

Revista de Geografía Norte Grande

ISSN: 0379-8682

hidalgo@geo.puc.cl

Pontificia Universidad Católica de Chile
Chile

Quezada, Jorge; Jaque, Edilia; Fernández, Alfonso; Vásquez, Daniela
Cambios en el relieve generados como consecuencia del terremoto Mw = 8,8 del 27 de febrero de
2010 en el centro-sur de Chile
Revista de Geografía Norte Grande, núm. 53, 2012, pp. 35-55
Pontificia Universidad Católica de Chile
Santiago, Chile

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=30025035003>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica
Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto

Cambios en el relieve generados como consecuencia del terremoto Mw = 8,8 del 27 de febrero de 2010 en el centro-sur de Chile¹

Jorge Quezada², Edilia Jaque³, Alfonso Fernández⁴ y Daniela Vásquez⁵

RESUMEN

El 27 de febrero de 2010 ocurrió un terremoto Mw=8,8 en el centro-sur de Chile que provocó alzamientos y subsidencias cosísmicas. El litoral de la Región del Biobío tuvo alzamiento cosísmico que generó el ensanchamiento de playas, la emersión de la plataforma de abrasión marina, desecamiento de ríos y humedales y muerte de biota intermareal. Por el contrario, el litoral entre las regiones de Valparaíso y O'Higgins experimentó subsidencia cosísmica que provocó una disminución del ancho de las playas, profundización de ríos, sumergencia de barras litorales e inundación de vegetación y su desecación. El *tsunami* arrastró arenas litorales y vegetación hacia el interior. Las arenas del litoral que quedaron sueltas, fueron redepositadas en 2010 y 2011 debido a las marejadas, ensanchando playas, reconstruyendo aquellas que habían disminuido por la subsidencia cosísmica así como las barras litorales.

Palabras clave: Terremoto, alzamiento, subsidencia, cambio, relieve

ABSTRACT

On February 27th 2010 a Mw=8,8 earthquake occurred in south-center Chile that caused coseismic uplift and subsidence. The littoral zone of the Biobío Region was uplifted causing widening of the beaches, the emersion of the marine abrasion platform, drying of rivers and wetlands and intertidal biota death. The coast between Valparaíso and O'Higgins regions experienced subsidence that caused reduction of the width of the beaches, deepening of rivers, submergence of coastal bars, vegetation flooding and drying. The tsunami drags coastal sands and vegetation into the interior. The coastal sands became with low compaction, were reworked in 2010 and 2011 due to the storm waves, widen beaches, reconstructing what had decreased by coseismic subsidence, as well as the coastal bars.

Key words: earthquake, uplift, subsidence, change, relief

¹ Esta investigación fue financiada por la Dirección de Investigación de la Universidad de Concepción a través de los proyectos DIUC 207.025.036-1.0 (Investigador responsable Dr. Jorge Quezada) y DIUC N° 209.603.010-1.0 (Investigador responsable Dra. Edilia Jaque).

² Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción (Chile). E-mail: jquezad@udec.cl

³ Departamento de Geografía, Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía, Universidad de Concepción (Chile). E-mail: edjaque@udec.cl

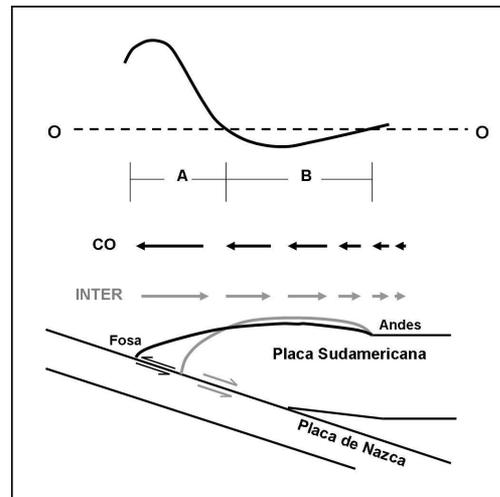
⁴ Departamento de Geografía, Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía, Universidad de Concepción (Chile). E-mail: alfernandez@udec.cl

⁵ Departamento de Geografía, Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía, Universidad de Concepción (Chile). E-mail: daniela.wsk@gmail.com

Los terremotos de subducción se generan en el contacto interplaca donde una placa oceánica se hunde bajo una placa continental u otra oceánica provocando un alzamiento en la zona cercana a la fosa, el cual decrece en dirección al arco gradando a subsidencia. La zona de alzamiento se localiza, principalmente, en el piso oceánico trasladando grandes volúmenes de agua generando el *tsunami*. Durante el período intersísmico ambas placas permanecen acopladas formando un arqueamiento o flexura antiforme de la placa continental que experimenta una compresión horizontal, donde la zona litoral se mueve hacia el arco, y durante el período cosísmico esta flexura se extiende hacia la fosa. Si el litoral se encuentra cerca de la fosa, experimenta un alzamiento cosísmico, y si está más lejos, una subsidencia (Figura N° 1). La distancia de transición de alzamiento y subsidencia cosísmica depende de la inclinación del plano de subducción y de la profundidad de la zona de ruptura en la zona del contacto interplaca (Quezada, 2007, Farías et al., 2010). De esta forma, si la ruptura es más superficial, la distancia normal a la fosa de transición entre alzamientos y subsidencias es menor.

En Chile, existen terremotos de subducción debido a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, donde las islas litorales como Quiriquina, Santa María, Mocha, Guafo y Guamblin, así como las penínsulas de Mejillones, Tongoy, Coliumo, Hualpén y Arauco, han experimentado importantes alzamientos cosísmicos debido a su cercanía con la fosa. Por el contrario, el litoral entre Arica e Iquique ($18,5^{\circ}$ S- 20° S) así como entre Puerto Saavedra y Chiloé ($38,7^{\circ}$ S- $43,4^{\circ}$ S) y la vertiente oriental de la cordillera de la Costa y Depresión Intermedia, han experimentado una subsidencia cosísmica debido a su lejanía con la fosa. Estos cambios verticales del terreno generan variaciones importantes en el relieve. Los cambios más documentados son para el terremoto de Concepción, de 1835, donde Fitz-Roy (1839) y Darwin (1851) describen los alzamientos en el litoral de la Región del Biobío que se manifestaron principalmente mediante la emersión de la plataforma de abrasión marina y la muerte de la biota intermareal. Los terremotos del 21 y 22 de mayo de 1960 en el sur de Chile provocaron alzamientos métri-

Figura N° 1
Patrón de movimientos cosísmicos verticales en un terremoto de subducción.



La curva superior ilustra el alzamiento decreciente de fosa a arco gradando a subsidencia. Las flechas indican los movimientos horizontales CO: Cosísmico; INTER: Intersísmico; A: zona de alzamiento cosísmico; B: zona de subsidencia cosísmica. En el intersísmico, las placas están adheridas formándose una flexura antiforme en la placa Sudamericana provocando un acortamiento aproximadamente normal al arco y fosa, y movimientos horizontales en dirección a la cordillera de los Andes. Esta flexura se extiende hacia la fosa durante el terremoto generando el patrón de alzamientos verticales que se indica en la curva superior.
Fuente: Elaboración propia.

cos en la península de Arauco e islas Mocha, Guamblin y Guafo provocando los mismos efectos que los de 1835, así como una subsidencia generalizada entre Tirúa y Chiloé que provocó el avance del mar, disminución del ancho de playas y el aumento de las cuencas hidrográficas de ríos, inundándose varias zonas como las cercanas a los ríos Calle calle e Imperial (Veyl, 1960; Plafker & Savaje, 1970).

En el presente trabajo se indican los principales cambios del relieve generados como consecuencia del terremoto Mw=8,8 del 27 de febrero de 2010 que afectó el centro-sur de Chile. En los años previos a la ocurrencia del terremoto (2007-2009), se recorrió el litoral de la Región del Biobío incluyendo

las islas Santa María y Mocha con diferentes objetivos, como la medición de la planicie holocena y las variaciones en el humedal de Tubul y desembocadura del río Itata. Luego del terremoto de 2010, se recorrió el área entre Cartagena y la isla Mocha (33,5°S-38,6°S) entre marzo y mayo de 2010. Algunos lugares específicos se visitaron reiterativamente en 2010, 2011 y 2012. Las visitas sucesivas a diversas localidades antes y después del terremoto de 2010, permitieron determinar los cambios del relieve y procesos involucrados. Los principales efectos se relacionan con las variaciones relativas del nivel del mar, ríos y lagos así como la sedimentación fluvial y litoral. En localidades no visitadas antes del terremoto de 2010, se utilizaron fotografías obtenidas de Panoramio o facilitadas por lugareños y se compararon imágenes satelitales antes y después del terremoto.

Características de la ruptura sísmica del terremoto del 27 de febrero de 2010

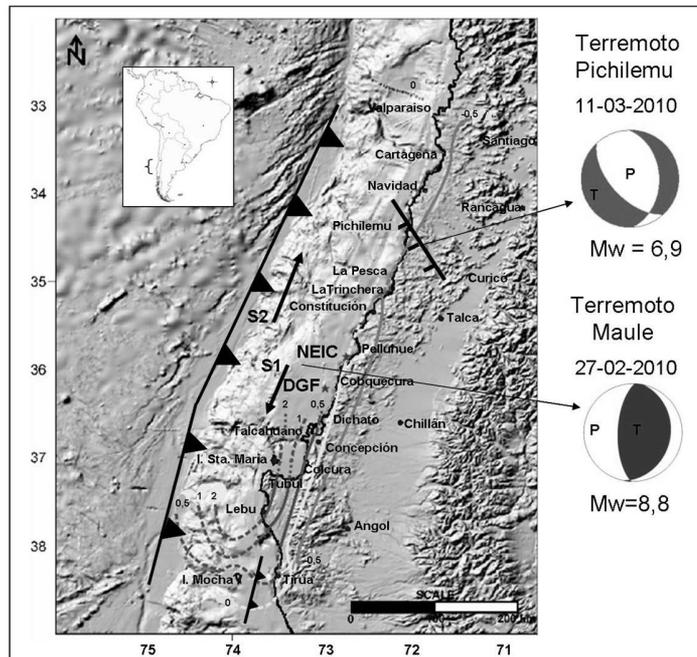
El 27 de febrero de 2010, a las 03:34 hora local (6:34 UTC), se produjo un terremoto de magnitud momento $M_w = 8,8$ que afectó la zona centro-sur de Chile. Según el NEIC (National Earthquake Information Center, dependiente del Servicio Geológico de Estados Unidos, USGS), el epicentro se localizó a los 36,12° S / 72,9° W y el hipocentro a 35 km de profundidad, mientras que el DGF (Servicio Sismológico de la Universidad de Chile dependiente del Departamento de Geofísica) localizó el epicentro a los 36,29° S / 73,24° W y el hipocentro a 30 km de profundidad (Figura N° 2).

El mecanismo focal determinado por el NEIC es inverso con plano de ruptura de orientación N14° E/19° E, correspondiendo al plano de subducción. La longitud de ruptura es de 640 km entre 33° S-38,6° S (entre Valparaíso y el sur de la isla Mocha), la cual es posible de determinar considerando la distribución de las réplicas y movimientos cosísmicos verticales. El terremoto del 27 de febrero de 2010 tuvo dos segmentos de ruptura (segmento norte y segmento sur, indicados en la Figura N° 2), como evidencian análisis y modelados de las ondas sísmicas del terremoto (Sladen *et al.*, 2010; Comte & Beck, 2010;

Madariaga *et al.*, 2010, Delouis *et al.*, 2010; Lay, 2011 y Lorito *et al.*, 2011). Estos segmentos están ligados a dos asperezas, la aspereza situada al sur fue el inicio de la ruptura sísmica del segmento sur que se propagó hacia el sur, aproximadamente desde los 36° S (Figura N° 2). En la segunda aspereza en el plano de subducción, aproximadamente a los 35,4° S, se inició la ruptura del segmento norte que se propagó hacia el norte, la cual comenzó en un lapso cercano a un minuto respecto a la primera ruptura (Vigny *et al.*, 2011). Para el segmento norte se determinó un deslizamiento máximo de 16-21m (Lay, 2011; Delouis *et al.*, 2010; Tong *et al.*, 2010; Lorito *et al.*, 2011; Pollitz *et al.*, 2011). Para el segmento sur se determinó un deslizamiento máximo de 9-13 m (Lay, 2011; Delouis *et al.*, 2010; Pollitz *et al.*, 2011; Lorito *et al.*, 2011). Por su parte, Vigny *et al.* (2011), realizando modelados con mediciones GPS, determinaron 15 m de deslizamiento máximo en ambas asperezas. En la zona epicentral ocurrió poco deslizamiento cosísmico (Delouis *et al.*, 2010; Moreno *et al.*, 2010; Lorito *et al.*, 2011; Vigny *et al.*, 2011). Debido al desplazamiento interplaca, ocurrieron movimientos horizontales en el borde occidental de la placa Sudamericana en dirección al SW en sentido opuesto a la convergencia de placas que alcanzaron magnitudes de 3 m en Concepción (36,8° S), según indicó el GPS del observatorio geodésico TIGO y ~5 m en Constitución (35,3° S) y en la parte NW de la península de Arauco (37,2° S) (Vigny *et al.*, 2011).

Producto de la extensión cosísmica, se generaron alzamientos de ~2 m en la península de Arauco e isla Santa María (37° S-37,7° S), 1,4 m en Tubul (37,2° S) y ~0,5 m en el litoral de la Región del Biobío entre 36,7° S-37° S. Por el contrario, el litoral de las regiones de Valparaíso, O'Higgins y Maule experimentó una subsidencia, siendo mayor en la Región del Maule, de magnitud cercana a un metro. La distancia normal a la fosa de transición entre alzamientos y subsidencias es de ~135 km en el segmento sur de la ruptura y ~120 km en el segmento norte de la ruptura, lo cual evidencia que la ruptura en el segmento sur se localizó en una posición más profunda del plano de subducción. El área de Tirúa-isla Mocha (38,3-38,4° S) experimentó un alzamiento anómalo ya que la isla Mocha se

Figura N° 2
Área afectada por el terremoto del 27 de febrero de 2010



La longitud de ruptura es equivalente al largo de las trazas de falla indicadas. Se indican las magnitudes en metros de los movimientos cosísmicos verticales. Las flechas indican la propagación de las rupturas del 27/2/10: S1= Segmento sur, S2= Segmento norte. Las estrellas indican la localización del epicentro según el DGF (más cercano al real) y NEIC. Se indica la falla normal asociada al terremoto de Pichilemu del 11 de Marzo de 2010 y la falla inversa (de atajo, *splay fault*) entre Tirúa y la isla Mocha que habría acomodado la mayor parte del movimiento en el extremo sur del terremoto del 27 de febrero de 2010.

Fuente: Elaboración propia.

alzó 25 cm y Tirúa 60 cm. Las réplicas en el área de ruptura se concentraron entre marzo y mayo de 2010, decayendo progresivamente. El 11 de marzo de 2011, se produjo un nuevo evento sísmico $M_w = 6,9$ en el área de Pichilemu ($34,4^\circ S$), que reactivó una falla normal cortical de orientación NW-SE descendiendo el bloque sur (Farías *et al.*, 2011; Ryder *et al.*, 2012) provocando una subsidencia mayor al alzamiento cosísmico del 27 de febrero de 2010. Esta falla se reactivó como consecuencia del cambio de esfuerzos en la placa Sudamericana luego de la ruptura del 27 de febrero de 2010. El 2 de enero de 2011 se produjo una réplica $M_w = 7,1$ en el área de Tirúa-isla Mocha ($38,3^\circ S$) que produjo un alzamiento de 50 cm en la isla Mocha y una subsidencia de 15 cm en Tirúa.

Cambios en el relieve generados por los movimientos cosísmicos verticales

Alzamientos

El litoral de la Región del Biobío presentó las principales evidencias de alzamiento cosísmico (Figuras N° 3-9). La península de Arauco e isla Santa María ($37^\circ S$ - $37,7^\circ S$) experimentaron alzamientos cosísmicos que superaron los 2 m. En las campañas de terreno y sobrevuelos de esa zona antes del terremoto, se pudo constatar que el acantilado costero que se localiza en el borde occidental de la isla Santa María y península de Arauco, se encontraba activo (Figuras N° 3 y N° 5). El aumento del nivel del mar era notorio en

Figura N° 3
Punta Lavapié: Izquierda 2008, derecha 2010, se distingue la biota intermareal muerta en la roca de color claro. La emersión de la plataforma de abrasión marina y formación de una nueva playa es evidente.



Fuente: Colección personal de los autores.

Figura N° 4
Emersión de la plataforma de abrasión marina en la base del acantilado costero del borde occidental de la península de Arauco.



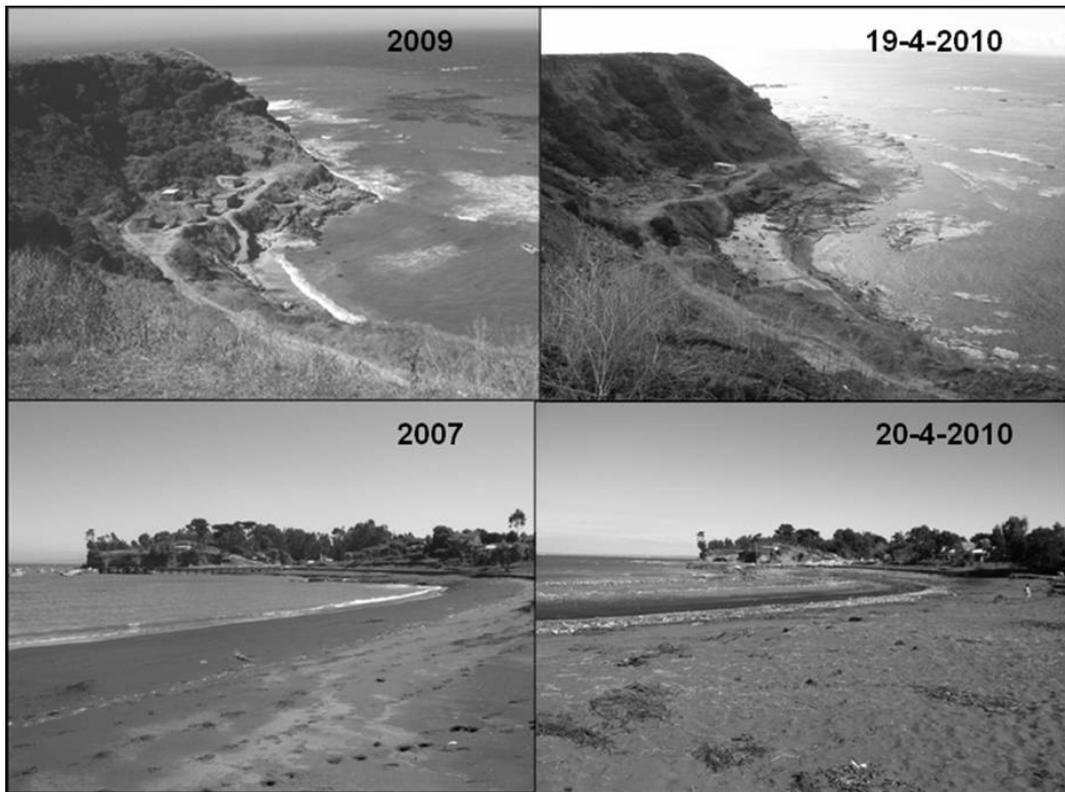
Se distingue el *Lithothamnium* blanqueado, y los bloques (*boulders*) de arenisca de la fotografía derecha, fueron depositados por el *tsunami*.
Fuente: Colección personal de los autores.

estas localidades evidenciando la subsidencia intersísmica. Este efecto obligó a construir muros de protección en las localidades de Tubul, Llico, Punta Lavapié y la costanera de Lebu (Figuras N° 7 y N° 8), ya que el mar estaba llegando hasta las viviendas y caminos más próximos al litoral, ocurriendo daños importantes durante las marejadas. Durante el terremoto del 21 de mayo de 1960, Lebu experimentó un alzamiento de 1,2-1,3m (Veyl,

1969; Plafker & Savaje, 1970), provocando la emersión de la plataforma de abrasión marina y el desecamiento del río Lebu, el cual quedó no apto para la navegación. En las décadas previas al terremoto de 2010, la subsidencia intersísmica provocó que el río Lebu fuera nuevamente navegable. Por el contrario, el alzamiento cosísmico de 1960 en la isla Mocha, no se recuperó como pudo constatare en la visita efectuada el 6 y 7 de noviembre

Figura N° 5

Isla Santa María. Arriba, caleta Hernández, abajo, Puerto Sur. La emersión de la plataforma de abrasión marina y ensanchamiento de la playa es evidente.



Fuente: Fotografía superior izquierda: Carabineros de Chile, isla Santa María. Fotografías restantes, colección personal de los autores.

de 2009, evidenciado por la permanencia del segmento de plataforma de abrasión marina emergida en esa ocasión, que permitió la construcción de un camino que bordea la isla.

Luego del alzamiento cosísmico de 2010, se produjo una emersión de la plataforma de abrasión marina, quedando fosilizado el acantilado costero y emergieron nuevos arrecifes en el borde occidental de la península de Arauco e isla Santa María, quedando expuesta la biota intermareal que pereció debido a la falta de agua (Figuras N° 3, N° 4 y N° 5). Destaca la microalga *Lithothamnium* que vive adherida a las rocas litorales, suministrándole tonalidades rojizas; luego del terremoto, quedó de color blanco. Picorocos (*Balanus*), choritos (*Perumytilus*), estrellas de mar (*Stichaster striatus*), huiros (*Macrocystis*

pyrifera) y luche (*Ulva lactuca*), entre otras especies, quedaron desecados (Figuras N° 3, 4 y 5). En zonas con abundante luche desecado, el olor es fétido debido a su descomposición. El espesor de la biota intermareal muerta sirve para determinar el alzamiento cosísmico. Las mediciones deben realizarse en zonas protegidas del oleaje ya que el impacto directo produce el efecto salpicadura (*splash*) y la amplitud vertical de la biota intermareal muerta es mayor. Las playas de esta zona fueron ensanchadas destacando aquellas situadas en Morhuilla, Lebu e isla Santa María (Figura N° 5). En Tubul, se produjo un retroceso de 200 m del mar debido a su baja pendiente, quedando una playa de arena fina negra, y fosilizado el rompeolas (Figura N° 8). En Llico y Punta Lavapié sucedió un proceso similar con nuevas playas de arenas amarillentas (Figuras N° 3 y N° 7). El alzamiento

cosmismo produjo un nuevo desecamiento del río Lebu, similar al de 1960, quedando imposibilitada la navegación y las embarcaciones quedaron de costado (Figura N° 6). El humedal de Raqui-Tubul experimentó también un desecamiento importante, quedando expuesto el lecho limoso y con un impacto importante en la flora y fauna (Figura N° 9).

Al norte y sur de la península de Arauco, el alzamiento litoral en la Región del Biobío fue de 40-60 cm. El alzamiento fue notorio en el borde occidental de las bahías de Coliumo y Concepción. Debido a su baja pendiente y la presencia de los humedales

de Coliumo y Rocuant, el retroceso horizontal del mar fue notorio y los humedales quedaron parcialmente desecados. Un efecto similar ocurrió en el humedal de Lenga en la bahía de San Vicente que quedó con una playa un poco más ancha. Más al sur, en la desembocadura del río Biobío, también existe un pequeño humedal quedando la laguna litoral con menos agua y las totoras (*Typha*) secas.

Las playas del borde oriental del golfo de Arauco como Escuadrón, Coronel, Playa Blanca, Lota, Colcura, Chivilingo y Laraquete (36,8° S-37,1° S) quedaron ensanchadas y en las rocas litorales también pereció la

Figura N° 6
El desecamiento del río Lebu impide la navegación



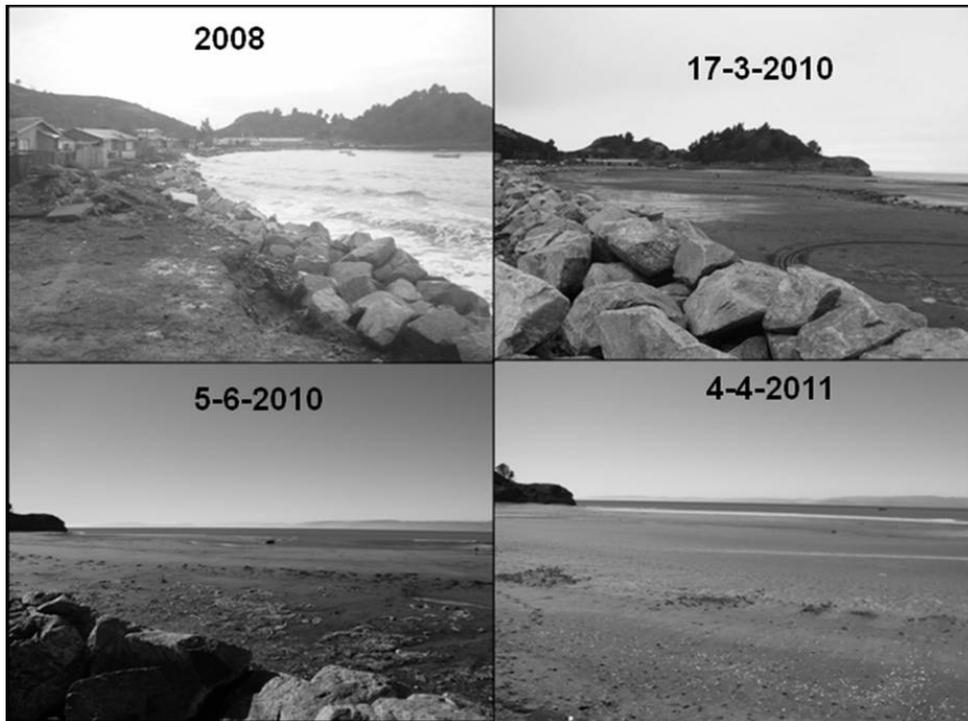
Fuente: Colección personal de los autores.

Figura N° 7
Llico (37,19°S/73,56°W). Izquierda: 2007; centro: 17-3-2010; derecha: 6-5-2011.



Antes del terremoto la subsidencia cosmismo obliga la construcción de un enrocado, luego del terremoto el alzamiento cosmismo de 2 m provoca un retroceso del litoral y el tsunami genera muchos escombros (centro), y posteriormente las marejadas de 2010 depositan un gran volumen de arenas formando una extensa playa. Fuente: fotografía izquierda: Panoramio. Fotografías restantes, colección personal de los autores.

Figura N° 8
Evolución del litoral de Tubul



Antes del terremoto, la subsidencia litoral obligó a la construcción de un enrocado, luego del terremoto en 2010 el mar se retira 200 m, luego se forma una laguna costera y posteriormente las marejadas depositaron más arenas de playa.

Fuente: Colección personal de los autores.

biota intermareal. Al sur de la península de Arauco ocurrieron procesos similares, la playa de Quidico ($38,2^{\circ}$ S) fue ensanchada quedando expuesta la biota intermareal y el muro rompeolas seco, y en Tirúa ($38,3^{\circ}$ S) se produjo un desecamiento del río homónimo que dificultó la navegación. Los lagos Lanahue y Lleulleu ($37,9^{\circ}$ S- $38,2^{\circ}$ S) evidenciaron también los cambios verticales, generándose una traslación hacia el E de las aguas, que produjo un descenso del nivel del agua en la ribera occidental y un aumento en la oriental donde algunos muelles quedaron sumergidos (Figura N° 10). Ello se debe al alzamiento cosísmico decreciente de W a E que provoca un basculamiento del terreno hacia el E (Figura N° 10) en un proceso análogo al inclinar un vaso con agua. En la zona epicentral del

terremoto de 2010 entre Pelluhue y la desembocadura del río Itata ($35,65^{\circ}$ S- $36,4^{\circ}$ S), no se reconocieron cambios en el relieve ni existen evidencias de cambios del nivel del mar. En la playa de Locanco ($35,5^{\circ}$ S) existen evidencias de alzamiento cosísmico de ~ 30 cm con biota intermareal muerta y nuevos arrecifes emergidos, ya que el litoral se acerca localmente a la fosa. En la Región del Maule no se reconocieron otras zonas de alzamiento cosísmico. En la Región de O'Higgins tampoco se reconocieron evidencias de alzamientos cosísmicos, aunque Farías *et al.* (2010) y Vargas *et al.* (2011) reconocen evidencias de alzamiento ~ 20 cm en Pichilemu ($34,4^{\circ}$ S) y Topocalma ($34,1^{\circ}$ S) con biota intermareal muerta. Estas zonas también constituyen prolongaciones locales del litoral hacia la fosa.

Figura N° 9
Desecamiento del humedal de Raqui-Tubul



Fuente: Colección personal de los autores.

Figura N° 10
Inundación de un muelle y vegetación ribereña en la ribera oriental del lago Lleulleu
(38,1°S/73,27°W) debido a la traslación del agua por el alzamiento cosísmico decreciente
de W a E que provoca un basculamiento al E del terreno.



Fuente: Colección personal de los autores.

Subsidencias

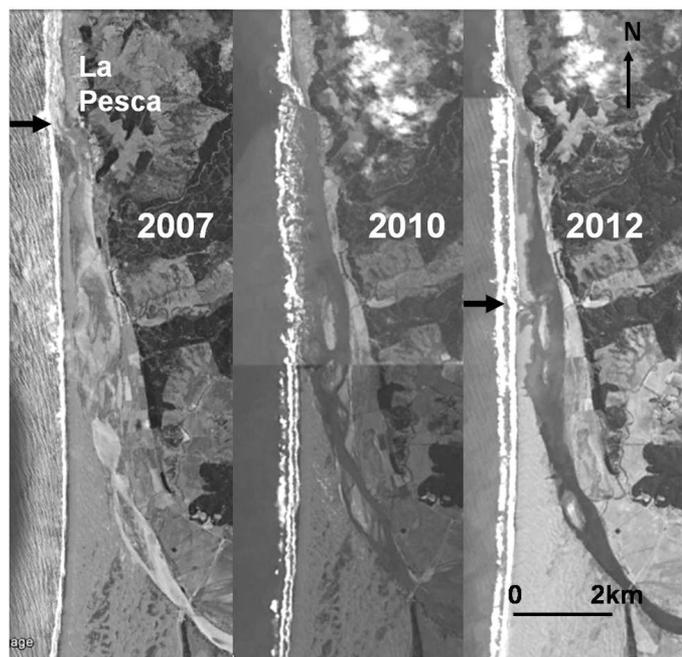
La subsidencia cosísmica litoral es marcada entre la parte sur de la Región de O'Higgins y la mayor parte de la Región del Maule ($34,5^{\circ}$ S- $35,4^{\circ}$ S) con magnitudes entre 0,4-0,8 m. El cambio del relieve más notorio es la disminución del ancho de las playas. En Bucalemu, un arco que une dos rocas con arena de playa debajo, antes del terremoto quedó con agua de mar y el retroceso de la playa fue superior a 10 m (Figura N° 18). Más al sur, la playa de Duao ($34,9^{\circ}$ S) desapareció por completo en algunas partes, llegando el mar hasta los muros protectores. Uno de los cambios más notables es la desaparición de la barra del río Mataquito (35° S). Esta barra se extendía 8 km hacia el norte por el litoral desde el eje del río, el cual desemboca en la localidad de La Pesca ($34,97^{\circ}$ S/ $72,19^{\circ}$ W). Esta barra en su extremo sur tenía dunas de alturas mayores a 4 m. Debido a la subsidencia litoral y la remoción de las arenas por el *tsunami*, la barra fue sumergida, permaneciendo solo donde había dunas más altas y

todo el litoral donde estaba la barra quedó expuesto al oleaje marino (Figuras N° 11, N° 12 y N° 19).

La vegetación herbácea de la ribera del río Mataquito quedó cubierta por el mar, secándose y pereciendo. Un efecto similar ocurrió en la desembocadura del río Huenchulami donde formaba un humedal en La Trinchera ($35,1^{\circ}$ S). Luego del terremoto, la barra litoral desapareció, el humedal se ensanchó y el agua salada cubrió bosques de pinos y eucaliptos que perecieron. En Constitución ($35,3^{\circ}$ S), la subsidencia cosísmica de 40 cm provocó una disminución del ancho de la playa Los Gringos y el aumento de la profundidad en la zona de la desembocadura del río Maule, favoreciendo la navegación, cubriendo el agua salobre las raíces y base de los troncos de los eucaliptos más ribereños de la isla Orrego, que perecieron, quedando sin follaje (Figuras N° 13 y N° 16).

En la playa Chica de Cartagena ($33,6^{\circ}$ S) se pudo observar el 14 de abril de 2010 una

Figura N° 11
Imágenes Google Earth donde puede observarse la evolución de la barra del río Mataquito. La flecha indica la desembocadura.



Fuente: Google Earth, 2007, 2010 y 2012.

Figura N° 12
Orilla del río Mataquito 500 m al sur de La Pesca



Fotografía de la izquierda, abril 2010, se distingue la vegetación terrestre seca al ser cubierta por agua salada. Fotografía de la derecha, mismo lugar en abril 2012, la vegetación fue reemplazada por otras especies acuáticas y se depositaron arenas durante marejadas.
Fuente: Colección personal de los autores.

Figura N° 13
Eucaliptos sumergidos y desecados en la isla Orrego del río Maule en Constitución debido al ser cubiertos por agua salobre, abril 2011



Fuente: Colección personal de los autores.

nueva capa de luche nuevo de color verde muy claro en la parte superior de las rocas litorales de 30-40 cm de espesor, que evidencia una subsidencia cosísmica al llegar el nivel del mar a mayor cota, esta alga colonizó

la parte superior de las rocas. Testimonios de pescadores del vecino puerto de San Antonio también indican un aumento de la altura de la marea alta, lo cual evidencia una subsidencia cosísmica, que fue corroborada con GPS

en la localidad de Rocas de Santo Domingo (7 km al sur de Cartagena), el cual indicó un hundimiento de 16 cm (Vigny *et al.*, 2011). Capas de luche nuevo también fueron observadas en la zona de Iloca, Duao y Pichilemu.

Otros efectos de la subsidencia cosísmica fueron notorios en ríos y lagos. Las salinas de Boyeruca (34,7° S) quedaron con más agua, la cota del agua del lago Vichuquén (34,8° S) aumentó en 40 cm y el agua inundó algunas zonas ribereñas de baja pendiente, especialmente hacia el NW y el río que desagua este lago al mar en su trayecto hacia Llico (34,75° S / 72,08° W), cubrió algunos árboles ribereños (el *tsunami* penetró hasta el lago Vichuquén). En el río Itata (36,4°S), la laguna litoral quedó con mayor superficie; en Trehuaco (a 20 km de la desembocadura) y Ñipas (a 33 km de la desembocadura) el río Itata aumentó su caudal ocurriendo un flujo contracorriente inundando zonas ribereñas. En Ñipas, la inundación permaneció al menos tres días desde el terremoto, alcanzando un metro en algunas tiendas de campamento instaladas en

las arenas del río. Ello se debe a la modificación del perfil de thalweg, estando esa zona cercana a la máxima subsidencia cosísmica (Figura N° 1), lo que favorece la acumulación de agua.

Un fenómeno similar ocurrió en el río Biobío. En la localidad de Santa Juana (37,2° S, a 50 km de la desembocadura) se produjo un *seiche* con un avance del río en sentido contracorriente que inundó 1,2 m en la vertical y 70 m en la horizontal sin provocar daños al no existir viviendas ribereñas y luego se produjo un retroceso. Aguas arriba en la zona de Laja-San Rosendo, donde se produce la confluencia de los ríos Biobío y Laja, se produjo un aumento de la altura del agua de 50 cm que cubrió una amplia extensión de la vegetación ribereña. Este efecto fue observado el 4 de abril de 2010 y no habían ocurrido precipitaciones de importancia ni deshielos luego del terremoto (Figura N° 14). Un GPS en esa zona registró 50 cm de subsidencia cosísmica (Vigny *et al.*, 2011) y esta zona corresponde a la de mayor magnitud en direc-

Figura N° 14

Inundación de vegetación en el río Laja el 4 de abril de 2010 en la zona de confluencia con el río Biobío (Laja-San Rosendo) debido a que está en la zona de mayor subsidencia cosísmica.



Notar el follaje de los árboles, que permite distinguir esta inundación de las que ocurren en invierno.

Fuente: Colección personal de los autores.

ción normal a la fosa, de modo que también favoreció la acumulación de agua.

Efectos de las ondas sísmicas

Las ondas sísmicas tuvieron amplitudes métricas como evidencian algunas zonas con suelos blandos como el puente Maule en la ciudad de Coronel, quedando el suelo ondulado (Figura N° 15). Procesos de licuefacción y agrietamientos del suelo fueron comunes. Los agrietamientos fueron mayores en riberas de ríos y lagos donde existía una fuerte pendiente o talud, al crearse un efecto de borde por la existencia de una superficie libre, se favorece una extensión horizontal que provocó el deslizamiento de bloques de suelo con árboles incluidos, varios metros hacia los cuerpos de agua y en algunos casos quedaron sumergidos. El hecho que los árboles permanecieran horizontales, evidencian una remoción en masa translacional. Zonas donde se observó este proceso: ríos Mataquito, Itata, Biobío, Laguna Grande de San Pedro, Lago Lleulleu y Laguna Redonda

de Concepción. En esta última, alguna grieta grande en su fondo, provocó una evacuación importante de agua que provocó un descenso de un metro del nivel del agua, quedando expuestas las raíces de los sauces ribereños. El Radal Siete Tasas al interior de Curicó así como una laguna en la isla Mocha, fueron desecadas posiblemente debido a un proceso similar. Otro efecto de las ondas sísmicas fueron grandes remociones en masa tipo desprendimientos en la isla Quiriquina, isla Santa María y borde norte y este de la península de Arauco. Estos desprendimientos ocurrieron en el acantilado costero, conformado por un talud de gran pendiente y roca arenisca fracturada. En el área de Tubul se produjeron varios cortes del camino y la altura del material removido superó los 10 m.

Cambios en el relieve en los meses posteriores al terremoto

Luego de la ocurrencia del terremoto del 27 de febrero de 2010, ocurrieron cambios

Figura N° 15
Ondulación del terreno debido a las ondas Love en el puente Maule de la ciudad de Coronel (37°S).



Fuente: Colección personal de los autores.

importantes del relieve generados, principalmente, por las réplicas y el oleaje marino, especialmente durante marejadas.

Durante el período de mayor frecuencia de réplicas que ocurrió entre marzo y abril de 2010, se observó una recuperación de parte del alzamiento cosísmico ~20-30 cm de subsidencia postsísmica en la isla Santa María y borde occidental de la península de Arauco que se evidencia por un pequeño avance del mar y la inundación de la parte inferior de la zona de *Lithothamnium* blanqueado en la base de las rocas litorales. Desde mayo de 2010, se observó una estabilidad en el nivel relativo del mar. Las mayores réplicas del terremoto del 27 de febrero de 2010 tuvieron magnitud $M_w = 7,1$. La primera de ellas ocurrió el 2 de enero de 2011 en el área de Tirúa-isla Mocha. Un recorrido en ambas localidades efectuado el 20 de enero de 2011, permitió determinar un alzamiento de 50 cm en la isla Mocha y una subsidencia de 15 cm en Tirúa. Este nuevo alzamiento cosísmico en la isla Mocha provocó una mayor emersión de la plataforma de abrasión marina que la de 2010 y una nueva capa de *Lithothamnium* blanqueado recientemente con 50 cm de espesor, que se distingue de un remanente de *Lithothamnium* blanqueado el año anterior. Se produjo una nueva mortandad de biota intermareal como choritos y luche, y otra especie de alga in-

termareal adquirió tonalidades amarillas. El descenso del nivel del mar es notorio en el muro situado a un costado del muelle nuevo en la costa oriental de la isla, donde el oleaje es protegido y es posible medir el espesor de la biota intermareal muerta. El aumento del nivel de río Tirúa es notorio al comparar el paisaje en las visitas efectuadas el 27-4-2010 y 20-1-2011, y esta variación puede determinarse en la base de los pilotes del puente. Testimonios de lugareños indican que ocurrió un nuevo *tsunami* penetrando un flujo contracorriente en el río Tirúa.

En la isla Mocha no se manifestó ningún *tsunami* y ese flujo puede ser explicado por la subsidencia cosísmica. La otra réplica $M_w = 7,1$ ocurrió el 25 de marzo de 2012 cerca de Constitución. Dos visitas se realizaron en esa zona, la primera el 10 de abril de 2012 y la segunda el 15 de mayo de 2012. Testimonios de pescadores de Constitución indicaron una mayor dificultad en la navegación por el río Maule y los troncos ribereños de la isla Orrego ya no estaban tan sumergidos, lo que puede indicar un pequeño alzamiento cosísmico (Figura N° 16). El río Mataquito no tuvo variaciones importantes, pero en la visita efectuada el 15 de mayo se pudo notar una amplia inundación del humedal de La Trinchera, incluso en hora de marea baja, lo

Figura N° 16
Inundación de un árbol en el borde W de la isla Orrego, Constitución



Fotografía de la izquierda, abril 2011. Fotografía de la derecha, mayo 2012, y la inundación es menor, emergiendo parte de la isla. Fotografías tomadas en transición entre mareas.
Fuente: Colección personal de los autores.

Figura N° 17
Inundación de pinos en La Trinchera (35,1° S).



Fotografía de la izquierda, abril 2012. Fotografía de la derecha, mayo 2012. Ambas imágenes tomadas en transición entre mareas. Los pinos murieron al ser cubiertos por agua salada. Se distingue la mayor inundación en la fotografía derecha. No hubo precipitaciones importantes entre abril y mayo de 2012.

Fuente: Colección personal de los autores.

cual podría evidenciar una nueva subsidencia cosísmica en esa zona (Figura N° 17).

Cambios importantes en el relieve litoral ocurrieron luego de las marejadas entre junio y septiembre de 2010. Bucalemu fue visitado el 13 de abril de 2010 y 16 de octubre de 2010, donde pudo observarse, en la última visita, que la playa se había reconstruido y bajo el arco se había depositado nuevamente arena con más de un metro de potencia (Figura N° 18). En esa fecha, la barra del río Mataquito se estaba reconstruyendo y para abril de 2011 se había formado nuevamente y se acrecionó al litoral formando una playa con ancho de 200 m en La Pesca (Figuras N° 11 y 19). El río Mataquito desemboca atravesando la barra más al sur que antes. Algunas arenas de playa cubrieron nuevamente los relictos de vegetación terrestre ribereña sumergida por la subsidencia cosísmica.

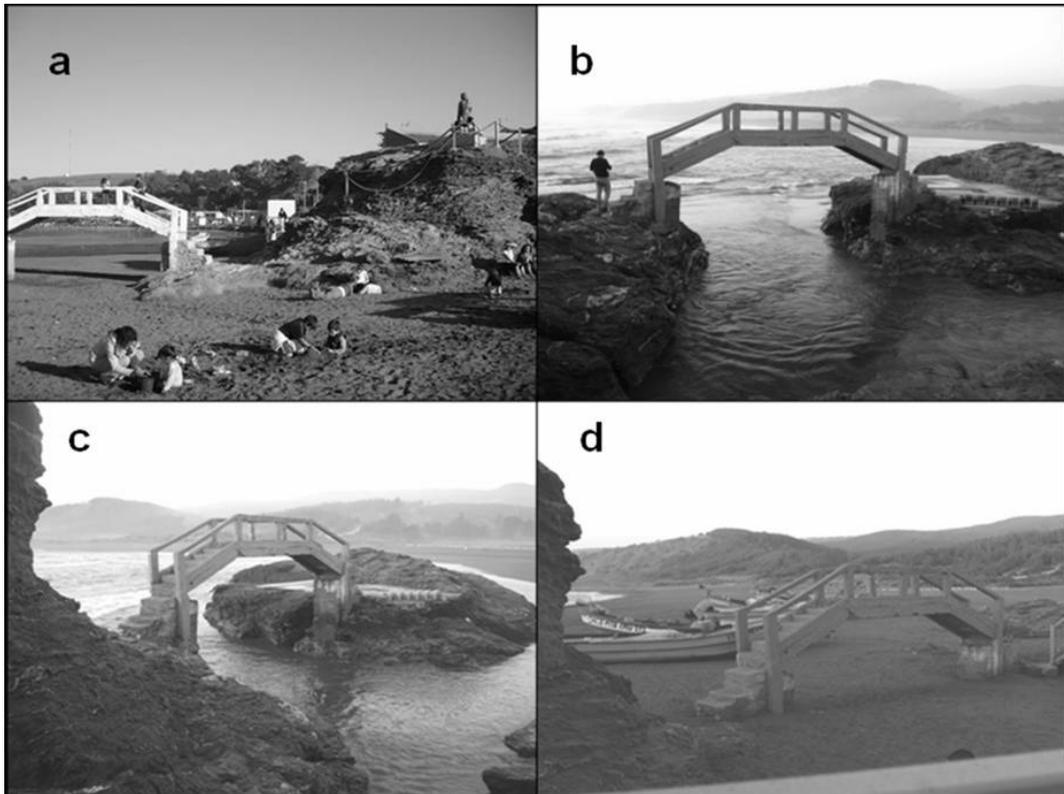
La barra del río Huenchulami se había vuelto a formar y algunas arenas cubrieron parte del humedal ensanchado después del terremoto. Un año después del sismo los pinos de La Trinchera y eucaliptos de la isla Orrego estaban totalmente secos, y dos años después del terremoto los eucaliptos situados más al interior de la isla tenían un nuevo crecimiento de hojas (Figuras N° 13, N° 16 y N° 17). Las marejadas de junio de 2010

depositaron 1,5 m de arenas (silíceas amarillentas) en Llico (golfo de Arauco, 37,19° S), formando una nueva playa de 20 m de ancho que casi cubrieron el muelle que había quedado seco debido al alzamiento cosísmico de 2010 (Figura N° 7). En Tubul se había formado una laguna costera en la playa emergida y luego de las marejadas de 2010 y 2011, se depositaron más sedimentos en esta playa y la morfología de esa laguna litoral evoluciona constantemente (Figura N° 8).

La influencia de los terremotos de subducción en el relieve litoral

Los cambios del relieve generados durante el terremoto del 27 de febrero de 2010 son similares a los que ocurren en otros terremotos de subducción en el circumpacífico. El litoral de la Región del Biobío tuvo un alzamiento cosísmico debido a la existencia de penínsulas e islas litorales que acercan la línea del litoral hacia la fosa, zona donde se localiza el levantamiento cosísmico principal (Figura N° 1). Las zonas más cercanas a la fosa como la isla Santa María y península de Arauco tuvieron el mayor alzamiento cosísmico: ~2 m. Este alzamiento fue decreciente de fosa a arco con magnitudes de ~0,5

Figura N° 18
Cambios en el sector de Bucalemu



a) 2007: no hay agua en la base del arco. b) y c) 14-4-2010, marea baja. d) 16-10-2010. La arena cubre casi en su totalidad la roca de las fotos b y c.

Fuente: Fotografía superior izquierda: Panoramio. Imágenes restantes, colección personal de los autores.

m en las penínsulas de Hualpén, Tumbes e isla Quiriquina y borde oriental del golfo de Arauco. En litorales más alejados de la fosa, como el borde oriental de las bahías de Concepción y Coliumo, el alzamiento fue de 0-0,20 m y más al norte donde no hay penínsulas ni islas, el alzamiento cosísmico fue nulo. Ello evidencia un patrón de alzamiento cosísmico decreciente de fosa a arco, característico de los terremotos de subducción. En cambio, la mayor parte del litoral de las regiones de Valparaíso, O'Higgins y Maule, tuvieron una subsidencia cosísmica ya que la ruptura del segmento norte del terremoto de 2010 fue más superficial. De este modo, la transición entre alzamiento y subsidencia está más cerca de la fosa y el litoral de esas regiones está más al E de esta transición y toda la zona de alzamiento principal está bajo fondo

marino. Esto explica también el mayor *tsunami* generado en el segmento norte de la ruptura, comparado con el que se generó en el segmento sur al desplazar un mayor volumen de agua, mientras que en el segmento sur, el relieve cercano a la fosa de las penínsulas e islas litorales de la Región del Biobío, le quitan superficie al mar que pueda desplazar agua.

La vertiente oriental de la cordillera de la Costa y la zona de la Depresión Intermedia de toda el área de ruptura, tuvieron una subsidencia cosísmica. Los cambios del relieve generados por el alzamiento cosísmico litoral como emersión de la plataforma de abrasión marina, ensanchamiento de playas y desecamiento de humedales, tuvieron un impacto importante en la biota intermareal y

las actividades antrópicas. Una de las principales actividades económicas de la península de Arauco e isla Santa María, es el cultivo de moluscos y algas, y el descenso relativo del nivel del mar afectó cultivos y su extracción. Además, la navegación fue dificultada por la disminución de la profundidad de los ríos Tirúa, Tubul y Lebu (Figuras N° 6, 8 y 9), y en este puerto así como en Llico (Figura N° 7), los muelles quedaron inutilizados debiendo permanecer las embarcaciones mar afuera. Como efectos positivos, destaca el ensanchamiento de las playas de Lebu y Llico con potencial turístico (Figura N° 7). Las zonas de subsidencia litoral no tuvieron gran impacto en las actividades antrópicas, en Constitución la navegación fue facilitada por la mayor profundidad del río Maule, en Duao la reduc-

ción del ancho de la playa disminuyó el espacio para guardar los botes de los pescadores, y su desaparición por completo en algunas zonas, quitó un elemento de esparcimiento.

Debido a que los terremotos son parte del ciclo sísmico de subducción (período cosísmico), la mayor parte de los alzamientos/subsidencias se van a recuperar durante el período intersísmico. Esto ocurrió luego de los alzamientos cosísmicos de 1835 y 1960 que tuvieron efectos similares en el relieve litoral de la Región del Biobío (Fitz-Roy, 1839; Darwin 1851 y Veyl, 1960), los cuales desaparecieron en las décadas sucesivas debido a la subsidencia intersísmica. La subsidencia intersísmica no contrarrestará todo el alzamiento cosísmico, lo cual se evidencia en las

Figura N° 19
Cambios del paisaje en La Pesca



Fotografía de la izquierda: 13-4-2010. Fotografía de la derecha: 10-4-2012. Superior: vista al sur. Inferior, vista al W. Para 2010 la barra litoral del río Mataquito se había sumergido y para 2011 se había reconstituido, acrecionándose al litoral de La Pesca, permaneciendo así en 2012.
Fuente: Colección personal de los autores.

líneas de paleocostas que se observan en la planicie litoral holocena del litoral del golfo de Arauco, incluyendo a la isla Santa María, y más al sur de la península de Arauco, en la isla Mocha. La mayor cota de la planicie litoral holocena emergida en la isla Santa María: 8,3 m medida antes del terremoto, comparadas con los 4 m que tenía el litoral continental frente a ella en Escuadrón y Coronel, se corresponden con los alzamientos cosísmicos de 2010 que tuvieron ambas localidades: 2 y 0,5 m, respectivamente. Ello es consistente con el patrón de alzamiento cosísmico decreciente de fosa a arco (desde W a E, Figura N° 1), evidenciando que el alzamiento y ensanchamiento de la planicie litoral holocena, es el resultado del alzamiento remanente durante sucesivos ciclos sísmicos de subducción (alzamiento cosísmico menos subsidencia intersísmica). Debe tenerse presente que las playas ensanchadas por el alzamiento cosísmico, se reducirán en las décadas sucesivas, y la extensión de los muelles que quedaron secos, como el de Llico (Figura N° 7) que se está construyendo, puede significar que quede sumergido en los años siguientes. Las zonas de subsidencia cosísmica en las regiones del Maule y O'Higgins van a experimentar un alzamiento intersísmico, como el que indicó Ruegg *et al.* (2009), y en el largo plazo, el relieve permanecerá con pocas variaciones. La mortandad de árboles en Constitución y La Trinchera (Figuras N° 13 y N° 17), quedará como testimonio de la subsidencia cosísmica y efectos similares ocurrieron en la costa de Valdivia y Chiloé donde todavía quedan esqueletos de troncos de árboles muertos, al ser cubiertos por el agua salada debido a la subsidencia cosísmica de 1960.

Una zona anómala de movimientos cosísmicos e intersísmicos es la zona de isla Mocha-Tirúa (38,3° S) ya que el alzamiento cosísmico de 1960 en la isla Mocha, no se recuperó (a diferencia del que experimentó Lebu y la parte sur de la península de Arauco, afectadas también por este terremoto, permaneciendo el alzamiento de 1960 en la isla Mocha, hasta la ocurrencia del terremoto de 2010. El alzamiento cosísmico de 2010 en la isla Mocha: 25 cm, fue de muy baja magnitud a pesar de su cercanía a la fosa, y además fue menor a los 60 cm de Tirúa situado en el litoral continental, donde se esperaba un alzamiento menor como ocurrió en 1960. En

esa zona ocurrió además una de las réplicas de mayor magnitud del terremoto, $M_w = 7,1$ el 2 de enero de 2011, que provocó un alzamiento mayor en la isla Mocha: 50 cm, que duplicó al del terremoto de 2010. Estos procesos se pueden explicar por la existencia y actividad de una falla inversa cortical tipo *splay fault* que acomodó el deslizamiento cosísmico de 2010 en esa zona (Figura N° 2). Esta falla se localiza en el fondo marino entre Tirúa e isla Mocha, por lo que se denomina falla Mocha-Tirúa y provoca el cabalgamiento cosísmico del bloque de Tirúa por sobre el de la isla Mocha, y la permanencia del alzamiento cosísmico de 1960 en esta isla. El alzamiento adicional de esta falla, tiene además un impacto en el relieve ya que la planicie holocena de la isla Mocha tiene una cota de 34 m.s.n.m. (antes del terremoto), que contrasta con los 8,3 m que tenía la isla Santa María, que experimenta subsidencia intersísmica donde se recupera gran parte del alzamiento cosísmico.

La remoción de las arenas litorales por el *tsunami* y su posterior retrabajo, generan cambios muy dinámicos en la morfología litoral. La desaparición de las barras litorales de los ríos Huenchulami y Mataquito, así como la erosión de la playa de Bucalemu debido a la subsidencia litoral y el *tsunami*, y la rápida reconstrucción de estos rasgos morfológicos en un año (Figuras N° 11, N° 12, N° 17, N° 18 y N° 19), se explican por el hecho que las arenas removidas por el *tsunami* quedaron sueltas con poca compactación, de modo que el oleaje sucesivo, especialmente luego de marejadas, volvió a redepositarlas. La corriente fluvial de los ríos Mataquito, Huenchulami y Bucalemu, también ayudó a la reconstrucción de las playas y barras litorales. La reconstrucción de la barra del río Mataquito de 8 km de longitud (Figuras N° 11, N° 12 y N° 19), se explica además por el aporte sedimentario de la duna situada en su extremo sur. La falta de sedimentos arenosos en la playa de Duao, donde antes del terremoto existía una playa más bien angosta con rocas, ha impedido su reconstrucción, permaneciendo con menor extensión. La remoción por el *tsunami* de las arenas litorales y su posterior retrabajo por las marejadas, contribuyó también al ensanchamiento de las playas de Tubul y Llico (Figuras N° 7 y N° 8),

que ya habían crecido durante el alzamiento cosísmico de 2010.

Conclusión

El terremoto Mw= 8,8 del 27 de febrero de 2010, provocó alzamientos y subsidencias cosísmicas que modificaron el relieve litoral. Los alzamientos fueron evidentes en el litoral de la Región del Biobío por tener su litoral más cercano a la fosa, debido a la existencia de penínsulas e islas litorales, así como por el hecho que la ruptura del segmento sur del terremoto fue más profunda que la del segmento norte, de tal modo que la distancia de transición entre alzamiento y subsidencia cosísmica está más alejada de la fosa. Estos alzamientos provocaron la emersión de la plataforma de abrasión marina, ensanchamiento de playas, muerte de biota intermareal, desecamientos de ríos y humedales costeros, que afectaron negativamente las actividades económicas como la extracción de algas y moluscos, y la navegación. La subsidencia cosísmica se manifestó en la vertiente oriental de la cordillera de la Costa y Depresión Intermedia, donde ocurrieron pocas modificaciones del relieve. También se manifestó en el litoral de las regiones de Valparaíso, O'Higgins y Maule, debido a la ruptura más superficial del segmento norte del terremoto de 2010, donde la transición entre alzamiento y subsidencia está más cercana a la fosa y, por lo tanto, al W del litoral de estas regiones. Esta subsidencia provocó la disminución del ancho de playas, desaparición de barras litorales y aumentó de profundidad en las desembocaduras de los ríos, pereciendo la vegetación ribereña por aumento de la salinidad y favoreciendo la navegación. La mayor parte de estos movimientos verticales (alzamientos/subsidencias), se recuperarán durante el período intersísmico y el relieve será similar al que existía antes del terremoto, y el mayor efecto a largo plazo, es el ensanchamiento de la planicie litoral holocena de la Región del Biobío, que se debe al alzamiento remanente en ciclos sísmicos de subducción sucesivos (alzamientos-subsidencias). La elevada cota de la planicie litoral holocena de la isla Mocha (34 m.s.n.m. antes del terremoto, sumado a los 0,75 m posterior al terremoto de 2010 y réplica Mw = 7,1 de 2011), es mucho mayor a la que existe en la

península de Arauco, isla Santa María y otras zonas del litoral de Chile, y crecerá más, debido al efecto adicional de la falla inversa cortical de Mocha-Tirúa. El *tsunami* removió las arenas litorales y sub-litorales, en algunas zonas fueron depositadas tierra adentro, constituyendo depósitos de *tsunami*; en otras zonas las arenas sueltas fueron redepositadas durante las marejadas posteriores, reconstruyendo o ensanchando playas. De esta forma, los terremotos de subducción generan cambios dinámicos en el relieve litoral.

Referencias bibliográficas

COMTE, D. & BECK, S. The 2010 Chile earthquake- variations in the rupture mode. In: *American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis*. Viña del Mar y Valdivia, del 16 al 24 de mayo de 2010.

DARWIN, C. *Geological observations of South America, geological observations on coral reefs, volcanic islands and on South America-Being the voyage of the Beagle, under the Command of Captain Fitzroy, R.N., during the years 1832 to 1836*. Londres: Smith and Elder, 1851.

DELOUIS, B.; NOCQUET, J. & VALLEE, M. Slip distribution of the February 27, 2010 Mw = 8.8 Maule Earthquake, central Chile, from static and high rate GPS, InSAR, and broadband teleseismic data. *Geophysical Research Letters*, 2010, N° 37, L17305, doi:10.1029/2010GL043899.

FARÍAS, M.; VARGAS, G.; TASSARA, A.; CARRETIER, S.; BAIZE, S.; MELNICK, D. & BATAILLE, K. Land-Level Changes Produced by the Mw 8.8 2010 Chilean Earthquake. *Science*, 2010, N° 329, p. 916.

FARÍAS, M.; COMTE, D.; ROECKER, S.; CARRIZO, D. & PARDO, M. Crustal extensional faulting triggered by the 2010 Chilean earthquake: The Pichilemu Seismic Sequence. *Tectonics*, 2011, N° 30, TC6010, doi:10.1029/2011TC002888.

FITZ-ROY, R. Proceedings of the second expedition, 1831-1836, under the command of Captain Robert FitzRoy. In: COLBURN, H

(Editors). *Narrative of the surveying voyages of His Majesty's ships Adventure and Beagle between the years 1826 and 1836, describing their examination of the southern shores of South America, and the Beagle's circumnavigation of the globe*. Londres: 1839, p. 402-425.

LAY, T. A Chilean surprise. *Nature*, 2011, N° 471, p.174-175.

LOMNITZ, C. Major earthquakes of Chile: A historical survey 1535-1960. *Seismological Research Letters*, 2004, Vol. 75 N° 3, p. 368-378.

LORITO, S.; ROMANO, F.; ATZORI, S.; TONG, X.; AVALLONE, A.; MCCLOSKEY, J.; COCCO, M.; BOSCHI, E. & PIATANESI, A. Limited overlap between the seismic gap and coseismic slip of the great 2010 Chile earthquake. *Nature Geoscience*, 2011, N° 4, p. 173-176.

MADARIAGA, R.; VIGNY, C.; RUIZ, S.; BUFORN, E.; PRO, C.; LANCIERI, M.; RUEGG, J.-C.; FUENZALIDA, A.; PEYRAT, S.; CAMPOS, J. & SOCQUET, A. The Maule Mw 8.8 earthquake: Modelling using 1 Hz cGPS and seismic data. In: *American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis*, Viña del Mar y Valdivia, del 16 al 24 de mayo de 2010.

MORENO, M.; ROSENAU, M. & ONCKEN, O. Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature*, 2010, N° 467, p. 198-202.

PLAFKER, G. & SAVAGE, J. Mechanism of the Chilean Earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of America Bulletin*, 1970, N° 81, p. 1001-1030.

POLLITZ, F.; BROOKS, B.; TONG, X.; BEVIS, M.; FOSTER, J.; BÜRGMANN, R.; SMALLEY, R.; VIGNY, C.; SOCQUET, A.; RUEGG, J.; CAMPOS, J.; BARRIENTOS, S.; PARRA, H.; BÁEZ, J.; CIMBARO, S. & BLANCO, M. Coseismic slip distribution of the February 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 2011, N° 38, L09309, doi:10.1029/2011GL047065.

QUEZADA, J. *Interacción entre procesos tectónicos y procesos erosivos en la configuración*

del relieve litoral del Norte de Chile. Antofagasta: Tesis de grado de Doctor en Ciencias, mención Geología, Departamento de Ciencias Geológicas, Universidad Católica del Norte, 2007.

RUEGG, J.-C.; RUDLOFF, A.; VIGNY, C.; MADARIAGA, R.; DE CHABALIER, J.; CAMPOS, J.; KAUSEL, E.; BARRIENTOS, S. & DIMITROV, D. Interseismic strain accumulation measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009, N° 175, p. 78-85.

RYDER, I.; RIETBROCK, A.; KELSON, K.; FLOYD, M.; SOCQUET, A.; VIGNY, C. & CARRIZO, D. Large extensional aftershocks in the continental forearc triggered by the 2010 Maule earthquake, Chile. *Geophysical Journal International*, 2012, Vol. 188, N° 3, p. 879-890.

SLADEN, A.; MARK, S.; BEVIS, M.; BROOKS, B.; FOSTER, J.; SMALLEY, 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. In: *American Geophysical Union Chapman Conference on Giant Earthquakes and their tsunamis*. Viña del Mar y Valdivia, del 16 al 24 de mayo de 2010.

TONG, X.; SANDWELL, D.; LUTTRELL, K.; BROOKS, B.; BEVIS, M.; SHIMADA, M.; FOSTER, J.; SMALLEY, R.; PARRA, H.; BÁEZ, J.; BLANCO M.; KENDRICK, M. & GENRICH, J. The 2010 Maule, Chile earthquake: down-dip rupture limit revealed by space geodesy. *Geophysical Research Letters*, 2010, N° 37, L24311, doi:10.1029/2010GL045805.

VARGAS, G.; FARIÁS, M.; CARRETIER, S.; TASSARA, A.; BAIZE, S. & MELNICK, D. Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 Mw 8.8 Maule earthquake in Central Chile. *Andean Geology*, 2011, Vol. 38, N°1, p. 219-238.

VEYL, C. *Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de mayo de 1960 en el sur de Chile*. Concepción: Instituto Central de Química, Departamento de Geología y Mineralogía, Universidad de Concepción, 1960.

VIGNY, C.; SOCQUET A.; PEYRAT, S.; RUEGG, J.C.; MÉTOIS, M.; MADARIAGA, R.; MORVAN, S.; LANCIERI, M.; LACASSIN, R.; CAMPOS, J.; CARRIZO, D.; BEJAR-PIZARRO, M.; BARRIENTOS, S.; ARMIJO, R.; ARANDA, C.; VALDERAS-BERMEJO, M.C.; ORTEGA, I.; BONDOUX, F.; BAIZE, S.; LYON-CAEN, H.; PAVEZ, A.; VILOTTE, JP.; BEVIS, M.; BROOKS, B.; SMALLEY, R.; PARRA, H.; BÁEZ, JC.; BLANCO, M.; CIMBARO, S. & KENDRICK, E. The 2010 Mw 8.8 Maule Mega-Thrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science*, 2011, N° 332, p. 152-165.