

Movimientos cosísmicos verticales y cambios geomorfológicos generados durante el terremoto Mw= 8,8 del 27 de febrero de 2010 en el centro-sur de Chile.

Vertical coseismic movements and geomorphological changes generated by the Mw = 8,8 earthquake, february 27th 2010 in south-central Chile.

JORGE QUEZADA ¹, EDILIA JAQUE ², ARTURO BELMONTE ³, ALFONSO FERNÁNDEZ ², DANIELA VÁSQUEZ ² y CAROLINA MARTÍNEZ ²

¹ Depto. Cs. de la Tierra. Facultad de Cs. Químicas.

² Depto. Geografía. Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía.

³ Depto. Geofísica. Facultad de Cs. Físicas y Matemáticas.

Universidad de Concepción.

jquezad@udec.cl

Resumen

Se presenta un análisis de los movimientos verticales generados por el terremoto del 27 de febrero, cuyas evidencias se manifiestan principalmente en los cambios relativos en el nivel del agua marina, lacustre, fluvial o subterránea. Estos cambios obedecen al alzamiento y subsidencia cosísmica, cuya determinación y estimación permiten una descripción del terremoto y estimar el movimiento entre las placas. El terremoto del 27 de febrero de 2010 por su magnitud momento Mw= 8,8, puede considerarse megaterremoto y las características que presenta son similares a la secuencia sísmica del 21 y 22 de mayo de 1960 de magnitud momento Mw= 9,5 que afectó el sur de Chile entre Concepción y la península de Taitao en una ruptura de 1.000 km de longitud. Carlos Veyl, geólogo de la Universidad de Concepción, realizó uno de los primeros estudios de los fenómenos sísmicos asociados a los terremotos de 1960 (Veyl, 1960) señalando los alzamientos y hundimientos. Plafker y Savaje (1970) realizaron una completa descripción de los cambios del relieve asociados a este terremoto. Nuestro estudio se basa en: la metodología de esos autores observando marcadores de alzamientos y subsidencias como plataformas de abrasión marina, variaciones en la biota marina, vegetación terrestre sumergida, marcadores antrópicos tales como muelles secos y sumergidos, los cuales son consecuencia del cambio aparente del nivel del agua que es la respuesta a los movimientos verticales de la superficie. Se complementan estas observaciones con algunas mediciones geodésicas mediante GPS.

Palabras Clave: terremoto, alzamiento, subsidencia.

Abstract

This work includes an analysis of vertical movements generated by the February 27th earthquake with more clear evidences in water level changes mainly marine, lacustrine, fluvial or underground. Such changes are response to coseismic uplift and subsidence and it determination permits a description of the earthquake and to estimate the plate movements. The big magnitude of the February 27th earthquake Mw=8,8 is enough to considerate it as megaeearthquake and their

characteristics are similar to the seismic sequence of may 21st and 22nd with moment magnitude Mw=9,5 that affected the area between Concepción and Taitao Peninsula on southern Chile with length rupture of 1.000 km. Carlos Veyl, geologist of the Universidad de Concepción did one of the first research about the seismic phenomena associated to the 1960 earthquakes indicating the uplift and subsidence. Plafker and Savaje (1970) did a complete description of the relief changes associated to that earthquake. This work use a similar methodology to the two research cited considering markers of uplift and subsidence as marine abrasion platform, marine biota, terrestrial submerged vegetation and man made markers as dry / submerged docks that are consequence of apparent water level changes due to vertical movements of the ground. These observations are complemented by some geodetic measurements done with GPS.

Key words: Earthquake, uplift, subsidence

Introducción

El 27 de febrero de 2010 a las 3:34 hora local, se produjo un terremoto de magnitud momento Mw=8,8 que afectó la zona centro-sur de Chile. El área de ruptura comprendió entre Valparaíso (33°S) y el sur de la Isla Mocha (38,6°S), con una extensión superior a 610 km. Según el NEIC (National Earthquake Information Center, dependiente del servicio geológico de Estados Unidos, USGS), el epicentro se localizó a los 35,85° S / 72,72°W a 35 km de profundidad, mientras que el DGF (Servicio Sismológico de la Universidad de Chile dependiente del Depto. de Geofísica) lo localizó a los 36.21° S / 72.96°W a 47 km de profundidad (Fig. 1). El mecanismo focal de este sismo es de tipo inverso, es decir, corresponde a un terremoto de subducción producto del hundimiento de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. El National Earthquake Information Center (NEIC) determinó un rumbo para el plano de falla N14°E y un manteo 19°E. Resultados preliminares (Sladen *et al.*, 2010; Vigny *et al.*, 2010; Madariaga *et al.*, 2010 y Comte *et al.*, 2010) indican un desplazamiento cercano a los 10 m en el contacto interplaca. Además la ruptura se puede subdividir en dos segmentos: un segmento norte entre Valparaíso y

Constitución (33-35,3°S) y un segmento sur entre Chanco y el sur de la Isla Mocha (35,8-38,6°S).

La ruptura comenzó en el borde norte del segmento sur y se propagó hacia el sur. Aproximadamente un minuto más tarde, comenzó la ruptura del segmento norte que se inició en Constitución y se propagó al norte hasta Valparaíso (Fig. 1).

De este modo el terremoto puede subdividirse en dos subterremotos de 300 km de longitud de ruptura cada uno. Las evidencias de un terremoto “doble” se basan en la inversión de ondas sísmicas y la diferencia en el tiempo del inicio del desplazamiento cosísmico detectado mediante GPS. Por otra parte, mediciones de Interferometría de Radar o INSAR evidencian también los dos segmentos de ruptura (ver sitio web <http://supersites.unavco.org/chile.php>). Esta técnica es muy precisa en la determinación de los movimientos cosísmicos verticales y se basa en la repetición de mediciones de distancia efectuadas entre un satélite y la superficie terrestre antes y después del terremoto. Estas observaciones muestran un patrón de alzamiento en la zona litoral cercana a la fosa como la Península de

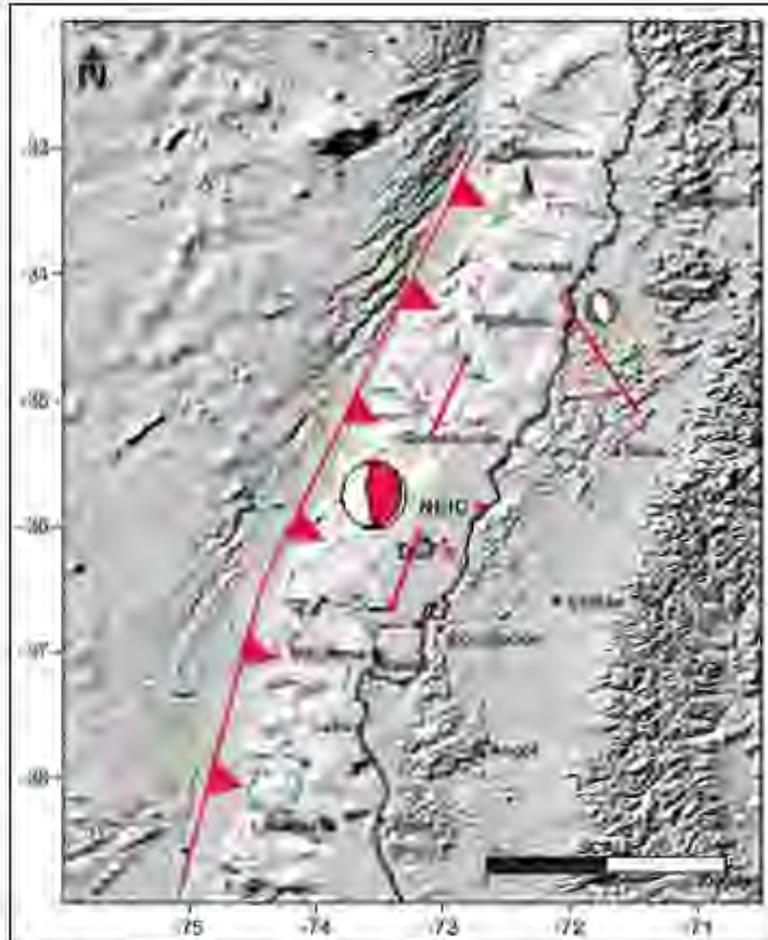


Figura 1: Área de ruptura terremoto 27-2-2010. Las flechas indican propagación de la ruptura en los dos segmentos y la longitud total de la ruptura es representada en línea roja correspondiente a la falla inversa (Plano Wadatti-Benioff cuya traza está en la fosa). Se indican los epicentros según el NEIC y DGF así como el mecanismo focal. Lo mismo se ilustra para la falla normal cortical que generó el terremoto de Pichilemu del 11 de Marzo de 2010 (Fuente: Autores).

Arauco y subsidencia más lejos en dirección a la Cordillera de Los Andes, variaciones verticales que son características para un terremoto de subducción. Sin embargo, estos interferogramas muestran una deformación difusa entre Constitución y la desembocadura del río Itata que corresponden a la zona epicentral y de frontera entre ambos segmentos de ruptura.

Después del terremoto del 27 de febrero, ocurrieron varias réplicas a lo largo de toda el área de ruptura, con magnitud

hasta 6,9 concentradas principalmente en el segmento sur y en el segmento norte se concentran en Constitución (Fig. 2). El 11 de marzo de 2010 a las 11:39 hrs. se generó un nuevo sismo en Pichilemu ($34,19^{\circ}\text{S}/71,95^{\circ}\text{W}$) a 10 km de profundidad de magnitud momento M_w 6,9 seguido minutos después por varias réplicas la mayor M_w 6,7 que han continuado en esa zona por lo menos tres meses. Este sismo no puede considerarse una réplica propiamente tal del terremoto del 27 de febrero ya que su mecanismo focal es normal, totalmente opuesto al generado

por terremotos de subducción, ha tenido sus propias réplicas y su baja profundidad, indica que se trató de una ruptura cortical. La orientación aproximada del plano de

ruptura es NW-SE; los planos nodales determinados por el NEIC: N23°W/37°SE y N54°W/57°SW (Fig. 1).

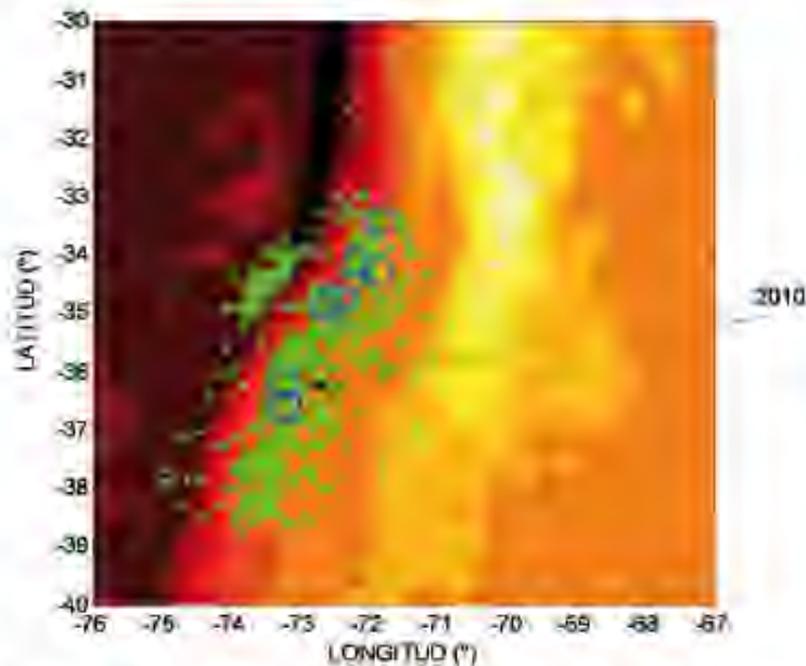


Figura 2. Réplicas durante los primeros 3 días post-sismo (fuente: DGF- U de Chile). En círculos amarillo réplicas con magnitud entre 5.3 y 6.3, mientras que en círculo azul, réplicas con magnitud mayor a 6.3. La distribución de las réplicas indican la longitud de la ruptura desde los 33 hasta los 36,6°S.

Comunicaciones personales durante el American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis (Viña del Mar 16-20 mayo 2010) entre Jorge Quezada, el Dr. Mark Simonds (del Caltech Seismological Observatory, Pasadena, California, Estados Unidos) y el Dr. Christophe Vigny (del Laboratoire de Géologie, ENS-CNRS, Paris, Francia) ilustraron que el interferograma de radar asociado al evento del 11 de Marzo, se encuentra acotado a la localidad de Pichilemu de orientación NW-SE y se extiende hasta unos 40 km al SE desde el epicentro en el litoral de Pichilemu (Mark Simonds) mientras que movimientos verticales

registrados con GPS en Pichilemu, indican una subsidencia cercana a 0,6 m durante el primer evento y un alzamiento cercano a 20 cm durante el segundo evento que siguió minutos después el 11 de Marzo (Christophe Vigny). Las réplicas que han seguido al evento del 11 de Marzo, siguen una orientación NW-SE similar al rumbo de los planos nodales y del interferograma de radar hasta unos 40 km al SE de Pichilemu. Los mecanismos focales de las réplicas son de tipo inverso a lo largo de la zona de ruptura del terremoto del 27-2-10 y de tipo normal en la zona de ruptura del terremoto de Pichilemu del 11-3-2010 (Fig. 3).

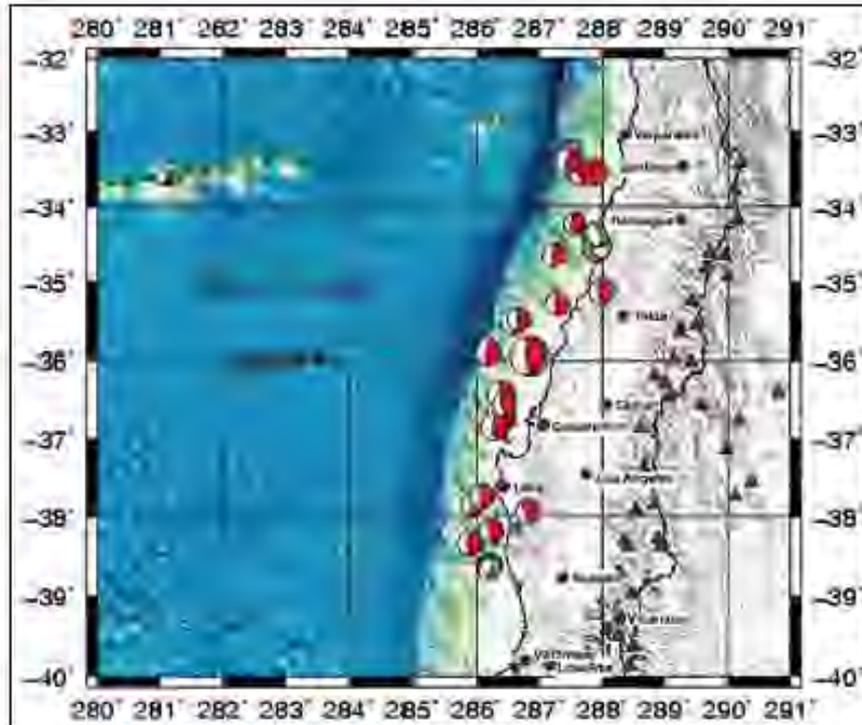


Figura 3. Mecanismos focales de las réplicas principales durante los dos meses siguientes a la ruptura destacando los mecanismos inversos (rojos) correspondientes a sismos de subducción interplaca. Los mecanismos normales (verde) correspondientes a fallas normales, se presentan asociados al terremoto de Pichilemu y otros mecanismos normales al sur de la Isla Mocha.

El terremoto del 27 de Febrero generó un tsunami destructor en toda la zona centro-sur de Chile y con efectos visibles entre Coquimbo y Corral, propagándose además por el Océano Pacífico con efectos visibles aunque no destructores en Islas Galápagos, México, Hawaii, Nueva Zelandia y Japón. En el litoral de Chile, la zona más afectada comprendió el litoral de las regiones del Maule y Biobío y las localidades más dañadas fueron Talcahuano, Constitución, Dichato, Tubul y Llico y daños significativos en Tirúa, Coliumo, Vegas del Itata, Chanco e Iloca entre otras muchas localidades costeras que experimentaron algún daño. Bloques rocosos de grandes dimensiones (>1,5 m) fueron transportados por el tsunami hasta más de 3 m de altura en el sector norte de la Isla Mocha evidenciando su energía.

El tsunami es una consecuencia de los importantes movimientos verticales que generó el terremoto. Las horas de llegada de las olas difieren según las localidades. En las Bahías de Concepción, Coliumo y Golfo de Arauco la dirección del tsunami fue de norte a sur y la tercera ola que se manifestó entre 7:30 a 8:30 hrs fue la más destructiva, mientras que en Tirúa e Isla Mocha, la primera ola fue la más destructiva alrededor de las 4 hrs., también con propagación de norte a sur, mientras que entre Constitución e Iloca, el tsunami vino desde el W con dos olas durante la noche y una tercera bien grande al amanecer desde el NW. Más al norte en Lillole, Ritoque y Coquimbo aproximadamente durante la salida del sol (7 hrs), ocurrió la ola más grande que vino desde el sur. Los distintos tiempos

de arribo de las olas de tsunami más destructoras, evidencian la complejidad del proceso de ruptura del terremoto del 27 de febrero que puede estar asociada a sus dos segmentos, cada uno de ellos generando su propio tsunami.

Características de los terremotos de subducción

Para comprender la naturaleza de los cambios verticales en el relieve, sean alzamientos o subsidencias, se considera necesario mencionar las características de los terremotos de subducción. Estos terremotos ocurren en una zona de convergencia de placas en la que una se hunde bajo la otra. Este proceso genera importantes relieves como la fosa oceánica que es la depresión que marca el inicio de la subducción, el plano de Wadatti-Benioff que es el plano que pone en contacto ambas placas y el arco magmático que es un relieve formado por la compresión entre las placas, el cual presenta importante volcanismo. Este arco puede estar incluido en un relieve emergido continuo llamado Cadena Volcánica como es el caso de la Cordillera de Los Andes en Sudamérica o Cascadia en Norteamérica, o un arco de islas volcánicas como es el caso de Japón, las Antillas menores o las Marianas. Los terremotos de subducción ocurren principalmente en el borde del Océano Pacífico conocido como Cinturón o Anillo de Fuego del Pacífico puesto que en esa zona, se presentan varias zonas de subducción generando terremotos y volcanismo. Chile forma parte de esta zona con la subducción de la Placa de Nazca (oceánica) bajo la Sudamericana (continental) entre Arica y la Península de Taitao (18,5-47°S) con la presencia del imponente macizo andino que presenta importantes volcanes.

En el período intersísmico, es decir entre terremotos, ambas placas están acopladas, se mueven juntas y puede considerarse que se encuentran “pegadas o adheridas”. En este proceso, la placa superior experimenta una flexura antiforme, es decir, presenta un arqueamiento o combadura cóncava hacia abajo y horizontalmente el movimiento es en dirección al arco magmático experimentando una compresión (Fig. 4). Por el contrario, durante el período cosísmico, es decir, durante la ocurrencia del terremoto, ambas placas se desacoplan moviéndose en sentido inverso, la placa oceánica continúa hundiéndose, mientras que la placa superior (continental) experimenta una extensión de la flexura antiforme intersísmica en dirección hacia la fosa oceánica. En este proceso, se genera una zona de alzamiento cerca de la fosa y una zona de subsidencia más lejos en dirección al arco. (Fig. 4). La zona de alzamiento se localiza principalmente costa afuera, es decir, en el piso oceánico. Este levantamiento es el que genera los tsunamis ya que al ascender el piso oceánico, la masa de agua sobre yacente es desplazada. Las zonas litorales son las que mayormente evidencian los movimientos cosísmicos verticales al tener el nivel del mar como referencia fija, por lo tanto, los cambios aparentes del nivel del mar se deben a movimientos del terreno. Si el litoral está cerca de la fosa, experimenta un alzamiento, si el litoral está más lejos, experimenta una subsidencia. Esto fue notorio para el terremoto de 1960 en que el litoral occidental de la Península de Arauco y las islas Mocha, Guambín y Guafo experimentaron un importante alzamiento evidenciado por la emersión de la plataforma de abrasión marina con la mortandad de algas marinas, lo cual ocurrió debido a que estas islas están situadas próximas a la fosa, en cambio,

el litoral entre Trúía y Chiloé experimentó una importante subsidencia al estar situado más lejos de la fosa en la zona de subsidencia cosísmica. Particularmente notorio fue la zona de Valdivia donde la subsidencia superó los 2m y el río Callecalle anegó e inutilizó vastas zonas, además muchos muelles quedaron

sumergidos, por el contrario, el muelle de Lebu quedó seco al retirarse el mar producto del alzamiento litoral superior a 1 m (Fig. 36, Veyl, 1960). El advenimiento de nuevas técnicas geodésicas como el GPS permiten determinar además, los movimientos horizontales antes y después de un terremoto.

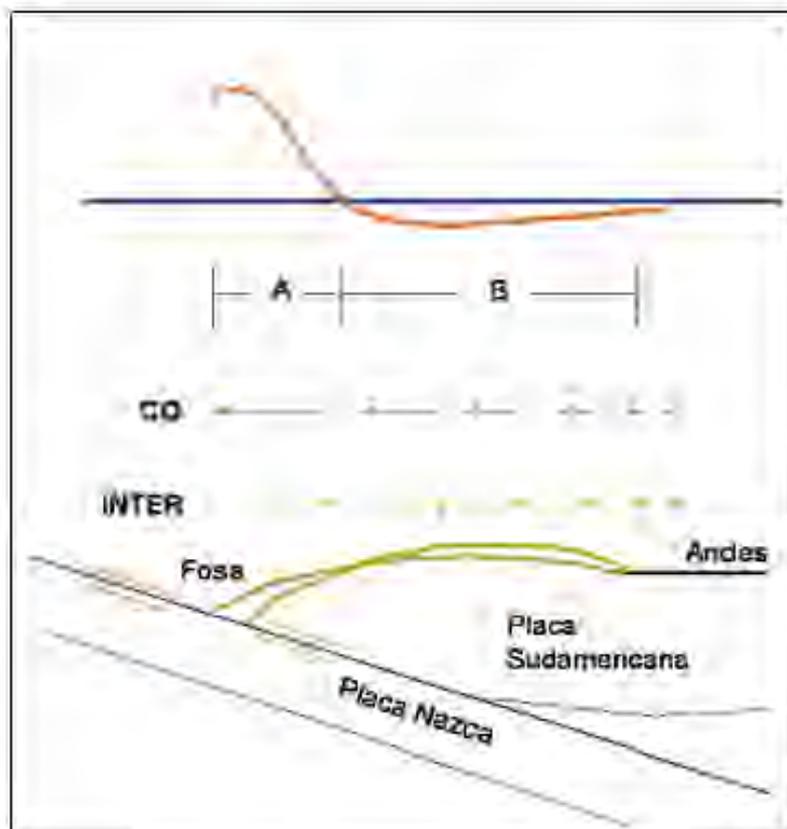


Figura 4. Movimientos cosísmicos, durante el intersísmico se forma la flexura antiformal (verde) ambas placas están acopladas y se mueven hacia la Cordillera de Los Andes. Durante el cosísmico (rojo) las placas se desacoplan, la Placa Sudamericana se mueve hacia la fosa generándose una zona de alzamiento más cerca de la fosa y una zona de subsidencia más lejos en dirección hacia la cordillera como ilustra la curva superior correspondiente a los movimientos cosísmicos verticales.

De esta manera, es posible determinar el desplazamiento intersísmico que presenta la zona de antearco (entre el litoral y la cadena volcánica) en zonas de subducción en dirección al arco, así como el desplazamiento inverso que ocurre

durante el terremoto (cosísmico) en dirección a la fosa. Estos desplazamientos horizontales son mayores en el litoral que en la Depresión Intermedia y Cordillera de Los Andes. En el área de ocurrencia del terremoto del 27 de Febrero de 2007,

Ruegg *et al.* (2009) determinaron un desplazamiento del litoral hacia el NE en dirección hacia la Cordillera de los Andes de 4 cm/año, magnitud muy elevada, ya que la tendencia corriente equivale a la mitad de ese valor, concluyendo que existía una energía de deformación muy grande en esa área que estaba próxima a liberarse siendo el peor escenario que toda el área entre Pichilemu y Concepción se rompiera en un solo evento sísmico el cual sería de magnitud máxima 8,5. Durante el terremoto del 27 de febrero, la estación GPS del observatorio TIGO emplazado en la Universidad de Concepción, evidenció un desplazamiento de 3m en dirección a la fosa (hacia el SW) y una subsidencia de 4 cm. La deformación intersísmica acumulada progresivamente desde los últimos terremotos que afectaron la zona de ruptura del terremoto del 27 de Febrero de 2010 se recuperó casi en su totalidad durante este evento al extenderse la flexura intersísmica antiforme de la Placa Sudamericana.

Documentación de cambios verticales

Las observaciones consideraron el litoral donde se pueden determinar variaciones relativas con respecto al nivel del mar así como cambios del nivel de agua de ríos y lagos. Testimonios de lugareños fueron fundamentales para comprender los procesos asociados a estas variaciones verticales. El estudio comprendió un recorrido por el litoral en la mayor parte del área de ruptura desde Cartagena por el norte (33,6° S) hasta Tirúa por el sur (38,3° S) incluyendo la isla Santa María. Se consideró además variaciones del nivel de agua de algunos ríos como Biobío, Maule e Itata, así como de los lagos Vichuquén, Lanalhue y Lleulleu. Se realizaron observaciones aéreas en el

litoral de la Península de Arauco, Isla Santa María y litoral de la VII región. De especial relevancia es poder determinar la distancia perpendicular a la fosa de transición entre alzamiento y subsidencia ya que permite determinar parámetros de ruptura como inclinación del plano de Wadatti-Benioff y profundidades de acoplamiento interplaca. Evidencia del alzamiento cosísmico la constituye una importante emersión de la plataforma de abrasión marina con la mortandad de biota marina como Luche (*Ulva lactuca*), Picorocos (*Balanus*), Choritos (*Perumytilus*) y *Litothamnium*. Este último es un buen indicador ya que es un alga adherida a las rocas que vive en la zona intermareal, tiene un color rosado en vida y muerto un color blanco. La altura de la biota muerta es distinta según la orientación de la roca en relación al oleaje, si es frontal, debido al efecto salpicadura (splash), la altura es mayor, si es lateral, la altura es menor y está condicionada por los cambios de mareas.

Las secciones laterales de la roca en relación al oleaje, son las consideradas para medir la altura del alzamiento cosísmico vertical. Las observaciones se hicieron en la hora de marea más alta o con respecto a un marcador que indicara la posición de la marea alta actual y previa al terremoto. Las zonas que tuvieron un importante alzamiento cosísmico en la Península de Arauco e isla Santa María, experimentaron posteriormente una subsidencia postsísmica durante el período de réplicas. Esta subsidencia se evidencia principalmente por la presencia de *Litothamnium* blanco sumergido y la recolonización de algas marinas en los roqueríos litorales. Las mediciones se efectuaron con una mira topográfica vertical. Los marcadores antrópicos consideran muelles y rompeolas. Se comparan fotografías del lugar antes del terremoto

y testimonios de lugareños que indicaron la posición antigua de la alta marea. Las observaciones de subsidencia litoral incluyen vegetación terrestre sumergida bajo el agua de mar durante la alta marea la que muere y se seca, el crecimiento de algas marinas nuevas en la parte alta de los roqueríos litorales, cambios en la morfología de la desembocadura de ríos y muelles sumergidos y cambios en el nivel del agua de lagos. La determinación de la subsidencia es mucho más subjetiva debido a la dificultad de obtener un nivel de referencia antiguo. Se consideran las

magnitudes sólo como estimaciones. En muchos casos, no se puede medir la longitud de la vegetación sumergida por ríos y lagos y se debe separar muy bien el efecto del aumento del agua, de deslizamientos generados por el terremoto que trasladaron importantes masas de tierra con vegetación incluida hacia cuerpos lacustres y fluviales con la presencia de abundantes grietas. También se debe separar el efecto de compactación del suelo arenoso de los ríos. Las principales observaciones se realizaron en lecho pedregoso.



Figura 5 Emersión de la plataforma de abrasión marina en el sector de Puerto Norte, Isla Santa María. (Fotografía del autor)

El resultado del recorrido indica evidencias claras de un alzamiento litoral entre Cocholgüe y Tirúa (36,6- 38,3°S) incluyendo las islas Santa María y Mocha, una subsidencia litoral entre Pichilemu y Constitución (34,4- 35,3°S), así como

en la localidad de Cartagena (33,5°S). Tanto en las franjas Navidad y Pichilemu (33,9-34,4°S) como Chanco y Dichato (35,7-36,5°S), no fue posible determinar con claridad evidencias de variaciones verticales. Destaca el alzamiento superior

a 2 m en el borde occidental de la Península de Arauco que incluye las localidades de Llico, Caleta Piures, Lebu, punta Morquilla,

y la isla Santa María situada al norte de la península. (Figs. 5-12).

Figura 6a



Figura 6b



Figura 6 a y b. Caleta Hernández, isla Santa María, antes del terremoto (izquierda) y después (derecha).

El cambio morfológico principal del relieve en la Península de Arauco es la emersión de la plataforma de abrasión marina fosilizando las costas acantiladas que presenta esta zona (Figs. 5, 6 y 8) y el aumento del ancho de las playas (Figs. 7, 10, 11 y 12). El descenso del nivel del mar provocó el desecamiento parcial de los ríos Lebu, Tubul y Tinta cerca de su desembocadura dificultando la navegación (Fig. 9) y el desecamiento parcial de los humedales de Raqui-Tubul (Fig. 13), Arauco y Lengua. El alzamiento de 0,5 m en la desembocadura del río Biobío provoca también un aumento de la superficie de los tómbolos de arena. La altura de los organismos marinos muertos en las rocas evidencia la magnitud del alzamiento (Figs. 7 y 8). La mayor magnitud de alzamiento se reconoció en caleta Piures con $2,5 \pm 0,1$ m. Lebu, Llico y la Isla Santa María experimentaron un alzamiento de ~ 2 m. La magnitud del alzamiento es menor más al este. En Tubul su magnitud es $1,4 \pm 0,1$ m, en Laraquete $0,5 \pm 0,1$ m y en



Figura 7. Biota muerta en las cercanías de Cuevas de Benavides, Lebu debido al descenso relativo del nivel del mar superior a 2 m debido al solevantamiento cosísmico. El color blanco de la roca se debe al Lithothamnium muerto al desecarse. En un nivel superior, alga muerta *Ulva lactuca* (Luche).

Chivilingo $0,4 \pm 0,1$ m, en Quidico $0,3 \pm 0,05$ m y en Tirúa $0,6 \pm 0,2$ m. El testimonio de un lugareño en la Isla Santa María indicó que el retroceso del mar por alzamiento del terreno comenzó durante el sismo, diferenciándose del retroceso posterior generado por el tsunami. En las penínsulas de Hualpén y Tumbes también se puede

determinar alzamiento, en Caleta Chome en el borde occidental de la Península de Hualpén, así como en la Caleta Tumbes en el borde oriental de la Península de Tumbes, el alzamiento es de $0,6 \pm 0,1$ m. En Talcahuano el alzamiento es de $0,5 \pm 0,1$ m y en Cocholgue $0,2 \pm 0,1$ m.



Figura 8. Plataforma de abrasión marina **solevantada cosísmicamente 2,5m** en Caleta Piures en el sector noroeste de la Península de Arauco. Se distingue la biota muerta. La presencia de *Lithothamnium* blanco sumergido evidencia subsidencia postsísmica.



Figura 9. Embarcaciones varadas debido al desecamiento del río Lebu producto del alzamiento cosísmico.



Figura 10 a y b. Retroceso 200m del mar debido al **alzamiento cosísmico de 1,4m** en Tubul. La fotografía de la izquierda es de septiembre de 2008 y el rompeolas contiene al mar. La fotografía de la derecha del mismo lugar es de marzo 2010 y una extensa playa se ha formado en la base del rompeolas.



Figura 11a: Punta Lavapié Septiembre 2007. **Figura 11b** mismo lugar 5 Junio 2010 a la hora de marea alta. El alzamiento superior a 2 m provocó el aumento del ancho de la playa y la exposición de la plataforma de abrasión marina.



Figura 12. Muelle seco de Llico producto del alzamiento cosísmico superior a 2 m. Antes del terremoto el mar cubría la superficie del muelle permitiendo el desembarco de botes pesqueros de tamaño medio.



Figura 13 a y b. Humedal de Raqui-Tubul, la fotografía de la izquierda es de marzo 2008 y la derecha marzo 2010. Se observa el desecamiento producto del descenso del nivel de base luego del alzamiento generado por el terremoto.

Por el contrario, el litoral entre Constitución y Bucalemu experimentó una subsidencia moderada así como en la Cordillera de la Costa y Depresión Intermedia en toda la zona de ruptura (Figs. 14-19). En Constitución existen árboles Eucaliptos (*Eucalyptus*) con las raíces y la parte inferior del tronco sumergidas

por las aguas del río Maule que están en equilibrio con el nivel del mar (Fig. 14). De acuerdo a la información entregada por lugareños, la navegación en este río se facilitó ya que la barrera arenosa litoral es posible atravesarla actualmente incluso con marea baja. Se estima una subsidencia de $0,4 \pm 0,2$ m.



Figura 14. Isla Orrego en el curso superior del río Maule en la ciudad de Constitución. La subsidencia cosísmica de 40 cm provocó que los Eucaliptos situados a un nivel más bajo queden sumergidos en la alta marea actual con influencia de agua salada y están en proceso de tanatocenosís.

Más al norte, la subsidencia se hace más evidente entre las localidades de Bucalemu y La Trinchera ($34,6^{\circ}\text{S}$ a $35,1^{\circ}\text{S}$). En la Trinchera, la subsidencia litoral generó un pequeño estuario asociado al río Huenchullani, el cual anegó más zonas incluyendo secciones de la ruta costera, evidenciado por la inundación de pinos y eucaliptos en marea alta, los cuales se secaron al no poder vivir en esas condiciones. (Fig. 15). En el sector de la desembocadura del río Malaquito, existía una importante flecha litoral en dirección al norte que tenía una extensión de 8,5 km desde el cambio de dirección del río de E-W a N-S hasta Iloca. La subsidencia litoral

significó que la mayor parte de la flecha litoral quedara sumergida (Figs. 16 y 17). Parte de esta antigua barra poseía dunas en su superficie que fueron parcialmente removidas por el tsunami. La antigua ribera oriental del río se transformó en litoral marino expuesto al oleaje en marea alta y el agua salada del mar inunda la antigua vegetación ribereña constituida principalmente por vegetación herbácea y algunos árboles, los cuales se secaron al no poder resistir aguas salobres. Se estima una subsidencia de $0,6 \pm 0,1$ m en esta zona. Un poco más al norte en Duao, la subsidencia litoral generó un angostamiento de la playa de modo que

los pescadores tienen mayor dificultad para almacenar sus botes. En el límite entre las regiones de O'Higgins y Maule, se localiza el lago Vichuquén (34,8°S). En su ribera oriental existen evidencias de anegamientos como cercos inundados (Fig. 18). Testimonios de lugareños indican que el nivel del lago subió entre 30-40 cm y en marea alta, el agua de mar penetra hasta el lago, el desagüe del lago es a través de un río cuyo recorrido es de 4 km hasta el mar en la localidad de Llico (34,8°S).

Este proceso es análogo al experimentado por el lago Budi (38,9°S) en la Región de Araucanía debido a la subsidencia litoral ocurrida durante el terremoto de 1960. En Bucalemu (34,6°S) existiendo promontorios rocosos cercanos al mar que antiguamente estaban cubiertos por arena, ambos promontorios están unidos por un arco de madera y uno de ellos tiene una estatua. Antes del terremoto, la

playa era de mayores dimensiones y bajo el arco sólo había arena seca (Fig. 19a). El lugar fue visitado el día 14 de Abril de 2010 a la hora de marea baja (18:30 hrs). Un canal de agua de 0,5 m de profundidad separaba ambos promontorios y existían algas marinas nuevas a una altura de 1 m en los costados de la escalera que sube al arco que indica la posición de la marea más alta (Fig. 19b). De este modo, se determina una subsidencia litoral de $1 \pm 0,2$ m en esa zona. Existe además un importante retroceso de la línea de playa. Un recorrido realizado por un grupo de investigación norteamericano (Kelson *et al.*, 2010), visitó esa área los primeros días de marzo donde también notaron subsidencia litoral. La fotografía que tomaron permite concluir una subsidencia no mayor a 1 m. En Pichilemu, localidad visitada el día 15 de Abril, no se nota a simple vista en los roqueríos litorales evidencias de alzamiento o subsidencia litoral.



Figura 15. Pinos muertos en La Trinchera. La erosión de una barra litoral y la subsidencia cosísmica provocan la inundación de la base de los pinos con agua salada. Un humedal vecino aumentó su superficie.



Figura 16. Desembocadura río Mataquito. Pastizales muertos debido a la subsidencia cosísmica de 50 cm. El tsunami y la subsidencia cosísmica redujeron de tamaño la barra litoral que se extendía hasta 8,5 km al norte del eje E-W del río al llegar al litoral. La protección de la barra desapareció y las altas mareas con oleaje cubren los pastizales.



Fig. 17. Barra sumergida del río Mataquito en la localidad de La Pesca evidenciada por el oleaje en segundo plano. Antes del terremoto, la barra separaba el río Mataquito del mar en esta localidad que ahora está expuesta al oleaje fuerte en alta marea. No se observan depósitos arenosos de tsunami en este sector de modo que la morfología actual está generada principalmente por la subsidencia cosísmica.



Figura 18. Lago Vichuquén. La subsidencia cosísmica y su cercanía con el mar provocó que ingresaran masas de agua salada al lago aumentando su altura en 40 cm en un proceso análogo al que experimentó el lago Budi durante el terremoto de 1960.



Figura 19 a y b. Bucalemu, arco que comunica dos roqueríos. La fotografía de la izquierda es dos años anterior al terremoto y la de la derecha 14 de abril de 2010 a la hora de baja marea. Destaca la erosión de la arena por el tsunami y una subsidencia litoral cercana a 1 m. En las condiciones actuales, no es posible tomar una fotografía desde la posición de la fotografía de la izquierda sin mojarse. Las algas indican la altura de la alta marea actual.

El testimonio de un lugareño indica que actualmente el nivel de mareas es mayor al que se presentaba antes del terremoto del 27 de febrero de 2010. Durante la alta marea, el mar cubre un monolito que antes no lo hacía. La diferencia de mareas estimada es de 35 ± 5 cm. El testimonio de un surfista, indica que luego del terremoto

del 27 de febrero de 2010, el nivel del mar bajó de modo que los roqueríos quedaron más expuestos. Durante los movimientos sísmicos del día 11 de Marzo de 2010, el nivel del mar subió, ascenso que ha continuado desde entonces quedando el mar en una posición más alta. Un grupo de académicos (Vargas *et al.*, 2010) recorrió

esa zona en una fecha entre la ocurrencia de ambos terremotos documentando alzamiento en Pichilemu mediante la presencia de *Lithotamnium* muerto de color blanco cuya potencia es menor a 30 cm. Con estos testimonios y evidencias, se puede establecer que el terremoto del 27 de febrero de 2010 habría generado un alzamiento en Pichilemu y el terremoto del 11 de marzo de 2010, una subsidencia.

El resultado final de los movimientos verticales asociados a ambos terremotos es una subsidencia cercana a los 30 cm. En las cercanías de Topocalma (34,1°S) en la desembocadura del estero homónimo, no fue posible determinar variaciones verticales significativas ya que el estuario del río homónimo, se encuentra relleno por importantes depósitos de arena generados por el tsunami.

En una sección vertical en contacto con el agua, la altura de la vegetación y los depósitos arenosos es de 40 cm. Si estos depósitos arenosos no se presentaran, la vegetación estaría a una cota cercana al nivel del agua (Fig. 20). La vegetación herbácea presente es la que presenta un estuario y puede sobrevivir en agua salobre. No se encuentra en una posición elevada lo que permite concluir que en la fecha de visita del lugar 15 de abril de 2010, no hay movimientos verticales perceptibles. El informe elaborado por Vargas *et al*. (2010) señala alzamiento en esa zona aun cuando las evidencias que presentan no son claras. En la localidad de Navidad (33,9°S) donde desemboca el río Rapel, no existen evidencias de movimientos verticales ni cambios en el nivel de las aguas. Según testimonios de lugareños luego del terremoto del 11 de marzo de 2010, existió un mayor flujo hacia el mar de las aguas del río Rapel que podrían indicar un alzamiento en esa zona.

En Cartagena (33,5°S), localidad que está a una mayor distancia de la fosa que las zonas vecinas, existe una capa de algas nuevas compuesta de Luche (*Ulva lactuca*) con un espesor de 30-40 cm en niveles superiores en los roqueríos litorales. Se distinguen de la capa de luce más antiguo presente en niveles inferiores al presentar un color verde más claro (Fig. 21). Ello evidencia una subsidencia litoral de 35 ± 5 cm en esa zona. Testimonios de pescadores del vecino puerto de San Antonio situado al sur de Cartagena, indican que durante las altas mareas, el nivel del mar es mayor también en ese rango, al que presentaba antes del terremoto.



Figura 20. Depósitos de arena generados por el Tsunami en el río Topocalma cubren un humedal y árboles eucaliptos. Si estos depósitos no estuvieran, parte de la vegetación sería cubierta por el agua.

Otras evidencias de movimientos verticales, principalmente subsidencias, se estudiaron en los ríos Itata y Biobío así como en los lagos Lanahue y Lleulleu, el primero tiene orientación E-W, el segundo entre Concepción y su desembocadura tiene la misma orientación E-W, mientras que al sur de Concepción es N-S hasta

la localidad de Santa Juana. En la ribera oriental del lago Lanalhue en el camping Chanchán ($37,9^{\circ}\text{S} / 73,3^{\circ}\text{W}$) el nivel del lago experimentó un aumento de 40 ± 10 cm luego de ocurrido el terremoto. (Fig. 22). Por el contrario, en el borde occidental a 9 km al W del sitio anterior en el sector La Vaina, el nivel del lago experimentó un descenso estimado de 15 ± 5 cm. Del mismo modo, en el extremo noreste del lago Lleulleu ($38,1^{\circ}\text{S} / 73,3^{\circ}\text{W}$) en el sector de Huillinco, el agua anegó dos muelles, uno de los cuales todavía seguía inundado al momento de la visita el día 27 de Abril de 2010 (Fig. 23). Considerando el nivel del lago indicada por la dueña del lugar, se estima una inundación de $1,20 \pm 10\text{m}$, mientras que en el desagüe del lago en su sector noroeste en Puerto Lleulleu, se observan musgos y vegetales en rocas planas antes cubiertas por el

agua. Se estima un descenso de las aguas de $10 \pm 10\text{cm}$. El lago continúa con su desagüe normal.

Testimonios de lugareños mapuches indican un retroceso al este de las aguas del lago Lleulleu en su ribera occidental. Este movimiento al este de las aguas de los lagos Lanalhue y Lleulleu que provocan un descenso del nivel de las aguas en su ribera occidental y un aumento en la ribera oriental se debe al basculamiento al este del terreno producto del alzamiento cosísmico en la zona costera y subsidencia más al este. Considerando que ambos lagos no presentan problemas en su desagüe producto del alzamiento del sector occidental, la línea de transición entre alzamiento y subsidencia atraviesa estos lagos en una posición más cercana a su ribera occidental.



Figura 21. Algas en los roqueríos de la playa chica de Cartagena. Se distingue el alga Luche (*Ulva lactuca*) con una capa de algas nuevas de color verde claro en la parte superior de los roqueríos que crecieron después del terremoto al llegar las altas mareas a cotas superiores debido a la subsidencia litoral.



Figura 22. Ribera oriental del lago Lanalhue en el camping Chanchán. La fotografía de la izquierda fue tomada años antes del terremoto previo al verano. La fotografía derecha del mismo lugar el 27 de abril de 2010 previo a la ocurrencia de lluvias evidenciando el aumento del nivel de aguas del lago con posterioridad al terremoto.



Figura 23. Muelle sumergido en Huillínco, sector más oriental del lago Lleulleu. Debido a la subsidencia cosísmica mayor en esa ribera ~1m, el agua del lago se trasladó hacia el este.

Un fenómeno similar se observó en el curso superior del río Itata (36,4°S) que tiene una orientación E-W. Luego de ocurrido el terremoto, se observó un aumento en el nivel de las aguas en Treguaco (20 km de la desembocadura) y Ñipas (33 km de la desembocadura). En Treguaco el aumento fue perceptible durante un día mientras que en Ñipas la inundación duró al menos tres días con una altura superior a 1 m afectando a algunos campamentos ribereños. Ello puede indicar la mayor subsidencia en Ñipas y el traslado momentáneo de aguas contracorriente al cambiar el perfil de talweg. En el sector de la desembocadura, el río Itata forma una laguna costera y

tiene un ancho mayor de modo que existe disponibilidad de agua suficiente para provocar este fenómeno. Una imagen satelital tomada el día 9 de Marzo de 2010 evidencia el mayor caudal del río Itata en su desembocadura anegando tómbolos de arena (Fig. 24b). Considerando que el curso superior del río Itata está en equilibrio con el nivel del mar, el mayor volumen de agua evidencia una subsidencia litoral. En el río Biobío en el sector de Santa Juana (37,2°S), en la ribera sur del río Biobío a 50 km de su desembocadura, se produjo un seiche inmediatamente ocurrido el terremoto con una inundación de 1,2m y un avance horizontal de 70 m.



Figura 24 a y b. Imágenes satelitales de la desembocadura del río Itata. A la izquierda antes del terremoto (Google Earth) y a la derecha el 9 de Marzo de 2010 observándose un incremento del caudal inundando tómbolos lo cual es atribuible a subsidencia cosísmica. La desembocadura fue trasladada algunos metros hacia el norte.

El día en que se observó el lugar, 3 de Abril de 2010, existía vegetación terrestre inundada a una profundidad máxima de 20 cm y evidencias del seiche como depósitos tipo playa lake e incisiones en dirección al río por donde retrocedió el

agua (Fig. 25). Según el testimonio de un lugareño, el seiche consistió en un avance y retroceso de las aguas del río inmediatamente después de ocurrido el terremoto.



Figura 25. Incisión en un tómbolo de arena generada por el retroceso de las aguas del río Biobío durante el seiche en la localidad de Santa Juana.



Figura 26. Vegetación sumergida en el río Biobío, sector Tanahuillín (5 km aguas arriba de Santa Juana).

El seiche provino del norte, aguas arriba. En la desembocadura del río Biobío se estimó un alzamiento de 50 ± 10 cm provocando el descenso del nivel de las aguas, y Totorá (*Typha*) de humedales costeros seca. De acuerdo a los datos de la estación geodésica TIGO, Concepción experimentó una subsidencia de 4 cm, de tal modo que Santa Juana, situado en una posición más oriental, debió experimentar una subsidencia. De este modo, el seiche del río Biobío también pudo estar condicionado por el basculamiento al este del terreno, aunque la baja profundidad del lecho del río inferior a 2 m y su ancho superior a 1 km, pudo implicar que las aguas fueran perturbadas por las ondas sísmicas del terremoto generando o contribuyendo al seiche. Más al este, en Tanahuillín, se observan álamos y sauces inundados en un islote en una profundidad estimada en 40 cm (Fig. 26) indicando una subsidencia ya que no se registraron lluvias importantes en los 3 meses que siguieron al terremoto. En la confluencia con el río Laja en la ciudad de Laja, el río Laja anegó

una vasta zona de vegetación ribereña y presente en los islotes de su lecho (Fig. 27). El testimonio de un lugareño indica que fue notorio el aumento del nivel del agua en el río Laja después del terremoto al cubrir a mayor altura los pilotes del puente que une las localidades de Laja y San Rosendo. Se estima una subsidencia de 50 cm en Laja. Más al este en el Salto del Laja, se observa vegetación terrestre inundada 40 cm y cerca de la precordillera en la localidad de Tucapel, testimonios de lugareños indican un aumento del nivel de las aguas después del terremoto con un avance horizontal de 3 m al menos del río que equivalen a un aumento de profundidad de 30 cm.

Otro proceso que se evidencia principalmente en el litoral de la península de Arauco e Isla Santa María, es una subsidencia postsísmica. Es decir, parte del alzamiento cosísmico se ha recuperado durante el periodo de réplicas que sucedió al terremoto del 27 de febrero. El alzamiento cosísmico provocó un descenso aparente



Figura 27. Vegetación ribereña de amplia distribución inundada por el río Laja cerca de la confluencia con el río Biobío (localidades de Laja-San Rosendo). Se estima subsidencia de 50 cm. No hay cárcavas o grietas en la ribera ni precipitaciones entre el terremoto y la fecha en que fue tomada la fotografía (3-abril-2010).



Figura 28. Plataforma de abrasión marina emergida durante el terremoto el 27 de Febrero en Puerto Norte, isla Santa María que está siendo sumergida nuevamente durante el período de réplicas. La fotografía fue tomada el 19 de Abril de 2010 a la hora de alta marea y se observa *Lithothamnium* blanco muerto sumergido el cual pereció y se volvió blanco al emerger durante el terremoto.

del nivel del mar, y posteriormente éste ha vuelto a aumentar. Evidencias de esta subsidencia postsísmica es la presencia de *Lithothamnium* blanco muerto que nuevamente está sumergido (Figs. 8 y 28),

recolonización de algas marinas sobre este *Lithothamnium*, el avance nuevamente del mar hasta el rompeolas en Tubul (Fig. 29) y el muelle de Llico menos seco (Fig. 30).



Figura 29. Rompeolas de Tubul, 1 de mayo de 2010. El nivel del mar llega nuevamente a la base (comparar con Fig. 10).



Figura 30. Muelle de Llico 1 de mayo de 2010. El nivel del mar cubre nuevamente en la base del muelle 1/3 de su extensión. (comparar con la Fig. 12).

En el borde occidental de la Península de Arauco para el 1 de mayo de 2010, la magnitud de la subsidencia postsísmica determinada por el espesor de algas muertas sumergidas o cambios del nivel de las aguas con respecto a muelles, indican una recuperación postsísmica no

inferior a 50 cm, mientras que en Tubul, la recuperación postsísmica es de 30 cm como máximo y más hacia el este es menos perceptible. Tubul y Llico fueron visitados nuevamente el día 6 de junio no observándose variaciones en las mareas con respecto al 1 de mayo.

Tabla 1. Síntesis de cambios geomorfológicos y movimientos cosísmicos verticales en las localidades consideradas. Movimiento cosísmico vertical neto considerando los eventos del 27-2 y 11-3 de 2010.

Localidad	Coordenadas (°S / °W)	Distancia normal a la fosa (km)	Alzamiento cosísmico (m)	Evidencia
Valparaíso	33,03 / 71,57	110	-0,15	GPS
Cartagena	33,55 / 71,6	128	- 0,35 ± 0,05	Capa de Luche nuevo en parte alta de roqueríos
Navidad	33,92 / 71,84	116	No perceptible	No cambios de nivel río Rapel
Topocalma	34,13 / 71,99	117	No perceptible	Humedal a cota habitual, relleno con arenas de tsunami
Pichilemu	34,38 / 72,01	120	-0,35±0,05 *	Marca en roca ahora inundada en marea alta
Bucalemu	34,64 / 72,04	125	-1± 0,2	Arco San Pedro ahora atraviesa agua de mar
Lago Vichuquén,	34,79 / 72,06	132	-0,35 ± 0,05	Aumento nivel lago
Desembocadura río Mataquito	35 / 72,18	132	-0,6 ± 0,1	Desaparición barra litoral, pasto inundado en marea alta
La Trinchera	35,11 / 72,21	136	-0,5± 0,1	Desaparición barra litoral, árboles inundados, aumento superficie humedal río Huenchullami
Constitución	35,33 / 72,41	124	-0,4±0,1	Árboles inundados en isla Orrego del río Maule
Desembocadura Río Itata	36,39 / 72,87	130	-0,3±0,1	Inundación tómbolos río Itata, aumento superficie laguna litoral
Dichato	36,55 / 72,94	132	No perceptible	No variación nivel mar ni cambios en biota intermareal
Ñipas	36,6 / 72,54	166	-1 ± 0,2	Seiche, inundación carpas en Río Itata por 3 días
Cocholgue	36,6 / 72,98	130	0,2± 0,1	Descenso nivel mar, biota intermareal muerta en roqueríos
Tomé	36,63 / 72,96	134	No perceptible	No variación nivel mar ni cambios en biota intermareal
Caleta Tumbes	36,64 / 73,09	123	0,6 ± 0,1	Descenso nivel mar, biota intermareal muerta

Talcahuano	36,72 / 73,11	125	0,5 ± 0,1	Descenso nivel mar, nuevas rocas expuestas, humedal Rocuant más seco
Caleta Chome	36,77 / 73,21	120	0,7 ± 0,1	Descenso nivel mar, biota intermareal muerta en roqueríos
Desembocadura río Biobío	36,81 / 73,17	125	0,5 ± 0,1	Descenso nivel mar, humedal estuarino más seco
Observatorio Geodésico TIGO (Concepción)	36,84 / 73,02	138	-0,04	GPS
Isla Santa María, Puerto Norte	36,97 / 73,52	102	2 ± 0,2	Descenso nivel mar, plataforma abrasión marina emergida, biota intermareal muerta
Maule (Coronel)	37 / 73,19	131	0,6 ± 0,1	Descenso nivel mar, biota intermareal muerta en roqueríos, playa más ancha
Isla Santa María, Puerto Sur	37,04 / 73,51	102	1,8 ± 0,2	Descenso nivel del mar, muelle seco, playa más ancha
Playa Blanca, Coronel	37,06 / 73,14	133	0,5 ± 0,1	Descenso nivel mar, biota intermareal muerta en roqueríos, playa más ancha
Punta Lavapié	37,15 / 73,58	96	1,9 ± 0,2	Descenso nivel mar, biota intermareal muerta en roqueríos, playa más ancha, plataforma de abrasión marina emergida
Playa Chivilingo	37,15 / 73,18	129	0,4 ± 0,1	Descenso nivel mar, biota intermareal muerta en roqueríos, río Chivilingo más seco
Playa Laraquete	37,16 / 73,19	128	0,5 ± 0,1	Descenso nivel mar, biota intermareal muerta en roqueríos, río Laraquete más seco
Santa Juana	37,17 / 72,93	160	-0,2 ± 0,5	Pastizales inundados por río Biobío, seiche
Tanahuillín	37,2 / 72,86	167	-0,4 ± 0,1	Árboles y arbustos inundados por río Biobío
LLico	37,19 / 73,56	97	1,9 ± 0,2	Muelle y rompeolas secos
Salto del Laja	37,22 / 72,38	203	-0,4 ± 0,1	Vegetación inundada por río Laja
Laja	37,27 / 72,72	173	-0,5 ± 0,2	Arboles y arbustos inundados por río Laja
Tubul	37,23 / 73,44	111	1,4 ± 0,1	Descenso nivel mar y río Tubul, rompeolas seco, botes varados, picorocos muertos en antiguos pilotes de madera, humedal Raqui-Tubul más seco

Caleta Piures	37,23 / 73,65	91	2,5 ± 0,1	Descenso nivel mar, biota intermareal muerta en roqueríos, plataforma de abrasión marina emergida
Tucapel	37,3 / 71,97	240	-0,3 ± 0,1	Vegetación inundada por río Laja
Lebu	37,59 / 73,64	100	2 ± 0,2	Descenso nivel mar y río Lebu semiseco, botes varados, biota intermareal muerta en requeríos, playa más ancha, plataforma de abrasión marina emergida
Punta Morhuilla	37,72 / 73,66	100	2,2 ± 0,2	Descenso nivel mar, biota intermareal muerta en roqueríos, plataforma de abrasión marina emergida
Lago Lanalhue sector La Vaina	37,9 / 73,35	123	0,1 ± 0,05	Descenso nivel Lago Lanalhue
Lago Lanalhue camping Chanchán	37,93 / 73,26	138	-0,4 ± 0,1	Aumento nivel Lago Lanalhue
Lago Lleulleu sector Huillinco	38,1 / 73,28	133	-1,2 ± 0,1	Aumento nivel Lago Lleulleu
Lago Lleulleu sector Puerto Lleulleu	38,11 / 73,39	123	0,1 ± 0,1	Descenso nivel Lago Lleulleu
Playa Quidico	38,23 / 73,47	120	0,3 ± 0,05	Descenso nivel mar, biota intermareal muerta en roqueríos, playa más ancha
Isla Mocha, muelle nuevo	38,33 / 73,92	82	0,25 ± 0,05	Descenso nivel mar, marca en malecón, menor apozamiento del agua, playa un poco más ancha
Tirúa	38,34 / 73,49	114	0,6 ± 0,2	Descenso nivel agua río Tirúa, embancamiento

Fuente: Elaboración Propia

Efectos antrópicos de los movimientos cosísmicos verticales

El terremoto y tsunami del 27 de febrero de 2010 provocó gran destrucción entre las regiones de Valparaíso y Araucanía, siendo mayor en las regiones de Maule y Biobío por su cercanía al epicentro. El terremoto produjo además otros impactos tanto naturales como antrópicos debido a

los alzamientos y subsidencias generados por el movimiento de las placas. En efecto, producto de los alzamientos litorales en zonas cercanas a la fosa como lo es el litoral de la Provincia de Arauco de la Región del Biobío, los muelles de embarcaciones quedan secos o con menor profundidad quedando inutilizados o con su capacidad reducida (Figs. 9, 11, 12, 30, 33 y 36). Localidades perjudicadas

por este proceso: Lebu, Punta Lavapié, Llico, Tirúa y Tubul. En Lebu, Tirúa y Tubul, los ríos homónimos utilizados por embarcaciones experimentaron un notorio descenso de caudal secándose parcialmente lo que impide o dificulta la navegación con el consecuente perjuicio económico. En Tubul además, el descenso del nivel de aguas del estuario del río Tubul y Raqui (Fig. 13), tiene un impacto en la biota con la mortandad de moluscos y con impacto en otras especies. Un proceso similar aunque en menor cuantía debido al menor alzamiento cosísmico, ocurre en los estuarios de Lenga y marisma Rocuant. En Llico el muelle quedó completamente inutilizado al quedar completamente seco (Figs. 12 y 30). Un impacto positivo del alzamiento es el hecho que localidades como Tubul y Colcura (Figs. 10 y 29), con casas muy cerca del litoral, experimentaban inundaciones durante marejadas de invierno construyéndose rompeolas que en algunas ocasiones se veían sobrepasados. (En el caso de Tubul, el rompeolas fue inútil ante el tsunami, no así el de Colcura). Al alejarse el mar de las casas más próximas, producto del alzamiento, disminuye el peligro de inundación ante marejadas producto de temporales de invierno, sin embargo, esto en estos momentos, no tiene mucho sentido ante la destrucción generada por el tsunami. En Lebu, las marejadas del año 2008 produjeron gran destrozo en la costanera recién hecha que une la ciudad con las Cavernas de Benavides.

Producto del alzamiento, la playa quedó muy ensanchada de modo que las marejadas no llegarán a la costanera y además, genera una mayor área de esparcimiento. Los principales puertos de la Región del Biobío y sur de Chile como Coronel, Talcahuano, San Vicente

y Lirquén podrían tener una pequeña disminución en su capacidad operativa, aparte del daño en la infraestructura portuaria generada por las ondas sísmicas y el tsunami (éste último sólo afectó y con graves daños a Talcahuano), debido a la disminución en la profundidad del calado limitando su capacidad, puesto que están en la zona de alzamiento cosísmico. El alzamiento superior a 2 m en la Isla Santa María, generó un gran perjuicio ya que existían zonas de cultivo de moluscos (principalmente Locos) que quedaron secas por la emersión de la plataforma de abrasión marina. Del mismo modo en Punta Lavapié la mortandad de algas marinas que se cultivaban y comercializaban (principalmente Luga) está provocando importantes problemas económicos a sus habitantes que viven de este producto. No obstante lo anterior, este alzamiento cosísmico, el mismo que generó el tsunami, contribuyó a que su impacto fuera levemente menor que si no hubiese existido ya que la inundación hubiera sido mayor. En este aspecto debe considerarse estos cambios verticales en las cartas de inundación del SHOA por tsunami, particularmente los litorales donde han ocurrido y ocurrirán nuevos hundimientos cosísmicos, que en la Región del Biobío no se presentan, pero si en otras regiones de Chile donde se encuentran ciudades y puertos importantes como el litoral entre Arica e Iquique y entre Puerto Saavedra y Chiloé. El litoral de la Región del Maule se vio especialmente perjudicado por el Tsunami, no sólo por estar frente al epicentro, sino además, porque experimentó una importante subsidencia cosísmica que favorece la penetración del mar tierra adentro por los lechos de los ríos, ejemplos: Maule y Vichuquén. En general, muchas zonas afectadas por el Tsunami estaban ubicadas en las riberas

de ríos y canales ya que constituyen zonas topográficamente deprimidas (Fig. 20). No obstante lo anterior, la subsidencia cosísmica favoreció la navegación en el Río Maule, de la misma forma que ocurriera con el río Calle calle en Valdivia durante el terremoto de 1960, las embarcaciones mayores estaban limitadas a la circulación con la alta marea, ahora pueden atravesar sin problemas la barra de arena en la desembocadura del río.

Otro impacto de la subsidencia cosísmica, cuya mayor magnitud se da en el límite entre la Cordillera de la Costa y Depresión Intermedia, puede quedar en evidencia durante el invierno al favorecer las inundaciones debido a la menor cota del terreno. En este límite topográfico Cordillera de la Costa-Depresión Intermedia, existen confluencias de varios ríos como Vergara-Biobío en Nacimiento, Biobío-Laja en Laja o Maule-Itata en Confluencia, zonas potencialmente más desfavorables. La presencia de árboles inundados, evidencias de la subsidencia cosísmica ilustradas anteriormente en los ríos Biobío y Laja (Figs. 26 y 27) en el período inmediatamente anterior a las lluvias donde el caudal de los ríos debiera ser el más bajo del año. En el caso del terremoto de Valdivia del 22 de mayo de 1960, la subsidencia cosísmica mayor a 2 m generó que los ríos Calle-Calle e Imperial inundaran vastas zonas de terrenos cultivables que se perdieron. En el terremoto del 27 de febrero, la subsidencia cosísmica máxima se estima en 1 m, que puede también significar algún grado de pérdida de tierras debido a inundaciones en la Cordillera de la Costa y Depresión Intermedia de toda el área de ruptura entre las regiones de Valparaíso y Biobío (y posiblemente la parte norte de la de Araucanía). La

subsidencia cosísmica provocó además la disminución del ancho de las playas, especialmente en Bucalemu (Fig. 19) y Duao. En esta última localidad (35°S), los pescadores tienen ahora menor espacio para guardar sus botes.

Discusión

La magnitud de los movimientos verticales y la distribución areal de éstos en la zona de ruptura del terremoto del 27 de febrero de 2010, se sintetizan en la Tabla 1 y Fig. 31. Las evidencias de los cambios aparentes en el nivel de las aguas del mar, ríos y lagos luego de ocurrido el terremoto, indican un alzamiento cerca de la fosa y una subsidencia más lejos en dirección a la Cordillera de Los Andes, lo cual es característico para terremotos de subducción. La Fig. 32 ilustra dos perfiles perpendiculares a la fosa, que grafican el patrón de alzamiento característico para los terremotos de subducción señalado en la (Fig. 4). En ambos perfiles se incluyó los datos del observatorio geodésico TIGO de Concepción ya que está localizado entre ambos perfiles y sirve para fijar la línea de cero alzamiento. Los valores de subsidencia sólo pueden considerarse como estimaciones dado que se efectuaron en ríos donde parte del agua que se acumuló por cambios en el perfil de talweg, se devolvió al mar por la escorrentía de los ríos Itata, Biobío y Laja. No se puede considerar exactamente en estos casos el aumento vertical del nivel de las aguas proporcional a la subsidencia como ocurriera en el río Calle calle en Valdivia durante el terremoto de 1960 (Plafker y Savaje, 1970) dado que en ese caso, se encontraba en una zona en equilibrio con el nivel de base cercana al mar y en los ríos mencionados en este trabajo, las zonas consideradas estaban

Estas fallas corticales se deben a la presencia de litología poco competente (mecánicamente débil) que acomoda parte de la deformación (acortamiento) en el proceso de desacople de las placas o la presencia de una zona fuertemente acoplada cerca de la fosa en el plano de Wadatti-Benioff debido a una aspereza, zona que tuvo poco deslizamiento durante el terremoto y el acortamiento fue acomodado por la falla de atajo. Fallas inversas de este tipo se manifestaron durante el terremoto $M_w=9,2$ de Alaska 1964 (Plafker, 1972) y $M_w=9,3$ de Sumatra 2004 (George Plafker, 2010 comunicación oral durante el American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis). En esos casos se produjo un alzamiento mayor debido a la actividad de estas fallas con mayor alzamiento en el bloque situado a mayor distancia de la fosa el que cabalga sobre el bloque situado más adelante. Si una falla inversa de este tipo existe, se localizaría bajo el fondo oceánico entre la isla Mocha y Tirúa. En esta zona existen mecanismos focales normales que no favorecen esta hipótesis (Fig. 3). La presencia de una aspereza cercana a la fosa que inhiba el deslizamiento interplaca en la parte superior del plano de Wadatti-Benioff con un gran acoplamiento, puede favorecer la presencia de una falla de atajo. Se requiere una investigación más detallada a fin de determinar las causas de este patrón de alzamiento anómalo en el extremo sur de la ruptura del terremoto del 27 de febrero.

Los mayores alzamientos registrados en el borde occidental de la península de Arauco e isla Santa María fueron aproximadamente de 2 m mientras que la subsidencia máxima alrededor de 1 m en Bucalemu. No se observaron alzamientos ni subsidencias mayores. Considerando

que durante el terremoto de 1960 en el sur de Chile de magnitud momento $M_w=9,5$ se registraron alzamientos de 6 y 3 m en las islas Guamblin y Guafo respectivamente y subsidencias mayores a 2 m en el área de Valdivia (Plafker y Savaje, 1970; Plafker, 1972) con cambios geomorfológicos mayores debido a que el deslizamiento interplaca fue cercano a los 20 m, en el terremoto de 2010 las magnitudes de los alzamientos y subsidencias es menor lo que implica un menor movimiento interplaca que para el terremoto de 1960. Modelados de deslizamiento cosísmico para un terremoto característico en el norte de Chile (Quezada, 2007) utilizando el algoritmo de Okada (1985) considerando un deslizamiento interplaca de 8 m generan curvas de alzamientos de amplitudes similares a las ilustradas en la Fig. 32, por lo que el deslizamiento de las placas en el plano de Wadatti-Benioff para el terremoto de 2010 sería cercano a 8 m.

Otro aspecto que resalta en el patrón de alzamientos verticales es la distancia normal a la fosa de la línea de cero alzamiento vertical (línea amarilla, Fig. 31). Para el segmento de ruptura sur del terremoto del 27 de febrero, considerando la cercanía del observatorio geodésico TIGO (Tabla 1) a esta línea y que ella pasa cerca de la ribera occidental de los lagos Lanalhue y Lleulleu, ésta distancia es cercana a los 130-135 km de la fosa. Por el contrario, en el segmento norte de la ruptura, esta distancia es menor a 120 km disminuyendo hacia el extremo norte de la ruptura con 110 km en Valparaíso (33°S). La posición de esta línea depende de las profundidades máxima y mínima del acoplamiento interplaca que define el tamaño y posición de la aspereza que traba las placas durante el período intersísmico así como el manteo del plano de Wadatti-

Benioff (Quezada, 2007). Considerando que el manto de Wadatti-Benioff es similar en toda el área de ruptura del terremoto del 27 de febrero ($\sim 18^\circ$), el factor que condiciona este cambio geométrico, es la posición de las asperezas, debiendo ser la aspereza del segmento norte más superficial y más cercana a la fosa (situada más hacia el W) que la del segmento sur. Ello coincide con las determinaciones de Sladen *et al.* (2010) que sitúan la aspereza del segmento sur al SE de la aspereza del segmento norte.

Las evidencias citadas en el presente trabajo, señalan que el terremoto de Pichilemu corresponde a una falla normal cortical de orientación NW-SE situada cerca de Pichilemu como se indica en la Fig. 1 que produjo el descenso del bloque sur. De los dos planos nodales del mecanismo focal determinado por el NEIC para el terremoto de Pichilemu, la falla real sería la que presenta manto al sur, es decir $N54^\circ W / 57^\circ SW$. La actividad de esta falla cuya traza está en las cercanías de Pichilemu (Fig. 1), provocó que el pequeño sollevamiento de Pichilemu durante el terremoto del 27 de febrero, fue superado por la subsidencia del terremoto del 11 de marzo. La actividad de esta falla debió ser gatillada por el terremoto del 27 de febrero. No puede considerarse una réplica propiamente tal del terremoto del 27 de febrero debido al diferente mecanismo focal (Figs 1 y 3), aunque si una consecuencia del mismo posiblemente debido al cambio de esfuerzos en la Placa Sudamericana que generó el terremoto principal. Pichilemu está justo en el límite norte de la brecha sísmica que se esperaba pronto a romperse y es además el límite sur de la ruptura del terremoto de subducción del 3 de marzo de 1985 (Ruegg *et al.*, 2009; Ponce *et al.*, 1994). El terremoto de Pichilemu del 11 de marzo

de 2010 ha tenido sus propias réplicas alineadas NW-SE.

La Fig. 35 ilustra la distribución del número de réplicas sensibles por día en los primeros 50 días después del terremoto. Destaca la disminución en el tiempo y el mayor número de eventos el día 13 equivalente al 11 de marzo correspondiente al terremoto de Pichilemu y sus réplicas asociadas. A los 40 días de ocurrido el terremoto, el número de réplicas sensibles disminuyó significativamente. Ello puede explicar la recuperación postsísmica que se observó en el sector noroccidental de la Península de Arauco e Isla Santa María (Figs. 8, 10, 28, 29 y 30) en que una parte del alzamiento cosísmico (aproximadamente 50 cm en el borde occidental de la península de Arauco y 30 cm en Tubul, disminuyendo hacia el este) se recuperó durante el mes siguiente al terremoto del 27 de febrero donde ocurrieron las réplicas más significativas. Esta subsidencia postsísmica puede ser explicada por deslizamientos en el plano de Wadatti-Benioff que continuaron después del terremoto principal en una zona más superficial y/o la compactación del material triturado en el contacto interplaca. Se debe tener presente que un deslizamiento cercano a 8m, debió provocar un intenso fracturamiento y trituramiento en el contacto entre las placas y este material triturado es el que se debe compactar y/o remover para que las placas se acoplen nuevamente. Sólo cuando esto ocurra, las réplicas deben terminar así como la subsidencia postsísmica en las zonas que experimentaron mayor alzamiento. Ello se verificó al visitar Tubul, Llico y Punta Lavapié el 1 de Mayo y 5 de Junio de 2010 donde no se observaron variaciones del nivel de mar y en ese período el número de réplicas disminuyó significativamente.

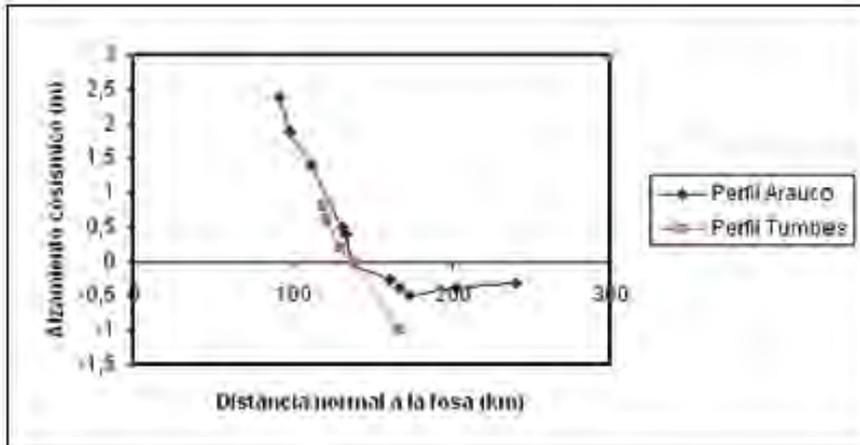


Figura 32 Perfiles de movimientos cosísmicos verticales normales a la fosa en la Península de Arauco (37,2°S) y Península de Hualpén y Tumbes (36,8°S). Datos de la gráfica corresponden a localidades a las latitudes indicadas en Tabla 1.

Un aspecto relevante del terremoto del 27 de febrero de 2010 es su magnitud momento $M_w = 8,8$, la cual es mayor a la esperada. Ponce *et al.* (1994) y Ruegg *et al.* (2009) señalan la brecha sísmica Pichilemu-Concepción, aproximadamente entre los 34-37°S, es decir algo menor a 350 km que no se quebraba desde el último terremoto del 20 de Febrero de 1835. Terremotos ocurridos en ese segmento durante el siglo XX como el de Talca del

1 de Diciembre de 1928 y Concepción del 6 de Mayo 1953 de magnitud inferior a 8 no liberaron suficiente energía como en 1835. Ruegg *et al.* (2009) esperaban un sismo de magnitud máxima 8,5 en la brecha sísmica de Pichilemu-Concepción. El terremoto del 27 de Febrero de 2010 tuvo una extensión casi el doble de la esperada con 610 km desde Valparaíso (33°S) hasta el sur de la Isla Mocha y Tirúa (38,6°S).



Figura 33. Río Tirúa después del terremoto. Las aguas descendieron al menos 60 cm quedando parte del lecho seco dificultando la navegación. El color claro del cerro en el extremo derecho de la foto, evidencia el efecto splash del tsunami al impactarlo durante la noche.



Figura 34. Rompeolas en la Isla Mocha situado al costado del muelle nuevo dañado en la noche por el tsunami. Antes del terremoto el agua se apozaba detrás del rompeolas. El descenso de las aguas es 25 ± 5 cm.

Por el norte incluyó la mayor parte de la ruptura del terremoto del 3 de marzo de 1985 entre Valparaíso y Pichilemu (33-34°S). Por el sur, incluyó la totalidad de la ruptura del terremoto de Concepción del 21 de mayo de 1960 (37-38,6°S). De este modo, Lebu que se alzó 1,5 m para el terremoto del 21 de mayo de 1960, se alzó nuevamente 2 m para el terremoto del 27 de febrero de 2010 (Figs. 7, 9 y 36). Ello indica que la energía acumulada en la zona epicentral fue suficiente para propagar la ruptura hacia el norte y sur incluyendo segmentos que se rompieron en un lapso de tiempo relativamente breve considerando que los terremotos chilenos tienen una recurrencia cercana a los 100 años. El alzamiento cosísmico de Lebu durante 1960 (Fig. 36a) se recuperó prácticamente en su totalidad en los 50 años que transcurrieron entre los dos

terremotos, de modo que el río Lebu se hizo nuevamente navegable (hasta el terremoto del 27 de febrero) y se observó además un aumento del nivel de mar en Tubul desde la década del 80. Ello evidencia el fuerte acople intersísmico interplaca que transcurrió entre los terremotos de 1960 y 2010 con una aspereza significativa que puede explicar la gran energía liberada y zonas de traslape de ruptura sísmica. La geometría de las asperezas localizadas en el contacto interplaca aún con el conocimiento actual no es posible determinarlas y un análisis de la longitud de los segmentos de ruptura sísmica debe ser realizado con mayor detalle ya que este traslape implican rupturas que no se pueden asociar a un terremoto característico y los segmentos de ruptura deben ser redefinidos con la experiencia del terremoto del 27 de febrero de 2010.

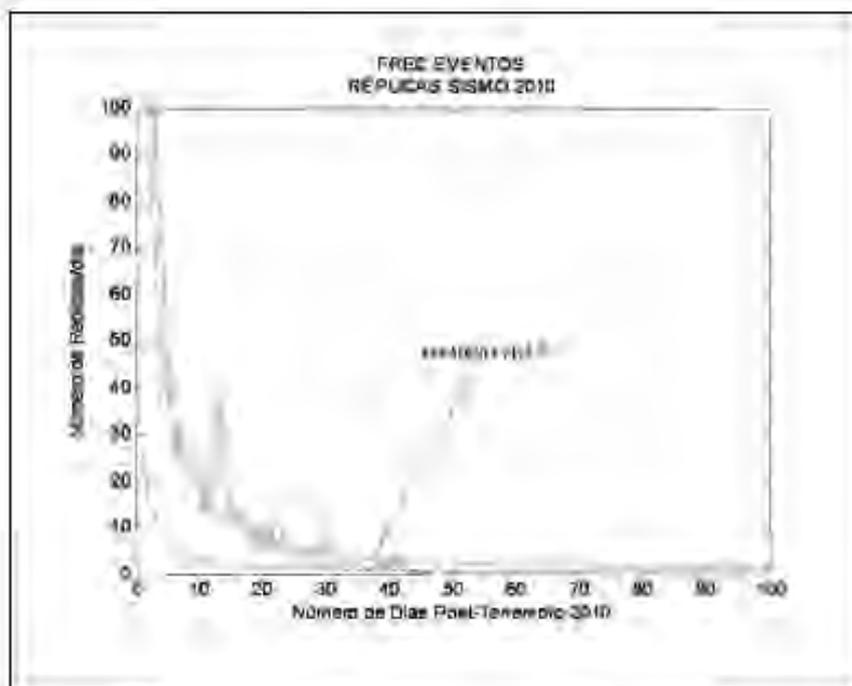


Figura 35. Distribución del número de réplicas/día en los primeros 50 días desde el terremoto del 27 de febrero. Destaca la disminución en el tiempo del número de réplicas/día y el pulso anómalo en el día 13 correspondiente al terremoto de Pichilemu.

Con respecto a los cambios geomorfológicos generados por los alzamientos y subsidencias del terremoto del 27 de febrero de 2010, fueron similares a los ocurridos en los terremotos del 21 y 22 de Mayo de 1960 pero de menor amplitud vertical y con un impacto menor en el relieve. Resalta el alzamiento superior a 2 m en el borde occidental de la península de Arauco e Isla Santa María que generó un descenso relativo del nivel del mar con el ensanchamiento de playas, plataforma de abrasión marina emergida, así como biota intermareal muerta, ríos (Lebu, Tubul y Tirúa) y humedales (Raqui-Tubul) más secos. Alzamiento menor a 1 m

entre las penínsulas de Arauco y Hualpén generó el ensanchamiento de playas como Laraquete, Chivilingo, Playa Blanca y Escuadrón, ríos Chivilingo y Laraquete más secos, desembocadura del río Biobío más seca, humedal de Lengua (Hualpén) y Rocuant (Talcahuano) más secos. La baja pendiente del fondo marino en Talcahuano provocó un retroceso del mar que dejó descubiertas rocas en mareas altas, tal cual observara el naturalista inglés Charles Darwin en 1835 luego del terremoto del 20 de febrero de 1835, similar al del terremoto del 27 de febrero de 2010 que provocó también un tsunami destructor.



Figura 36 a y b. Muelle seco de Lebu durante los terremotos del 21 de mayo de 1960 (a) y 27 de febrero de 2010 (b).

Por el contrario, la subsidencia litoral entre Bucalemu y Constitución (34.6-35,3°S) se manifiesta principalmente por vegetación terrestre inundada parcialmente por agua de mar, la disminución del ancho de las playas (Duaoloca-La Pesca así como Bucalemu) aunque el cambio geomorfológico más notorio es la disminución de la longitud de la barra litoral del río Mataquito que tiene orientación paralela al litoral (N-S) y que ahora está mayoritariamente sumergida de modo que el litoral de La Pesca (35°S) está expuesto directamente

al mar. La subsidencia cosísmica que se manifiesta principalmente en la Cordillera de la Costa y Depresión Intermedia provocó cambios en el perfil de talweg de ríos trasladando momentáneamente las aguas corriente arriba hacia el este. Mismo proceso se verificó en los lagos Lanalhue y Lleulleu donde su borde oriental experimentó un aumento del nivel de las aguas anegando algunas zonas. Debido al efecto reservorio de las aguas lacustres, la evacuación de las aguas es más lenta que en los ríos por lo que este efecto es visible durante más

tiempo. El Lago Vichuquén (34,8°S) por su cercanía al mar y al estar en la zona de subsidencia cosísmica experimentó un aumento del nivel de las aguas y es posible que tenga una transformación similar al Lago Budi luego del terremoto de 1960 con el ingreso de agua de mar.

Conclusiones

El terremoto del 27 de febrero de 2010 debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana con una magnitud momento $M_w=8,8$ con un deslizamiento cercano a 8 m y dos segmentos de ruptura, el segmento norte que comprendió las regiones de Valparaíso, O'Higgins y Maule (33-35,3°S) y un segmento sur que abarcó la totalidad del litoral de la región del Biobío (35,8-38,6°S) generó el patrón de alzamientos y subsidencias característicos para un sismo de esta naturaleza, con un alzamiento significativo en zonas cercanas a la fosa como las penínsulas de Arauco, Hualpén y Tumbes, así como las islas Mocha y Santa María. El mayor alzamiento cercano a 2 m en el borde occidental de la península de Arauco. Por el contrario, los hundimientos se verificaron principalmente en el litoral de la región del Maule. Aunque la distancia normal a la fosa de su litoral es menor en el segmento norte que en el sur (descontando las penínsulas e islas mencionadas), en esta zona la subsidencia litoral puede ser explicada al estar situada la aspereza (ancho de mayor acoplamiento interplaca) más cerca de la fosa y a menor profundidad que la del segmento sur. El mayor alzamiento del litoral continental (Tirúa y Quidico) con respecto a la Isla Mocha en el extremo sur de la ruptura no sigue este patrón y puede deberse a la reactivación

de una falla. El terremoto del 11 de marzo de 2010 $M_w=6,9$ con epicentro cercano a Pichilemu, fue generado por una falla normal cortical de orientación NW-SE y manteo del plano de falla hacia el sur con descenso del bloque sur que generó movimientos cosísmicos verticales locales con un descenso en Pichilemu que fue de mayor magnitud que el alzamiento moderado que experimentó esa zona durante el terremoto del 27 de febrero. Los alzamientos y hundimientos provocados por el terremoto del 27 de febrero, generaron cambios geomorfológicos similares a los del terremoto de 1960 como plataformas de abrasión marina emergidas, ríos secos, ensanchamientos de playas en el caso de alzamientos y aumento de profundidad de ríos, vegetación sumergida, y disminución del ancho de playas en el caso de subsidencias. Este alzamiento decreciente de fosa a arco con subsidencias mayores en la zona limítrofe entre la Cordillera de la Costa y depresión Intermedia provocando este patrón de movimientos verticales un basculamiento al este del antearco, provocó el traslado hacia el este de masas de agua de ríos y lagos. Este efecto fue de corta duración en los ríos y de mayor duración en los lagos. Los perjuicios económicos son significativos, principalmente en la zona de alzamientos al disminuir el área de cultivos marinos o la mortandad de éstos y las subsidencias reducen el ancho de playas y favorecen inundaciones. El hecho que este terremoto haya abarcado en los extremos norte y sur segmentos que se rompieron en terremotos recientes, debe llevar a una reflexión en la definición de los segmentos de ruptura sísmicos tradicionalmente considerados y los períodos de recurrencia de los grandes terremotos.

Agradecimientos: Proyecto F1 209.603.010

Referencias

- COMTE, D., BECK, S. 2010. The 2010 Chile earthquake- variations in the rupture mode. American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis. Valparaiso, Viña del Mar y Valdivia. 16-24 mayo 2010, p. 20.
- KELSON, K., MOSS, R., SITAR, N., LEDEZMA, C., FROST, D., MONTALVA, G. 2010. Geo-Engineering Extreme Events Reconnaissance (GEER) Team A Interim Summary Coastal Geologic Observations following the 2010 M8.8 Chile Earthquake March 16, 2010. 24p.
- MADARIAGA, R., VIGNY, C., RUIZ, S., BUFORN, E., PRO, C., LANCIERI, M., RUEGG, J-C., FUENZALIDA, A., PEYRAT, S., CAMPOS, J., SOCQUET, A. 2010. The Maule Mw 8.8 earthquake: Modelling using 1 Hz cGPS and seismic data. American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis. Valparaiso, Viña del Mar y Valdivia. 16-24 mayo 2010, p. 31.
- OKADA, Y. 1985. Internal deformation due to shear and tensile faults in a half-space. Bulletin of the Seismological Society of America; April 1992; v. 82; no. 2; p. 1018-1040.
- PLAFKER, G.; SAVAJE, J. 1970. Mechanism of the Chilean Earthquakes of May 21 and 22, 1960. Geological Society of America Bulletin, v. 81, p. 1001-1030.
- PLAFKER, G. 1972. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960; implications for arc tectonics. Journal of Geophysical Research, v. 77, p. 901-925.
- PONCE, L., SAN MARTÍN, E., KAUSEL, E. 1994. Características de la Sismicidad (1965-1993), $m_b > 4,7$ asociado a la Brecha Sísmica "Pichilemu-Concepción". VII Congreso Geológico Chileno, Actas, v1., p. 689-694.
- QUEZADA, J. 2007. Interacción entre procesos tectónicos y procesos erosivos en la configuración del relieve litoral del Norte de Chile. Tesis para optar al grado de Doctor en ciencias, Mención Geología. Universidad Católica del Norte, Antofagasta, Chile. 190 p.
- RUEGG, J-C., RUDLOFF, A., VIGNY, C., MADARIAGA, R., DE CHABALIER, J., 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 (2009) 78–85.
- SLADEN, A.; MARK, S., BEVIS, M., BROOKS, B., FOSTER, J., SMALLLEY, R., LIN, Y., FIELDING, E., ORTEGA, F., OWEN, S., HELMBERGER, D., WEI, S., PARRA, H., BAEZ, J. A coseismic distributed slip model for the 2010 Mw 8.8 Maule (Chile) earthquake. American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis. Valparaiso, Viña del Mar y Valdivia. 16-24 mayo 2010, p. 47.

- VARGAS, G., FARIÁS, M., CARRETIER, S., BAIZE, S., TASSARA, A. 2010. Alzamiento cosísmico asociado al terremoto Mw8.8 en Chile central y efectos del tsunami entre los 33,2°S y 39,8°S. 22 p.
- VEYL, C. 1960. Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de mayo de 1960 en el sur de Chile. Universidad de Concepción, Instituto Central de Química, 42 p.
- VIGNY, C., SOCQUET, A., CAMPOS, J., CARRIZO, D., RUEGG, J-C., Métois, M., Morvan, S., Aranda, C. The Maule Mw 8.8 earthquake monitored by continuous survey mode GPS. American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis. Valparaiso, Viña del Mar y Valdivia. 16-24 mayo 2010, p. 51-52.



