

EFFECTOS SUPERFICIALES DEL TERREMOTO (Mw: 8,8) DEL 27.02.10, CHILE

Duhart, P.; Arenas, M.; Arancibia, J.P.; Creixell, C.; Derch, P.; Falcón, F.; Fernández, J.; Jara, C.; Marín, M.; Mella, M.; Moreno, H.; Mourgues, A.; Naranjo, J.A.; Ortiz, M.; Páez, D.; Ramírez, P.; Venegas, C. *

* Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN), Av. Santa María 0104, Providencia, Santiago, Chile.

INTRODUCCIÓN

Un terremoto de magnitud Mw: 8,8 ocurrió la madrugada del 27.02.10 (03:34:14), cuyo epicentro se situó a 35 km de profundidad frente a Curanipe, Región del Maule, Chile (www.earthquake.usgs.gov). La zona de ruptura, estimada en 450 km y paralela a la costa, se localizó sobre un segmento sin ocurrencia de terremotos desde el año 1835 (Barrientos, 1994; Beck *et al.*, 1998; Barrientos, 2007; Melnick *et al.*, 2009; Ruegg *et al.*, 2009), el cual era considerado un segmento sísmicamente maduro con probabilidad de ocurrencia de un terremoto con las características del ocurrido (Ruegg *et al.*, 2009). El sismo principal tuvo una duración de 2' y 45'' y afectó gran parte de la zona centro-sur de Chile, principalmente, a las regiones de Valparaíso, Metropolitana, O'Higgins, Maule, Biobío y Araucanía, con intensidades cercanas a IX en su área epicentral (Concepción-Talcahuano), cercanas a VII en Valdivia y cercanas a V en La Serena (www.earthquake.usgs.gov). Inmediatamente después del terremoto, la región costera fue impactada por tsunamis, con horarios variables de arribo de la ola principal (03:55 a 07:00), los cuales destruyeron numerosas comunidades costeras, afectando, además, al Archipiélago de Juan Fernández distante a 700 km de la costa. Los sismos han continuado registrándose, hacia finales de mayo, cerca de 300 con magnitudes >5,0 y sobre 20 con magnitudes >6,0 (Barrientos, 2010). La magnitud de este terremoto es considerada como una de las cinco mayores registradas instrumentalmente a nivel mundial, mientras que el mayor terremoto registrado corresponde al ocurrido en 1960, en un segmento localizado inmediatamente al sur del actual segmento afectado. Producto del terremoto del 21.02.10 se registraron 521 personas fallecidas y 56 desaparecidas (www.interior.gov.cl) y pérdidas económicas de infraestructura y de capacidad productiva estimadas, inicialmente, por organismos gubernamentales, en 30 billones de dólares.

Parte importante de los efectos destructivos de este terremoto se asocian con fenómenos geológicos superficiales, entre los que se cuentan remociones en masa, agrietamientos en acantilados costeros y laderas de valles fluviales, alzamiento de terreno en la región costera, licuefacción de arenas y suelos finos, tsunamis en el borde costero y posible reactivación de fallas geológicas. Parte importante de los terrenos afectados adquirieron y mantienen una situación de inestabilidad, representando un peligro para las personas e instalaciones cercanas.

AMBIENTE TECTÓNICO Y MARCO GEOLÓGICO

El centro sur de Chile constituye una de las regiones sísmicas más activas del planeta debido a que se localiza en el límite de las placas de Nazca y Sudamericana (Cande y Leslie, 1986). A lo largo de este límite, la placa de Nazca es subductada bajo la placa Sudamericana con una velocidad de convergencia de 6,6 cm/año (Kendrick *et al.*, 2003). El mecanismo focal de este terremoto, al igual que la mayor parte de los ocurridos en el centro-sur de Chile, fue de falla inversa causado por subducción (www.earthquake.usgs.gov).

El segmento mayormente afectado (34-40°S) se localiza en el ámbito de la Cordillera de la Costa y Depresión Intermedia. La Cordillera de la Costa está constituida, principalmente, por rocas metamórficas del Paleozoico, intruidas en su margen este por rocas graníticas del Carbonífero-Pérmico (*e.g.* Batolito Nahuelbuta) y, localmente, del Triásico superior (*e.g.* Plutón Cobquecura y Granito La Estrella). Aunque de presencia restringida, también afloran, en el área de Concepción (37°S), secuencias sedimentarias continentales del Triásico superior (*e.g.* Formación Santa Juana) y marinas fosilíferas del Cretácico (*e.g.* Formación Quiriquina) (SERNAGEOMIN, 2003). En la porción más occidental de la Cordillera de la Costa, particularmente en la Península de Arauco (37-38°S), afloran secuencias marinas y continentales portadoras de mantos de carbón del Paleoceno-Eoceno, mayormente desarrolladas costa afuera (*e.g.* formaciones Pilpilco, Curanilahue, Boca Lebu, Trihuco y Millongue), y del Mioceno-Plioceno (*e.g.* formaciones Ranquil y Tubul). La porción más oriental de la Cordillera de la Costa, entre Pichilemu y Constitución (34-36°S)

exhibe la presencia de rocas sedimentarias marinas del Triásico superior-Jurásico Inferior (*e.g.* formaciones Estero La Higuera y Rincón de Núñez), volcánicas del Jurásico Medio (*e.g.* Formación Altos de Hualmapu), sedimentarias marinas y continentales del Jurásico Superior-Neocomiano (*e.g.* Formación Lo Prado), sedimentarias marinas y volcánicas del Cretácico inferior (*e.g.* Formación Veta Negra), volcano-sedimentarias continentales del Cretácico inferior alto (*e.g.* Formación Las Chilcas) y volcano-sedimentarias continentales del Cretácico superior (*e.g.* Formación Lo Valle) (SERNAGEOMIN, 2003). La Cordillera de la Costa es atravesada por numerosos valles de orientación E-W, en cuyos márgenes se verifica la presencia de importantes depósitos fluviales y, en casos, glaciofluviales. La Depresión Intermedia se encuentra rellena por importantes espesores de depósitos piroclásticos y rocas volcánicas del Plioceno-Pleistoceno (*e.g.* Formación Malleco), glaciales y glaciofluviales del Pleistoceno-Holoceno y fluviales del Holoceno. Sin embargo, principalmente, entre Temuco y Valdivia y en el borde occidental de la Depresión Intermedia (38-40°S), se presentan rocas sedimentarias continentales del Eoceno?-Oligoceno (*e.g.* Formación Temuco), volcánicas del Oligoceno-Mioceno (*e.g.* Formación Pilmahue), sedimentarias marinas del Mioceno (*e.g.* Formación Cholchol) (SERNAGEOMIN, 2003). Normalmente, sobre las rocas de la Cordillera de la Costa y sobre los depósitos piroclásticos de la Depresión Intermedia se ha desarrollado un fuerte intemperismo que ha derivado en el desarrollo de suelos arcillosos, que en promedio alcanzan a los 2 m de potencia.

EFFECTOS SUPERFICIALES

Remociones en Masa

Las áreas donde se identificaron fenómenos de remociones en masa son locales, en relación con el segmento afectado y, normalmente, involucran volúmenes menores de materiales removidos (normalmente $<50 \text{ m}^3$ y, excepcionalmente, $< 500 \text{ m}^3$). Sin embargo, algunas de ellas son importantes, debido al impacto inmediato sobre algunas edificaciones y a su probable impacto en el futuro cercano. Fueron reconocidos deslizamientos rotacionales, traslacionales y compuestos, en laderas escarpadas, los cuales involucraron, principalmente, suelo y roca. Algunos ocurrieron en laderas escarpadas de valles fluviales y obturaron, parcialmente, algunos cursos de agua (*e.g.* río Lebu). También se observó caídas de rocas, con bloques de hasta 10 m^3 , principalmente, a lo largo del acantilado costero.

En laderas de pendientes escarpadas, de hasta 45°, intervenidas antrópicamente con sistemas de cortes y relleno para la instalación de viviendas y servicios, se observó la aparición de grietas asociadas con el sismo principal. La mayoría de ellas formaban un conjunto de fisuras curvas o rectilíneas, paralelas al borde de las laderas y afectaban tanto al suelo natural arcilloso, como al relleno artificial del mismo material removido. Así, la aparición de grietas resultó en deslizamientos compuestos, con saltos menores, aunque suficientes para que gran parte de las edificaciones en terrazas artificiales escalonadas resultaran destruidas o seriamente dañadas. Así, las remociones en masa asociadas con el sismo del 27.02.10 produjeron, en centros poblados (*e.g.* Cañete), desplazamientos verticales y horizontales, tanto en viviendas como en muros de contención. Generaron, además, fisuras en las calzadas, soleras y aceras con alzamientos y hundimientos de ellas, inclinación de postes de alumbrado público y rotura de cañerías de agua potable y alcantarillado.

Un caso particular de hundimientos de terreno son aquellos asociados a faenas mineras subterráneas antiguas (*e.g.* Lota). El colapso durante el sismo de galerías y piques, localizados inmediatamente por debajo de áreas pobladas, provocó daños severos en numerosas viviendas. También fueron registrados, aunque de manera escasa, deslizamientos subacuáticos en orillas de lagos (*e.g.* lago Calafquén). La aparición de juegos de grietas paralelas a la costa, la desaparición de áreas de playas y el hundimiento de cercos son evidencias de la ocurrencia de estos fenómenos.

Agrietamientos en Acantilados Costeros y Valles Fluviales

Algunos juegos de grietas, asociados con el sismo del 27.02.10., que aparecieron en la parte alta de acantilados costeros y en laderas de valles fluviales, no desencadenaron remociones en masa significativas. Sin embargo, permanecen en condiciones altamente inestables y remociones en masa podrían ser desencadenadas por nuevos sismos o por pluviosidad intensa. En efecto, acantilados costeros (*e.g.* costa

Península de Arauco) desarrollaron, en su parte alta, grietas con aberturas de hasta 30 cm y extensiones de hasta 100 m, aunque no continuas, subparalelas a la dirección del escarpe. Normalmente, acompañando a la grieta principal, se observaron 4 a 5 juegos de grietas paralelas, las cuales van decreciendo en abertura y extensión a medida que se alejan del escarpe y ocupan, en muchos casos, anchos aproximados de hasta 30 m. Por otra parte, juegos de grietas se desarrollaron en el borde del escarpe de laderas empinadas de valles fluviales. En algunos casos (*e.g.* valles tributarios del río Malleco) fueron observadas grietas de hasta 60 cm de abertura sobre una longitud aproximada, aunque discontinua, de 2 km. La presencia de juegos de grietas en la parte alta de escarpes empinados implica una alta probabilidad de ocurrencia de colapsos parciales y constituyen un riesgo para viviendas y población localizadas inmediatamente sobre ellas y en sus pies.

Licuefacción de Arenas y Suelos Finos

La licuefacción es un fenómeno que ocurre asociado con terremotos, cuando suelos poco profundos, saturados de agua y no cohesivos son sometidos a vibraciones, adquiriendo propiedades similares a la de fluidos. Esta situación se da en suelos arenosos y/o limosos que tengan un nivel freático cercano a la superficie. En algunas áreas afectadas por este fenómeno, se observó agrietamiento de suelo, deslizamiento de suelo asociado con laderas y surgencia de agua a través de grietas con la consecuente depositación de sedimentos finos (*e.g.* terrazas asociadas con el valle del río Lebu). También fueron observadas grietas en el terreno que generaron asentamiento y hundimiento de edificios (*e.g.* Concepción y Chiguayante). Se observó, además, agrietamientos en áreas de relleno sobre depósitos fluviales que ocasionaron la destrucción de infraestructura en el área de borderío (*e.g.* ríos Lebu y Calle-Calle), expulsión de agua y sedimentos a través de grietas y orificios en áreas de cultivos, sobre terrenos saturados próximos a la confluencia de esteros (*e.g.* Purén).

Alzamiento de la Región Costera

Alzamientos y hundimientos de grandes porciones de costas han sido observados con motivo de la ocurrencia de grandes terremotos. El terremoto de 1960 generó el hundimiento de extensas áreas en los alrededores de Valdivia, las que posteriormente fueron invadidas por agua. Por el contrario, este mismo terremoto provocó un alzamiento estimado en 2 m de toda la Península de Arauco (Saint-Amand, 1961). Mediciones efectuadas el día 13.03.10 en las cercanías de Punta Tucapel en Lebu, en condiciones de marea baja y utilizando marcadores orgánicos (algas), revelaron un alzamiento mínimo de 1,5 m asociado con el sismo principal del 27.02.10. Este alzamiento generó un retroceso de las líneas de marea, el aumento del área de playas y alzamiento de nivel base de ríos (*e.g.* río Lebu). Así, la región costera de la Península de Arauco exhibe una extensa plataforma de afloramientos de rocas sedimentarias subhorizontales y la aparición de nuevos roqueríos e islotes. Mediciones efectuadas en la Isla Santa María revelan un alzamiento promedio de 2 m. Por el contrario, observaciones hacia el norte del área epicentral sugieren la ocurrencia de subsidencia (*e.g.* Constitución).

Tsunamis

Inmediatamente después del sismo principal, entre las 03:55 y 07:00, debido a la magnitud, localización submarina del epicentro y su proximidad con la costa, fueron generados tsunamis que impactaron a gran parte de las localidades costeras entre las regiones de Valparaíso y Los Ríos (*e.g.* Pichilemu, Bucalemu, Duao, Iloca, Constitución, Pelluhue, Curanipe, Dichato, Caleta Tumbes, Talcahuano, Tubul, Lebu, Isla Mocha, Tirúa y Queule, entre otras). Estos tsunamis ocasionaron la pérdida de numerosas vidas, además de la destrucción total o parcial de pueblos y ciudades del borde costero, incluyendo edificaciones públicas y privadas, infraestructura vial, comercial, industrial y portuaria. Observaciones realizadas en los días siguientes en las localidades afectadas indicaron que, en algunos casos, las inundaciones fueron causadas por crecidas repentinas de mar, mientras que en otros, se observaron olas de entre 2 y 5 m y, en casos excepcionales, las marcas de impacto indicaron olas de entre 10 y 15 m. Por otra parte, el Centro de Alerta de Tsunamis del Pacífico generó una alerta de tsunami para todo el circum-Pacífico. Los efectos, aunque menores que los esperados, se sintieron hasta en Hawai 15 horas después del terremoto y en Japón 23 horas después del terremoto.

Reactivación de Fallas

El terremoto del 27.02.10, provocó una extensa deformación de la corteza continental, que se podría expresar en la reactivación de fallas y fracturas, fenómeno relevante desde el punto de vista del riesgo sísmico para la población. En el segmento afectado, las fallas geológicas manifiestan pobre a nula expresión debido, principalmente, a una cobertura de suelo y/o vegetación que dificultan su observación. Sin embargo, la destrucción de edificaciones de manera preferencial y alineada podría representar una manifestación de este fenómeno. Este mecanismo de reactivación de fallas ha sido sugerido para explicar la destrucción de algunos edificios en la ciudad de Viña del Mar, donde un alineamiento NW podría representar la continuación de una falla paralela al estero Marga Marga. Similares acontecimientos podrían haber ocurrido en Machalí y Parral. La presencia de fallas antiguas en el área de Temuco (*e.g.* Zona de Falla Lanalhue) que la atraviesa en una dirección NW-SE podría manifestar cierta reactivación y consecuente relación con los mayores daños ocurridos en esta ciudad. Esta es una hipótesis que debe ser investigada en detalle. Una réplica de Mw: 6,9 ocurrida el día 11.03.10 con epicentro superficial en las cercanías de Pichilemu de mecanismo sísmico normal, ha sido interpretada como asociada a una falla normal de orientación N35°W (Barrientos, 2010).

Actividad Volcánica

Existen antecedentes que indican que grandes terremotos (*e.g.* Chile 1960) pueden desestabilizar sistemas volcánicos e inducir erupciones volcánicas (*e.g.* Cordón Caulle, Chile) (Saint-Amand, 1961). Así, después del terremoto (05.03.10), vulcanólogos de SERNAGEOMIN sobrevolaron un segmento de la cadena volcánica Andina, sobre una extensión aproximada de 700 km, localizada enfrente y hacia el sur del área epicentral, entre los volcanes Calbuco (41,3°S) y Palomo (34,5°S). El resultado de la observación directa de una treintena de sistemas volcánicos indicó un comportamiento normal de ellos, mientras que aquellos que son monitoreados a través de instrumental sísmico tampoco mostraron alteraciones significativas en sus registros sismográficos.

CONSIDERACIONES FINALES

La ocurrencia de grandes terremotos es un fenómeno común y recurrente a lo largo del margen de subducción entre las placas de Nazca y Sudamericana, los cuales históricamente han provocado pérdidas de vidas humanas y económicas, principalmente, de infraestructura y de capacidad productiva. Dos de los cinco mayores terremotos registrados instrumentalmente en el mundo (22.05.1960 y 27.02.2010) han ocurrido en el centro-sur de Chile y muchos de los efectos superficiales ya fueron descritos con motivo del gran terremoto del año 1960 (Mw: 9,5). Sin embargo, transcurridos 50 años, las recomendaciones geológicas contenidas en documentos de la época fueron poco consideradas al momento de planificar el territorio. El terremoto del 27.02.10 y los tsunamis asociados modificaron dramáticamente el paisaje a lo largo de la costa verificándose notables alzamientos, moderados hundimientos y fenómenos de remociones en masa, licuefacción y probable reactivación de fallas, entre otros.

Muchas localidades costeras han sido fundadas en áreas de afectación de inundación por tsunamis, mientras que otras lo han hecho en laderas de altas pendientes susceptibles de ser afectadas por fenómenos de remociones en masa. También, se ha construido sobre terrenos saturados en agua donde los rellenos no han sido adecuados, generándose deformaciones producto de la licuefacción del suelo. La intervención antrópica de laderas empinadas con cortes y rellenos sobre terrenos arcillosos, de mala calidad geotécnica como suelo de fundación, ha derivado en la destrucción de edificaciones y obras viales asociadas frente a la solicitación sísmica. Así, se hace necesario generar una zonificación del peligro geológico a través de cartografía geológica temática que permita satisfacer las necesidades de los instrumentos de planificación territorial y establecer medidas de mitigación adecuadas y definitivas para la reducción del riesgo asociado.

REFERENCIAS

Barrientos, S. 1994. Large events, Seismic Gaps, and Stress Diffusion in Central Chile. *In* Tectonics of the southern central Andes: Structure and Evolution an active continental margin (Rutter, K.J.; Scheuber, E.; Wigger, P.; Eds.): 111-117.

- Barrientos, S. 2007. Earthquakes in Chile. *In* The Geology of Chile (Moreno, T.; Gibbons, W.; Eds.): 263-287.
- Barrientos, S. 2010. Terremoto Cauquenes 27.02.10. Informe Técnico Actualizado 27.05.10. Servicio Sismológico, Universidad de Chile. 14 p., 1 Anexo.
- Beck, S.; Barrientos, S.; Kausel, E.; Reyes, M. 1998. Source characteristics of historic earthquakes along the central Chile subduction zone. *Journal of South American Earth Sciences*, 11 (2): 115-129.
- Cande, S.C.; Leslie, R.B. 1986. Late Cenozoic tectonics of the southern Chile trench. *Journal of Geophysical Research*, 91: 471-496.
- Kendrick, E.; Bevis, M.; Smalley, R.; Brooks, B.; Barriga, R.; Lauría, E.; Souto, L.P. 2003. The Nazca-South America Euler vector and its range of change. *Journal of South America Earth Sciences*, 16: 125-131.
- Melnick, D.; Bookhagen, B.; Strecker, M.R.; Echtler, H. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research*, 114: B01407.
- Ruegg, J.C.; Rudloff, A.; Vigny, C.; Madariaga, M.; de Chabalier, J.B.; Campos, J.; Kausel, E.; Barrientos, S.; Dimitrov, D. 2009. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 175: 78-85.
- Saint-Amand, Pierre. 1961. Observaciones e interpretación de los terremotos Chilenos de 1960. *Comunicaciones*, 1 (2), 54p.
- SERNAGEOMIN. 2003. Mapa Geológico de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica No. 75. 1 mapa en 3 hojas, escala 1:1.000.000. Santiago.