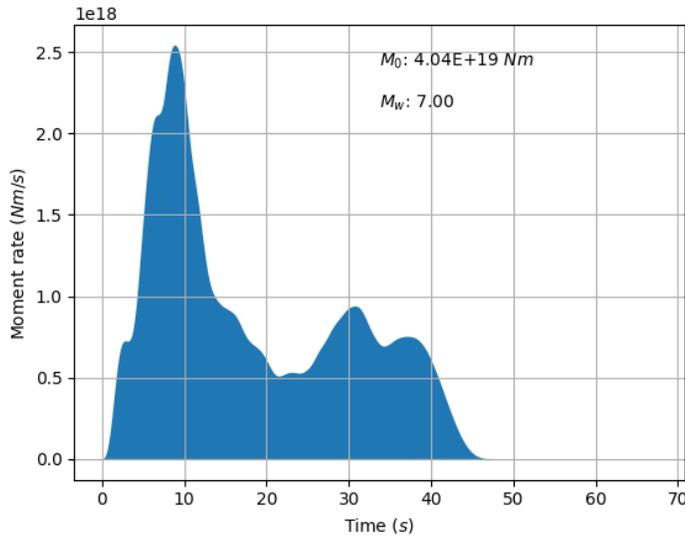


Fig 10. Tasa de liberación de momento sísmico que se puede interpretar cómo evoluciona la ruptura en la falla.

La duración de este sismo en la fuente (ver figura 10) es de alrededor de 20 s en su fase principal, y luego se extiende por 20 s adicionales. Esto corresponde al tiempo que demora la fuente en desarrollarse en la falla, es decir al intervalo que transcurre desde el inicio hasta el término de la ruptura. Estas estimaciones son basadas en registros en estaciones sismológicas y no en estimaciones de percepción de las personas.

Discusión

La figura 11 muestra la sismicidad registrada –y su evolución– en los últimos 30 años en la zona centro-norte de Chile. En el panel de la izquierda se puede observar los lugares donde existe concentración de sismos en las últimas tres décadas. Los sismos significativos recientes en esta región son aquellos ocurridos el 30 de julio de 1995 (M8.0) frente a las costas del sector comprendido entre la Península de Mejillones y Paposo (incluyendo a Antofagasta), el 28 de diciembre de 1966 (M7.7) frente a las costas de Tal-Tal y el 16 de septiembre frente a las costas de la zona comprendida entre la Península de Talinay y Los Vilos (M8.4). Hace casi 100 años –el 11 de noviembre de 1922– se registró el terremoto de Atacama, que alcanzó un magnitud de 8.5, generando un gran tsunami asociado con alturas de inundación de 6 m en Caldera, 9 m en Chañaral y 5 m en Coquimbo.

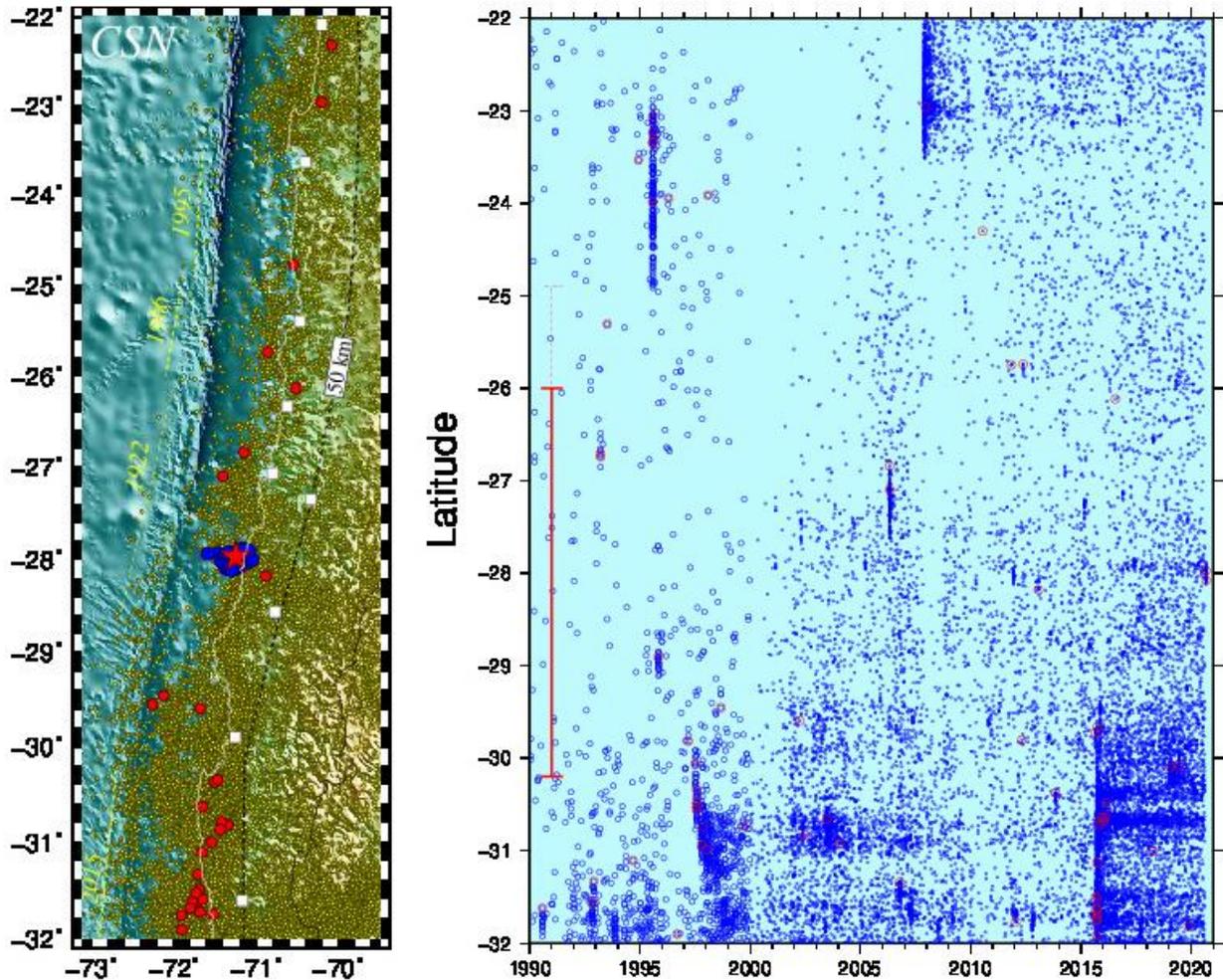
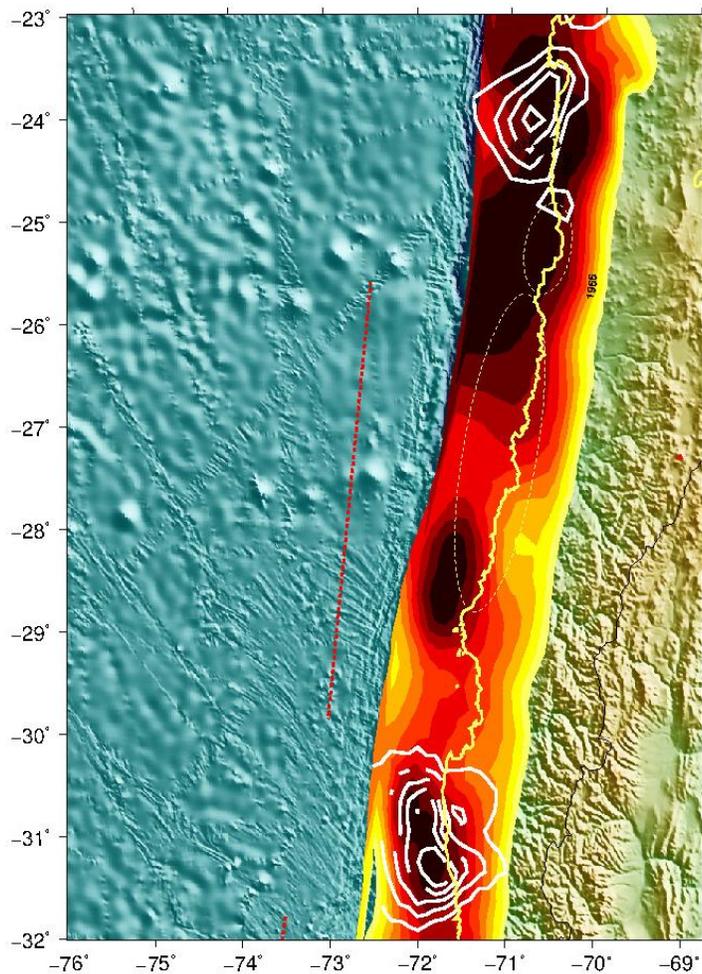


Fig. 11. Sismicidad de los últimos 30 años registrada en la región centro-norte de Chile. El panel izquierdo muestra la distribución geográfica de la sismicidad (en azul, la sismicidad del 1 de septiembre) destacando en color rojo aquellos con magnitud igual o superior a 6. Las líneas segmentadas de color amarillo representan las zonas de ruptura de los sismos de 1995, 1966, 1922 (estimadas) y 2015. El panel de la derecha muestra la evolución de la sismicidad durante las últimas tres décadas en función de latitud, evidenciando el reciente aumento en las capacidades de observación sísmica a partir de 2015. La sismicidad del 1 de septiembre ocurre en los 28°S.

Dada la distribución de los últimos grandes terremotos que han ocurrido en la región se puede inferir que desde al menos 1922 no ocurre un gran sismo en la zona comprendida entre los 25.5°S y 30°S. Por lo tanto, han transcurrido casi 100 años por lo que -a razón de 6.5 cm/año de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamérica- se han acumulado del orden de 6.5 m de desplazamiento equivalente, es decir, un déficit de al menos 6.5 m. Esto significa que se ha acumulado suficiente energía que -de ser liberada en un solo evento- podría generar un sismo de magnitud superior a 8.



Un antecedente adicional lo proporciona la deformación que se observa en la costa utilizando técnicas satelitales. El sistema global de navegación satelital (GNSS, por sus siglas en inglés) permite cuantificar la deformación asociada a la convergencia entre ambas placas. Al modelar esta deformación como producto del grado de acoplamiento entre placas, se puede averiguar en qué lugares y cuánto se encuentran “trabadas” ambas placas. La figura 12 muestra el grado de acoplamiento en esta región con una superposición del deslizamiento (curvas de nivel) asociado a los terremotos de 1995 (extremo norte) y 2015 (extremo sur). No sabemos la distribución del deslizamiento asociado al sismo de 1966, ya que no se contaba con información geodésica con anterioridad a este sismo. El sismo M7.0 y sus réplicas ocurren en la latitud 28°S, inmediatamente costa afuera, en el extremo nor-orientado de una celda de acoplamiento de alrededor de 130 km de longitud.

Fig. 12. Zona de acoplamiento entre las placas de Nazca y Sudamérica en la zona de la “laguna sísmica” (representada por la línea roja segmentada). Se observan dos zonas más oscuras, entre los 28°S y 29°S y hacia el norte de los 26°S.

Las zonas más oscuras en la figura 12 revelan un mayor grado de “atascamiento”, por lo que se espera sean los lugares donde se libere más energía durante la activación de una posible ruptura asociada a un terremoto. Las curvas de nivel de color blanco corresponden a estimaciones de deslizamiento de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana por los terremotos de 1995 (Antofagasta) y de 2015 (Punta Lengua de Vaca hasta Los Vilos). Estas estimaciones de “acoplamiento sísmico” han sido calculadas con anterioridad a 2015, de modo que la estimación anterior en la zona posee una gran coincidencia con el deslizamiento estimado para el terremoto de Illapel.

Como comentario final, hasta el momento esta secuencia se puede considerar como producto de un sismo principal, de magnitud 7.0 y sus réplicas, incluyendo el sismo M6.3 que ocurre 17 horas más tarde. Sin embargo, no se puede descartar la ocurrencia de un sismo de mayor magnitud, especialmente dado que este sector se encuentra ubicado en una zona que es considerada como una “laguna sísmica”.

Referencias

Beck, S., S. Barrientos, E. Kausel and M. Reyes (1998). Source characteristics of historic earthquakes along central Chile subduction zone. *Jour. South Am. Earth Sc.* 11 (2) doi:10.12/S0895-9811(98)00005-4

Hayes, G., Wald, D., Johnson, R., (2012): Slab1.0: A three-dimensional model of global subduction zone geometries, *J. Geophys. Res.* 117, B01302, doi:10.1029/2011JB008524.

Pardo, M., D. Comte, M. Astroza y R. Boroscchek (2002). The October 15, 1997 Punitaqui earthquake ($M_w=7.1$): a destructive event within the subducting Nazca plate in central Chile, *Tectonophysics* 345 199-210.

Tichelaar, B. W. and L.J. Ruff (1991). Seismic coupling along the Chilean subduction zone. *J. Geophys. Res.* 98, 2017-2038.

Wessel, P. and W. H. F. Smith (1998). New, Improved version of Generic Mapping Tools released, *EOS Trans. AGU*, 79, 579, 1998.