

Efectos geomorfológicos del tsunami de Chile de 2010 frente a la zona de máximo *slip*, revelados por imágenes satelitales y observaciones de campo: El caso del litoral arenoso La Trinchera, Región del Maule

Geomorphological effects of the Chilean tsunami of 2010 on the coast facing the area of maximum slip, revealed by satellite images and field observations: The case of the sandy coastline of La Trinchera, Maule Region

Cristian Araya-Cornejo & Matías Carvajal

RESUMEN

El análisis de imágenes satelitales junto a observaciones de campo, permitieron la identificación y descripción de las consecuencias geomorfológicas que dejó el tsunami de Chile de 2010 en el litoral arenoso La Trinchera, ubicado frente a la zona de máximo slip del terremoto que lo generó. El tsunami abrió breaches y construyó abanicos en cordones litorales y dunas; erosionó dunas vegetadas y formó pedestales; hizo retroceder la línea de costa un centenar de metros; formó flood scours de hasta 350 m de largo en la ribera sur de los ríos Mataquito y Huenchullami; y erosionó casi en su totalidad la barra litoral del estuario del río Mataquito y parte de la barra del río Huenchullami. Los efectos directos del tsunami y la extensión de su inundación, fueron controlados por el tipo de duna dominante, en este caso, las familias de los barjanes y de dunas parabólicas. Con el tiempo se generaron fenómenos como la proliferación de aspersiones, transformaciones en la morfología de dunas y la rápida recuperación de la barra del estuario del río Mataquito. Todos estos procesos sugieren una alteración en el intercambio de sedimentos en el sistema playa-duna.

Palabras clave: Tsunami de Chile de 2010, geomorfología, litoral arenoso, imágenes satelitales.

ABSTRACT

The analysis of satellite images together with field observations, allowed the identification and description of the geomorphological consequences of the Chilean tsunami of 2010 in La Trinchera. La Trinchera is a sandy coastline located in front of the area of the earthquake's maximum slip. The tsunami opened breaches and built fans in beach ridges and dunes; eroded vegetated dunes and formed pedestals; produced a retreat of the coastline of hundreds of meters; formed flood scours up to 350 m long in the southern bank of the Mataquito and Huenchullami rivers; and almost entirely eroded the sand spits of the Mataquito River estuary and part of the sand bar of Huenchullami river. Both the direct effects of the tsunami and the scope of the inundation were controlled by the dominant type of dune which corresponds to barchans and parabolic dunes. Since the tsunami several processes have been observed, such as proliferation of sand sheets, transformations in the morphology of dunes and rapid recovery of the sand spits of the Mataquito River estuary. All of these processes suggest an alteration in the exchange of sediment in the beach-dune system.

Keywords: 2010 Chile tsunami, geomorphology, sandy coast, satellite images.

Recibido el 02 de octubre de 2016; aceptado el 21 de noviembre de 2016.

- Proyecto Fondecyt N° 1150321.
- Escuela de Ciencias del Mar, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Avenida Altamirano 1480, Valparaíso, Chile. c.arayacornejo@gmail.com

INTRODUCCIÓN

Los tsunamis son fenómenos capaces de causar crisis geomorfológicas en cualquier ecosistema costero (PARIS et al. 2009). Dependiendo de su magnitud, pueden generar erosión, transporte y depositación de sedimentos en pocos minutos. Sus impactos son evidenciados en la geomorfología y sedimentología de los medioambientes costeros en distintas partes del mundo (NARAYANA et al. 2007). Sin embargo, a pesar de las evidentes huellas geomorfológicas observadas tras tsunamis recientes, su estudio ha sido someramente abordado. Según DAWSON (1994), el primer estudio geomorfológico de un tsunami moderno fue el desarrollado para el tsunami de Flores de 1992 (terremoto de Nicaragua 1992, Mw 7.6) por SHI et al. (1993). Más recientemente, se han estudiado las geoformas erosionales en playas, suelos, bancos de arena, riberas y lechos de ríos, producidas por los tsunamis del Sureste de Java (MARAMAI & TINTI, 1997), Papua Nueva Guinea (Gelfenbaum & Jaffe, 2003), Sudeste Asiático (FAGHERAZZI & DU, 2008), y Japón (RICHMOND et al. 2012). GOFF et al. (2009) realizaron aportes importantes para la geomorfología de tsunamis, estableciendo y definiendo las características básicas para su identificación. Según estos autores, las geoformas más típicamente generadas por tsunamis son los pedestales de erosión en dunas, sistemas de dunas parabólicas y cambios post-tsunami (indirectos, de corto y mediano plazo) resultantes de la modificación en el sistema de almacenamiento de sedimento en el litoral. Estos mismos autores establecieron las distinciones que existen entre la geomorfología y la geología de tsunamis en el contexto de ambientes de dunas. Mientras la primera se encarga de estudiar las formas superficiales y los procesos que las crean, la segunda investiga el material que las conforman y los procesos que conducen a su depositación.

Las herramientas de percepción remota han

ayudado ampliamente a la identificación, dimensionamiento y verificación de observaciones de terreno asociadas a los efectos geomorfológicos de los tsunamis. Este es el caso del análisis de imágenes satelitales, las cuales permiten observar efectos geomorfológicos inmediatamente después de ocurrido el fenómeno. FAGHERAZZI & DU (2008) reconocieron y clasificaron formas erosivas dejadas por el tsunami de Sumatra-Andamán del 2004 (Mw 9.2), gracias al uso de imágenes IKONOS obtenidas tres días después de ocurrido el devastador tsunami.

En Chile, se pueden encontrar algunas referencias sobre geoformas generadas por tsunamis recientes gracias a al trabajo realizado por ATWATER et al. (2013) en la costa de Maullín (73.6°W, 41.6°S). En este litoral arenoso, el tsunami de 1960 generó *breaches* y abanicos formados a través de cordones litorales. Para el caso del tsunami ocurrido tras el terremoto del Maule 2010 (Mw 8.8), los efectos geomorfológicos observados se asocian a cambios tanto en el nivel de base de ríos como en la línea de costa, a erosión en playas, a destrucción y recuperación de las barras litorales de estuarios, entre otros (QUEZADA et al. 2010; MORTON et al. 2011; CIENFUEGOS et al. 2014; SOTO et al. 2015). Posteriormente, tras el tsunami asociado al terremoto de Illapel 2015 (Mw 8.3), se registraron formas erosionales similares a las observadas en la Región del Maule en el 2010 (ARAYA-CORNEJO & CISTERNAS, 2015). Además de los trabajos anteriormente indicados, faltan aún estudios que ayuden a seguir caracterizando los efectos geomorfológicos producidos por tsunamis en la costa de Chile, una de las regiones más tsunamigénicas del mundo.

En el presente trabajo se analizan los efectos geomorfológicos generados por el tsunami del Maule 2010 en el litoral arenoso La Trinchera, localizada en la región del Maule. La identificación y caracterización de los efectos se realiza mediante observaciones de

imágenes satelitales, obtenidas entre 2009 y 2016. Se incluyen, además, observaciones realizadas en terreno 8 meses después de ocurrido el evento. Se analizan tanto los efectos directos como los derivados del cambio en la dinámica sedimentaria del sistema playa-dunas, visibles poco tiempo después de ocurrido el tsunami.

Área de estudio.

El litoral arenoso de La Trinchera se ubica en la Región del Maule, entre los 34° 59' y 35° 07' S, y los 72° 12' y 72° 09' W, conformando 14 km de línea de costa (Fig. 1c). Limita en el norte con el estuario Mataquito y en el sur con el estuario Huenchullami (Fig. 1). Mientras al este limita con una terraza marina pleistocena, coronada por un manto eólico (ACUÑA, 2011), al oeste limita con el Océano Pacífico. El campo dunar que conforma este litoral arenoso exhibe dunas de origen barjánico, parabólico y dunas complejas (ARAYA-CORNEJO, 2010). En la zona norte dominan las dunas de la familia de los barjanes, mientras que en el sur éstas prácticamente desaparecen, dando paso de manera transicional a la familia de dunas parabólicas y complejas. El campo de dunas sobreyace una planicie de cordones litorales antiguos conformados por gravas y arena (ARAYA-VERGARA Y ARAYA-CORNEJO, 2012). Las arenas que componen las playas y dunas de este sistema provienen principalmente de la cuenca del Maule y su composición mineralógica está dominada por granos magnéticos (ej. magnetita) y vidrio volcánico (ARAYA-CORNEJO, 2010).

El gran terremoto y tsunami del Maule 2010 y sus efectos en La Trinchera.

El 27 de Febrero de 2010 ocurrió un terremoto de magnitud Mw 8.8 en la zona central de Chile. El terremoto fue generado por una ruptura de aproximadamente 450 km de largo y 150 km de ancho, ubicada a lo largo de la zona de contacto entre la subductante Placa de Nazca y la cabalgante

Placa Sudamericana, las cuales convergen a una velocidad de 6.7 cm/año (ALTAMIMI et al., 2007). A pesar de que el *slip* promedio para el evento ha sido estimado en ~7 m, se han inferido parches o concentraciones locales de *slip* sobre los 15 m cercanos a la latitud 35°S (Fig. 1b) (MORENO et al. 2010; POLLITZ et al. 2011; VIGNY et al. 2011).

El terremoto generó una deformación que abarcó superficie tanto de tierra como del fondo marino. Mientras los desplazamientos en tierra fueron ampliamente evidenciados y reportados por FARÍAS et al. (2010), el desplazamiento del fondo marino es inferido directamente del gran tsunami que fue observado lo largo de la costa (FRITZ et al. 2011). La distribución de las alturas de tsunami en la costa se relaciona directamente con la distribución del *slip*. La Figura 2 muestra tanto las alturas que FRITZ et al. (2011) reportaron en terreno inmediatamente después de ocurrido el evento como las simuladas en el veril de 50-m por la distribución de *slip* de MORENO et al. (2010). Se muestran las alturas del tsunami en dicho veril, y no en la costa, para evitar incertidumbres asociadas a la hidrodinámica del tsunami en aguas costeras (CARVAJAL & GUBLER, 2016). Si bien las alturas de tsunami observadas no son comparables con las simuladas en el veril 50-m, ambas distribuciones latitudinales indican que las mayores alturas de tsunami ocurren frente a la zona de máximo *slip* (Fig. 2), demostrando el gran impacto del tsunami en la zona de estudio.

El litoral arenoso La Trinchera se posiciona frente a la zona de máximo *slip* del terremoto de 2010 (Fig. 1b). Como consecuencia, el sistema litoral La Trinchera fue afectado significativamente, primero por la deformación cósmica producida por el terremoto y posteriormente por el impacto directo del tsunami. FARÍAS et al. (2010) registraron una subsidencia de unos 50 cm cerca del estuario Mataquito, lo que es concordante con lo inferido por MORENO

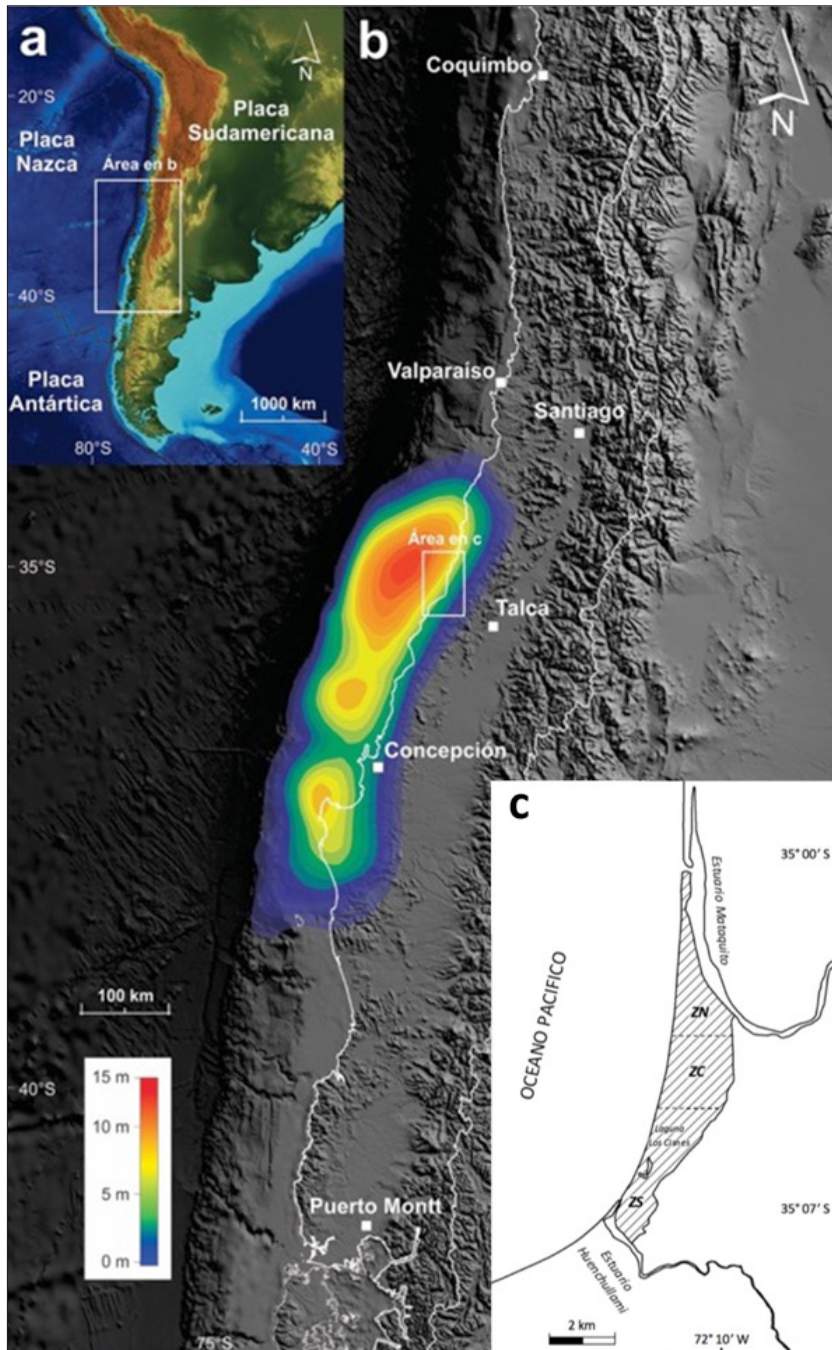


Fig. 1. a. Placas tectónicas continente sudamericano. b. Área de ruptura y distribución de slip del terremoto de 2010 según MORENO et al. (2010); c. Área de emplazamiento del litoral arenoso La Trinchera subdividida en Zona Norte (ZN), Zona Centro (ZC) y Zona Sur (ZS).

Fig. 1. a. Tectonic plates in of the South American continent. Area of ruptures and slip distribution of the 2010 earthquake according to MORENO et al. (2010); c. Location area of La Trinchera sandy coastline subdivided in three sections: North (ZN), Centre (ZC) and South (ZS).

et al. (2010) mediante la inversión de datos geodésicos. Este hundimiento probablemente acrecentó el impacto del tsunami, el cual, de acuerdo a estudios de campo, alcanzó una altura de 7-11 m en el lugar (puntos naranjos en Fig. 2) (FRITZ et al., 2011; VARGAS et al. 2011). Dichas alturas se ubican sobre la altura promedio observada frente a la zona de ruptura, lo que es consistente con las amplitudes predichas en la costa por el modelo numérico (panel izquierdo Fig. 2).

MATERIALES Y MÉTODOS

La revisión de geoformas y el análisis multitemporal se realizó mediante imágenes satelitales obtenidas desde Digital Globe (<http://www.digitalglobe.com>) y Google Earth. Estas imágenes ayudaron a revisar el estado del área de estudio a días de ocurrido el tsunami. El tratamiento de las imágenes satelitales y de la información topobatimétrica se realizó en el Sistema de Información Geográfica de código libre QGIS.

La condición geomorfológica del área de estudio previa al tsunami se analizó según el trabajo de ARAYA-CORNEJO (2010). Los conceptos básicos referidos a la geomorfología de tsunamis se obtuvieron de FAGHERAZZI & DU (2008) y de GOFF et al. (2009). De manera complementaria, para la interpretación y clasificación de las geoformas se revisaron trabajos realizados tanto en Chile (QUEZADA et al. 2010; MORTON et al. 2011; ATWATER et al. 2013) como en el extranjero (KITAMURA et al. 1961; DAWSON, 1994; UMITSU et al. 2007; GOFF et al. 2008). Producto de las condiciones geomorfológicas previas (ARAYA-CORNEJO, 2010) y de los efectos propios del tsunami, se dividió el área de estudio en tres secciones: zonas Norte (ZN), Centro (ZC) y Sur (ZS) (Fig. 1b).

Para la identificación de los efectos geomorfológicos in situ se realizó una

campana de terreno en octubre de 2010. Se observaron los efectos generados por el tsunami en las distintas morfologías presentes en el litoral arenoso. Se revisó así el estado del perfil de playa, las dunas, y de las riberas y barras litorales de ríos Huenchullamí y Mataquito. Se determinó también el alcance y dirección del flujo por medio de evidencia geomorfológica; elementos como vegetación tumbada (ramas rotas y/o quebradas); depósitos y restos biológicos como conchas y esqueletos de crustáceos. Sólo se consideraron elementos distinguibles y bien definidos. Finalmente se realizaron perfiles topográficos con un Nivel Topográfico, con el objetivo de caracterizar el perfil de playa y frente dunar de cada zona estudiada (ZN, ZC y ZS). Se eligió así una sección representativa de cada zona.

RESULTADOS

Los efectos del ingreso y retroceso del tsunami a lo largo del área del litoral arenoso resultaron ser variados, en concordancia con los efectos observados tras otros tsunamis tanto en Chile como en otras partes del mundo. A continuación se describen las morfologías más importantes observadas en terreno y vía percepción remota.

Breaches y return channels.

Unas de las formas más numerosas y claramente distinguibles en las imágenes satelitales corresponden a las *breaches*. Estas se producen por aperturas que el tsunami produce en ciertas geoformas, y/o por el ensanchamiento de aperturas preexistentes. Acá se producen canales por donde el tsunami ingresa y retrocede, denominados también como *return channels*. En los *return channels* se depositan capas de arena con forma de abanicos (Fig. 3). El abanico puede construirse en el lado de sotavento de los cordones litorales durante la inundación, pero es a barlovento donde prevalece la depositación de sedimento gracias al retroceso del flujo.

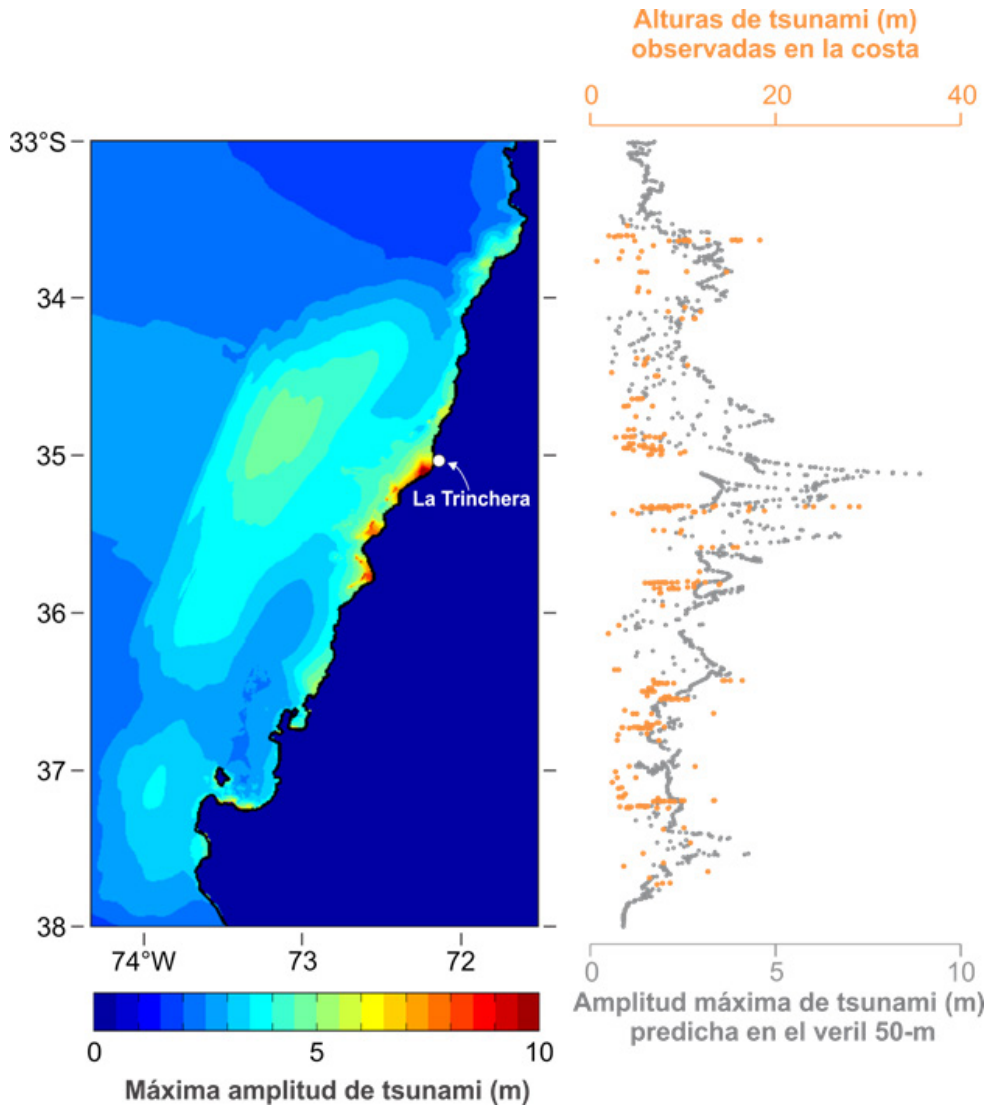


Fig. 2. Tsunami de 2010 observado y simulado. El panel izquierdo muestra la distribución de las máximas amplitudes del tsunami de 2010, calculadas mediante el modelo de tsunamis COMCOT (WANG, 2009), a partir de la distribución de *slip* de MORENO et al. (2010). Se usaron datos GEBCO para la elaboración del Modelo de Elevación Digital. El panel derecho muestra las máximas amplitudes predichas en el veril de 50-m (puntos grises) y las alturas de tsunami observadas en la costa por FRITZ et al. (2011) (puntos naranjos).

Fig. 2. Observation and simulation of the 2010 tsunami. The left panel shows the distribution of the maximum amplitudes of the 2010 tsunami. These were calculated using the COMCOT tsunami model (WANG, 2009), considering the slip distribution of MORENO et al. (2010). GEBCO data was used for the elaboration of the digital model. The panel at the right shows the maximum predicted amplitudes in the 50 m veril (gray dots) and the observed tsunami heights observed by FRITZ et al. (2011) (orange dots).

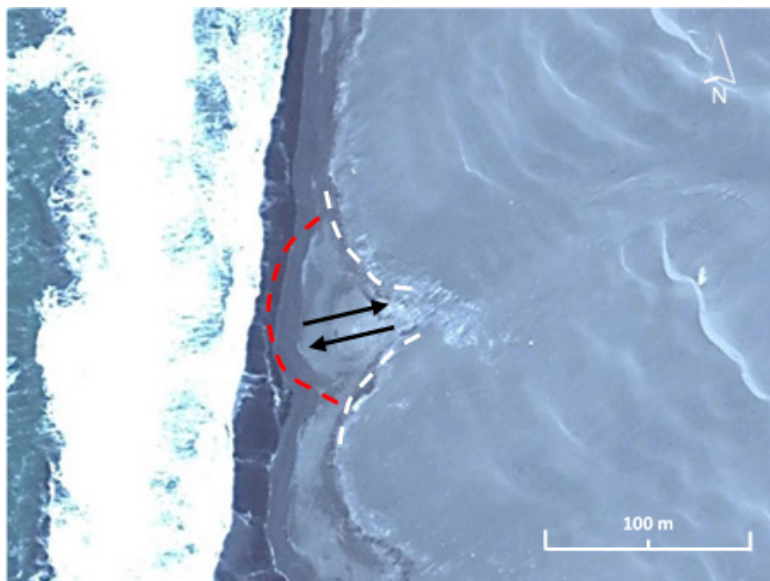


Fig. 3. *Breach* (línea segmentada blanca), *return channel* (flechas negras) y lámina de arena en abanico (línea segmentada roja), ZN.

Fig. 3. *Breach* (White segmented line), *return channel* (black arrows) and fan sand sheet (red segmented line), ZN.

Una imagen satelital obtenida a un mes de ocurrido el tsunami, revela la formación de múltiples *breaches* con sus respectivos *return channels*, tanto en la ZN como en la ZC (Fig. 4). En estas zonas se contaron unos treinta *return channels* con abanicos, con 90 m de ancho promedio en la base, y los más grandes llegando a unos 150 m. El largo de los abanicos (midiendo desde el inicio del *return channel* hasta la zona distal) alcanza los 300 m, siendo la media 130 m. Los abanicos mostraron un ángulo aproximado de 45°. El espaciamiento entre *return channels* promedia los 200 m.

La cantidad y recurrencia espacial de estas formas disminuyó en dirección sur, desapareciendo casi totalmente en la zona ZS, donde dominan los cordones de antedunas. En esta zona el tsunami cortó literalmente al cordón de antedunas, aunque sólo pudo ingresar por depresiones topográficas asociadas al área de influencia del estuario del río Huenchullami y de la laguna Los Cisnes (Fig. 5a). Así, la ZS

cuenta con una menor cantidad de *breaches* (7 visibles) que las otras zonas (Fig. Fig. 4). Sin embargo, los tamaños de las formas (*return channel* con abanico) de la zona ZS son en general mayores a las observadas en la ZN y ZC, en donde su largo promedió los 150 m. La forma de mayor tamaño alcanzó los 350 m, y su *return channel* llegó a conectar el mar con la laguna Los Cisnes. De acuerdo a la evidencia de escombros y vegetación muerta y tumbada, fue cerca de la laguna Los Cisnes donde se reconoció la mayor inundación del tsunami en el litoral arenoso (~600 m) (Fig. 4). En esta zona de máxima inundación local se observaron árboles arrastrados a sotavento y de manera casi paralela al cordón de antedunas (Fig. 5b). La orientación de los troncos, de las ramas y tallos quebrados y/o doblados de arbustos presentes en la superficie de las depresiones interdunares, sugiere la dirección de un flujo predominante SW-NE. Algunas de estas geoformas y los escombros antes mencionados persisten en la actualidad (octubre 2016).

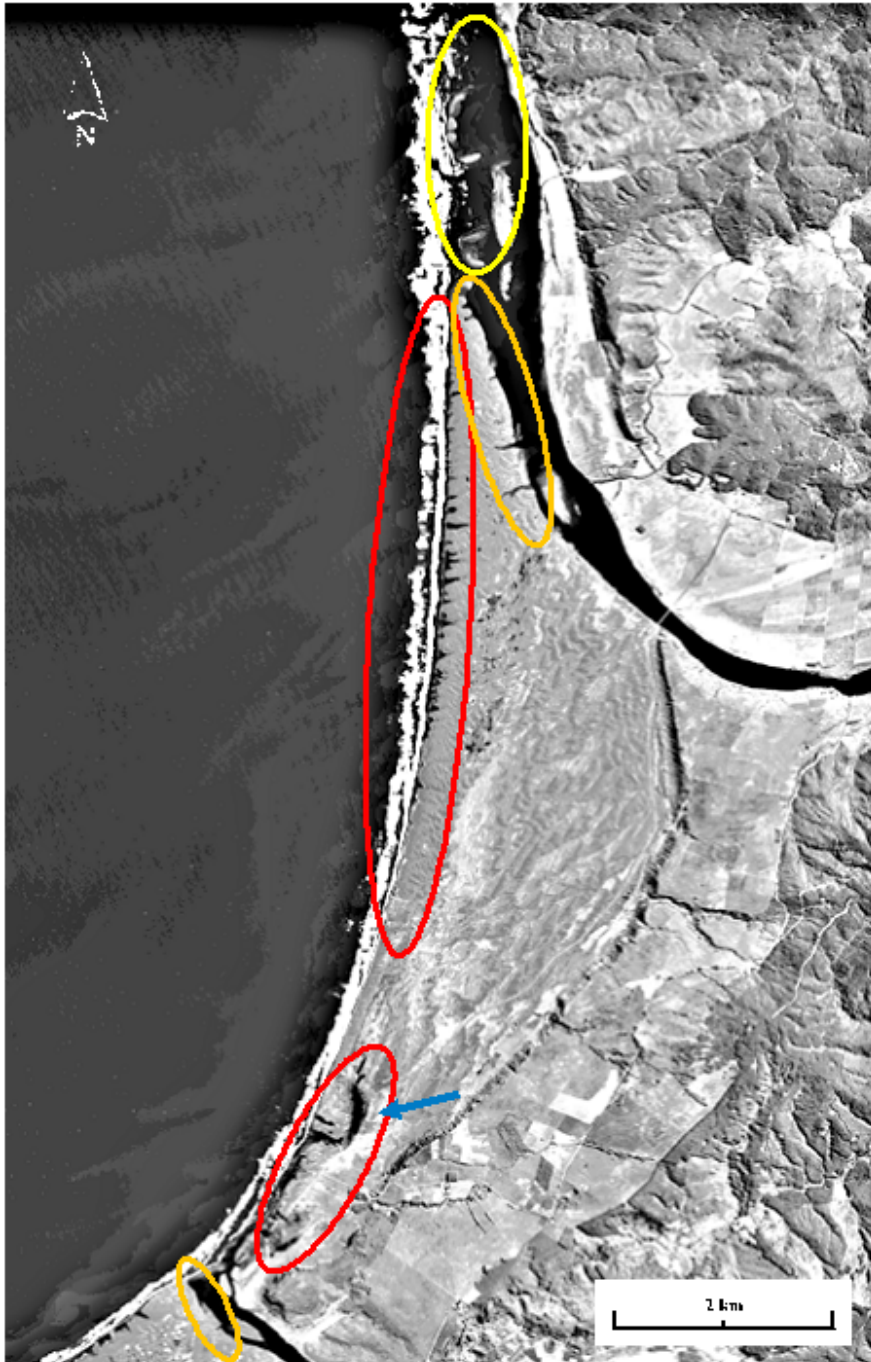


Fig. 4. Imagen satelital obtenida un mes después de ocurrido el terremoto y tsunami de 2010. Los óvalos remarcan: las *breaches* y *return channels* (rojo), los *flood scours* (naranja), y la barra litoral erosionada del estuario Mataquito (amarillo). La flecha azul indica el límite de máxima intrusión del tsunami.

Fig. 4. Satellite image obtained one month after the 2010 earthquake and tsunami. The ovals include: *breaches* and *return channels* (red), *flood scours* (orange), and the eroded littoral barrier of the Mataquito estuary (yellow).

Flood scours.

Otro de los aspectos distintivos evidenciados en las imágenes satelitales y confirmados en terreno, son las formas erosionales que se disponen en superficies bajas, dispuestas perpendicularmente a las riberas sur de los estuarios Huenchullami y Mataquito (Fig. 4). Son formas elongadas y poseen un fondo plano, con una profundidad promedio de 1 m. Estas han sido denominadas por FAGHERAZZI & DU (2008) como *flood scours*. En la ribera sur del estuario Mataquito, se formaron cinco *flood scours* de tamaño visible, exhibiéndose con límites bien definidos y con una estructura alargada (Fig. 6a, b). En el estuario Huenchullami se denotan dos *flood scours* con claridad, también en la ribera sur (Fig. 4). El *flood scour* de mayor tamaño se ubica en la ribera sur del río Mataquito, y alcanzó los 350 m de largo y 70 m de ancho en su base. El ángulo que forman en relación con la ribera es cercano a 90°. Este aún existe en la actualidad, al igual que los presentes en la ribera sur del estuario Huenchullamí. Todos son inundados frecuentemente por el río y las mareas altas.

Según FAGHERAZZI & DU (2008), la presencia de estas formas en las riberas de

los estuarios se explica por la concentración de la energía de las ondas de tsunami en zonas bajas. La gran velocidad que alcanza el flujo en estas zonas bajas junto a la corta duración de tal proceso, impide que el tren de ondas siga el mismo patrón sinuoso del estuario, que fue desarrollado por la acción de las mareas y del propio estuario. Por lo tanto las ondas del tsunami derramaron sobre la ribera sur de ambos estuarios con gran energía erosiva, produciéndose así los *flood scours*. Estos probablemente fueron agrandados por los flujos de retroceso. Es tal la acción erosiva tanto en las riberas de los estuarios como en las superficies bajas cercanas a éstas, que se exhumaron relieves antiguos tales como terrazas estuariales y paleosuelos, que habían sido cubiertos por sedimentos de origen eólico.

Pedestales.

Se identificó en terreno una serie de formas remanentes de dunas y/o topografías vegetadas, que resistieron al efecto erosivo de las ondas de tsunami. Estas se encuentran asociadas a *breaches* y *flood scours*. La presencia de vegetación y raíces ayudaron a la sujeción de los cuerpos de arena y por lo tanto a la formación de los pedestales. Estas, poseen distintos tamaños y formas,

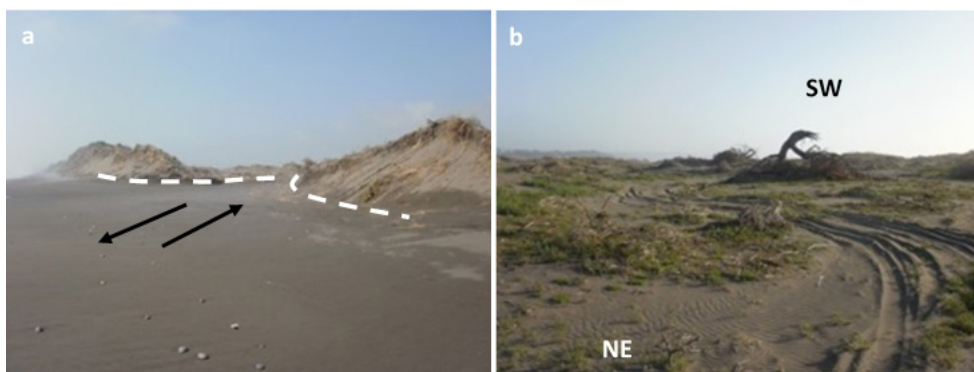


Fig. 5. a. *Breach* (en blanco), *return channel* (flechas negras) y erosión de cordones de antedunas, ZS; b. Troncos y tallos doblados y/o quebrados que demuestran la dirección predominando del flujo SW-NE, ZS.

Fig. 5. a. *Breach* (white), *return channel* (black arrows) and erosion of foredunes ridges, ZS; B. Bent and / or broken trunks and stems demonstrating the predominant direction of the SW-NE, ZS flow.

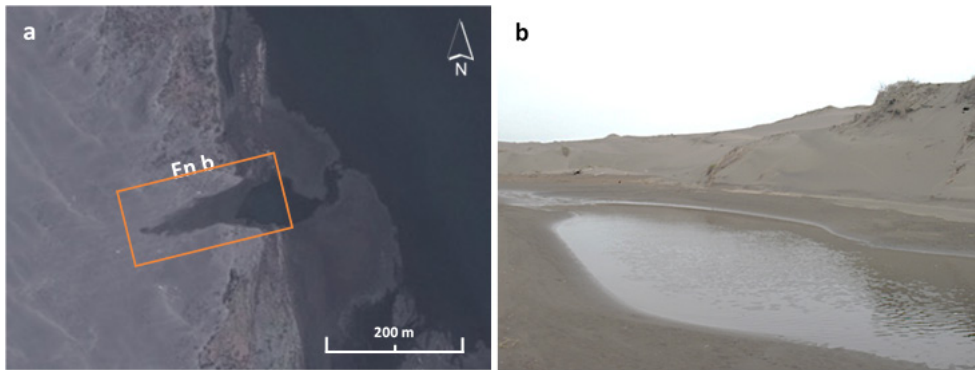


Fig. 6. a. Flood scour generado por el derrame de las olas de tsunami en la ribera sur del río Mataquito (2011); **b. Flood scour** (ver rectángulo anaranjado en a.) inundado por el río Mataquito.

Fig. 6. a. Flood scour generated by the spill of the tsunami waves on the southern shore of the Mataquito River (2011); **b. Flood scour** (orange rectangle in a.) Flooded by the Mataquito river.



Fig. 7. Pedestal coronado por *Ammophila arenaria*, ZS. En su base se observan taludes formados por el desprendimiento de arena desde el cuerpo del pedestal.

Fig. 7. Pedestal crowned by *Ammophila arenaria*, ZS. Talus are observed at its base, formed by the sand from the Pedestal's body.

predominando las morfologías bajas (~1 m) coronadas por *Ammophila arenaria* (Fig. 7). Su pequeño tamaño, ha dificultado su identificación mediante imágenes satelitales. Estos pedestales se presentan de forma aislada o en grupos, sirviendo muchas veces de límites entre *breaches*. Proliferan principalmente en el frente dunar y en menor cantidad, en la ribera sur de los estuarios Huenchullami y Mataquito. Su presencia es importante en la ZS, gracias a la existencia de cordones de dunas vegetadas. Así mismo, los pedestales son escasamente

visibles en las ZN y ZC, donde predominan las dunas la familia de los barjanés.

En la actualidad, los pedestales más cercanos a la cara de playa han sido afectados por tormentas, situación que pondría en riesgo su permanencia. En cambio, los pedestales ubicados tanto hacia al interior del litoral arenoso como los cercanos a los ríos, asociados a *flood scours*, parecen mejor conservados. Sin embargo, el fuerte viento en la zona y las crecidas de los ríos podrían también afectarlos en el mediano plazo.

**Retroceso de la línea de costa:
modificaciones directas en la playa,
barras litorales y frente dunar**

El tsunami de 2010 generó un claro retroceso de la línea de costa del litoral arenoso, de hasta un centenar de metros, reportado también por MORTON et al. (2011). Propició así grandes cambios, incluyendo la modificación y destrucción de barras litorales (Mataquito y Huenchullami), la playa y las dunas.

El máximo retroceso de la línea de costa se observó en la ZS, afectando principalmente a la barra norte del estuario del río Huenchullami y a los cordones de

antedunas. El retroceso medido en las imágenes satelitales bordeó los 120 m (Fig. 8). Este extensivo proceso erosivo se tradujo en la pérdida total de la playa, mientras que los cordones de antedunas fueron erosionados significativamente, variando de un ancho de 100 m a 40 m en promedio. En consecuencia, el perfil de playa de las tres zonas cambió, quedando al momento de realizarse el trabajo de campo como lo muestra la Figura 9. Se destaca que la composición sedimentológica de las playas al momento de realizarse el trabajo de campo, variaba desde arenosa para la ZN, pasando por gravas en la ZC, hasta llegar nuevamente a arena en la ZS.



Fig. 8. Cambios generados en la zona litoral, ZS. En 2011 (a) se aprecia un retroceso máximo de unos 120 m respecto 2009 (b).

Fig. 8. Changes generated in the coastal zone, ZS. In 2011(a) there was a maximum regression of 120 m. considering 2009 (b).

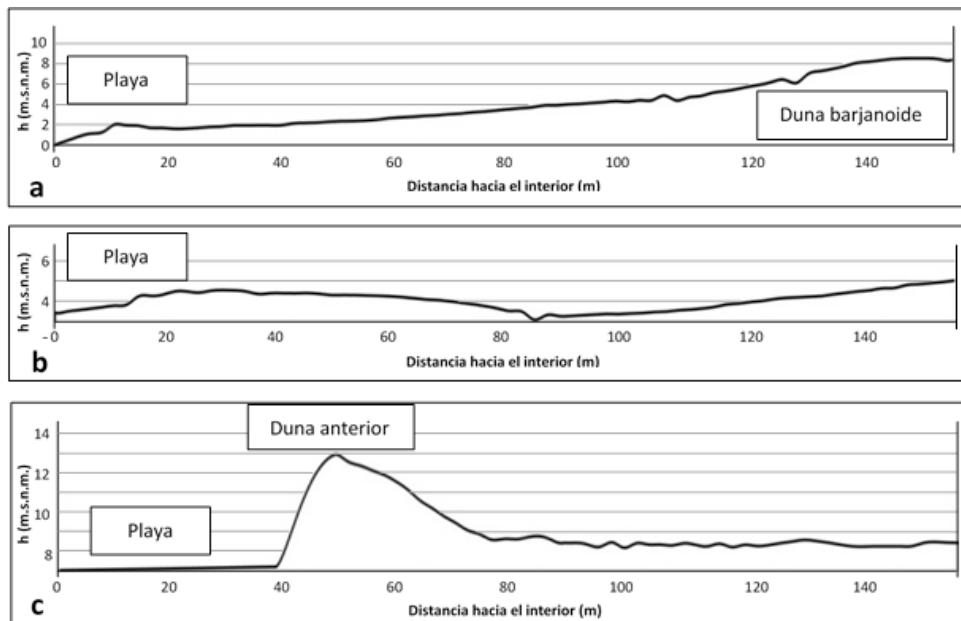


Fig. 9. Perfiles transversales ZN (a), ZC (b) y ZS (c).

Fig. 9. Cross sections, ZN (a), ZC (b) and ZS (c).

Otra de las alteraciones observables en imágenes satelitales en la ZN, corresponde a la destrucción casi total de la barra litoral del estuario Mataquito. Previo al tsunami, su largo y ancho promedio bordeaban los 5 km y 250 m respectivamente (Fig. 4). También, sobre esta barra se erguían cordones de dunas transversales que desaparecieron junto a otras formas como los bancos medios ubicados en la laguna estuarial.

Modificaciones del litoral arenoso tras el tsunami de 2010

Las transformaciones ocurridas a lo largo del litoral arenoso gatillaron una alteración en el normal intercambio de sedimentos en el sistema playa-duna, lo que determinó un cambio en su dinámica, al menos en el corto plazo. La Figura 10 muestra un aumento de la actividad dunar, a sólo un año del impacto del tsunami. Esto es distinguible en superficies que se mostraban libres

de arena el 2009, y que para el 2011 se exhiben sepultadas por aspersiones. Estas superficies libres de arena corresponden a cordones litorales antiguos. El aumento de la actividad de las formas eólicas se concentra esencialmente en la ZN del área de estudio, que ha tendido siempre a ser la más dinámica en lo que a actividad dunar se refiere. Las aspersiones son las formas eólicas más dinámicas, respecto de otras formas de mayor altura como las dunas barjanes. La clara proliferación de estas aspersiones post-tsunami, sugiere un aumento de la cantidad de sedimento disponible para la deflación.

Los cordones de antedunas de la ZS exhiben importantes cambios post-tsunami, producto tanto de la erosión como al aparente aumento en la disponibilidad de sedimento. Donde antes dominaban las antedunas y las familias parabólicas, en la actualidad hay una gran cresta transversal-

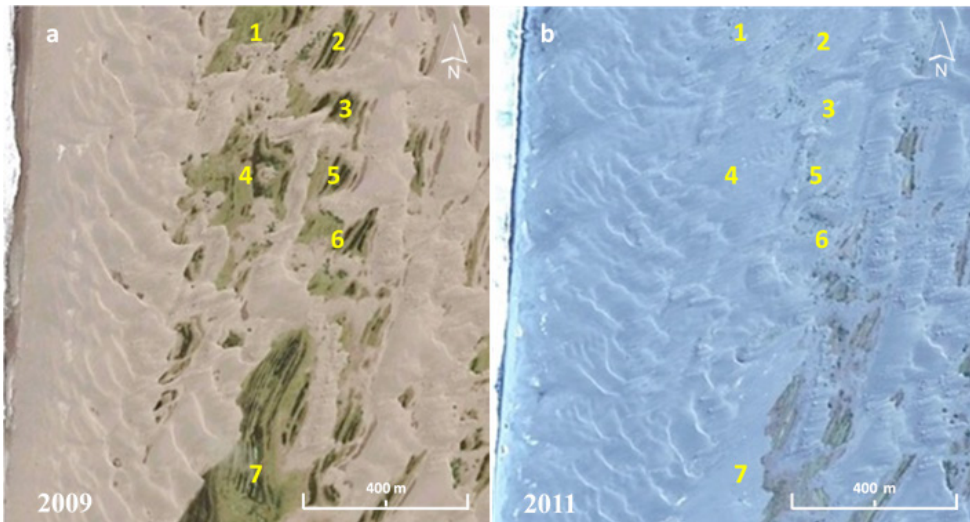


Fig. 10. Cordones litorales antiguos (a) sepultados por aspersiones post-tsunami 2010 (b), ZN. Los números correlativos indican áreas que en el año 2009 se encontraban libres de arena.

Fig. 10. Ancient beach ridges (s) buried by post-tsunami sprays 2010 (b), ZN. The correlative numbers indicate areas that in 2009 were free of sand.

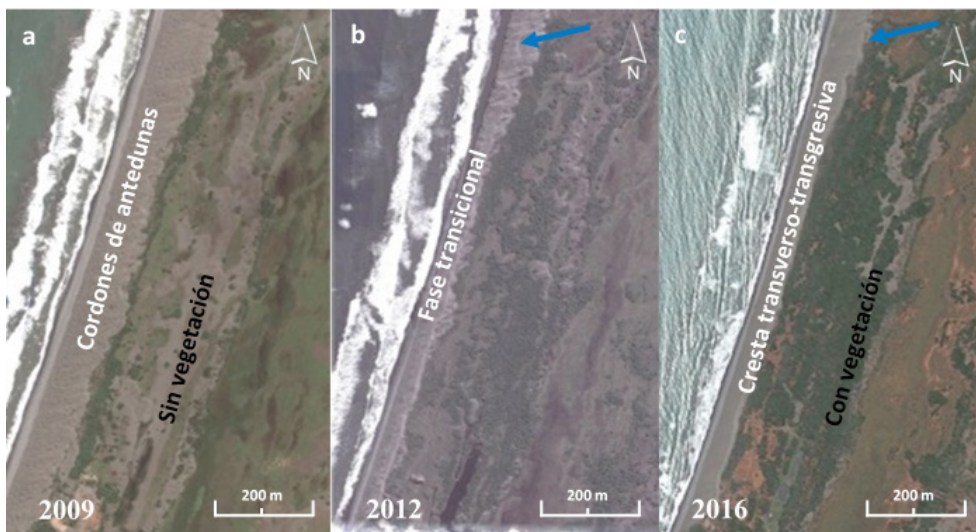


Fig. 11. Transformación de los cordones de antedunas a una cresta transverso-transgresiva (a-c), ZS. Los cuerpos de arena interiores han sido cubiertos progresivamente por vegetación. Las flechas azules (b y c) muestran nuevas dunas barjanoides.

Fig. 11. Transformation of the fore dunes ridges to a transverse-transgressive crest (a-c), ZS. The interior sand bodies have been progressively covered by vegetation. The blue arrows (b and c) show new barjanoides dunes.

transgresiva continua y paralela a la línea de costa (Fig. 11). El eje de la cresta tiene una extensión de 1 km de largo, se dispone de manera oblicua a la dirección del viento predominante (SW), y posee una vertiente de precipitación bien definida. El 2012, este cordón se encontraba en una fase transicional en donde se formaron dunas barjanas y barjanoides, cuya presencia aún es visible en su extremo norte (Fig. 11b, c).

Contrario al aparente aumento de sedimento disponible evidenciado por la proliferación de aspersiones y la recuperación de la barra litoral del río Mataquito, los cuerpos arenosos presentes al interior de la ZS han ido reduciendo drásticamente su actividad, siendo cubiertos rápidamente por vegetación (Fig. 11). Esto puede deberse, entre otros factores, al aumento de la humedad del subsuelo. Unido a lo anterior, tanto el río Huenchullami como sus riberas y terrazas, han mostrado un incremento progresivo de las superficies inundadas. El

río exhibe un crecimiento de su cauce desde el 2012, aumentando a su vez el tamaño de la laguna estuarial y haciendo desaparecer los bancos medios antiguos (Fig. 12c, d). Como consecuencia, parte del camino local ha quedado rodeado de agua (aspecto que posiblemente no fue considerado en su diseño y construcción) y parte de la antigua terraza que antes albergaba plantaciones de pinos, hoy se encuentra sumergida y ha formado nuevos bancos medios en lo que sería hoy la laguna estuarial. El análisis multitemporal de imágenes satelitales indica que las zonas inundadas no han estado en esta condición desde al menos 1955 (ARAYA-CORNEJO, 2010). Posterior al terremoto y tsunami de 2010, la desembocadura del estuario migró hacia el norte y la barra sur se ensanchó (Fig. 12b). Sin embargo en la actualidad, la barra litoral ha disminuido considerablemente su ancho (Fig. 12d). En la ribera sur del río, *flood scours* y zonas bajas han sido también inundadas desde el 2011.

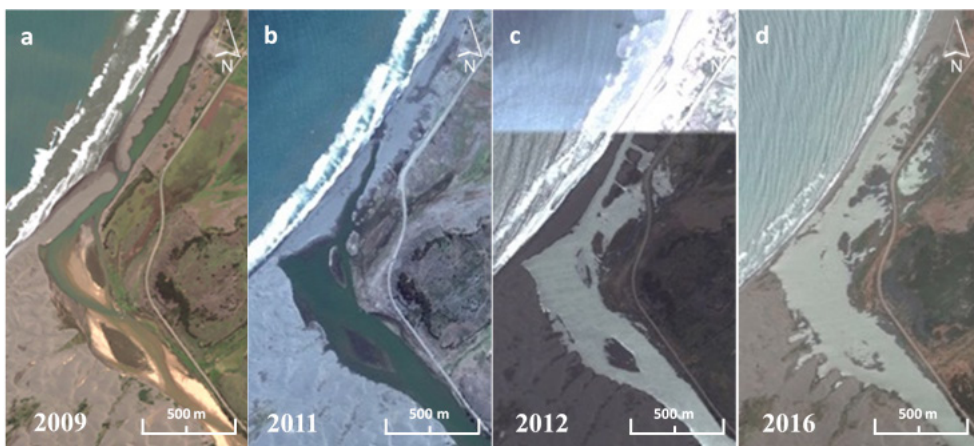


Fig. 12. Aumento progresivo del cauce del río Huenchullami (a-d), ZS. Secciones de la terraza estuarial que se encontraban secas y cubiertas con vegetación arbórea (ej. pinos) previo al tsunami, hoy se encuentran inundadas (d).

Fig. 12. Progressive increase of the Huenchullami river bed (a-d), ZS. Sections of the terrace of the estuary that were dry and covered with arboreal vegetation (eg. pine) before the tsunami and are currently flooded (d).

DISCUSIÓN

Efectos geomorfológicos del tsunami de 2010 en el litoral arenoso La Trinchera

En las ZN y ZC, los efectos geomorfológicos más importantes consistieron en la formación de numerosas *breaches* y *return channels* con abanicos. Morfologías similares fueron observadas en Japón hace más de 60 años por KITAMURA et al. (1961), formadas tras el tsunami transpacífico originado en Chile en 1960. Así mismo, estas han sido descritas por otros investigadores, tras los tsunamis de Sumatra-Andamán 2004 (UMITSU et al. 2007; FAGHERAZZI & DU, 2008), y de Japón 2011 (RICHMOND et al. 2012). También se reportaron en las costas de Chile centro-norte, tras el tsunami de Illapel el 2015 (ARAYA-CORNEJO Y CISTERNAS, 2015); y Chile centro-sur, tras el tsunami del Maule de 2010 (Pichilemu, SOTO et al. 2015). El análisis de los resultados sugiere que su abundante presencia en la ZN y ZC, se deba a que en el frente dunar existían dunas de baja pendiente a barlovento (familia de barjanas), sin vegetación y separadas entre sí.

En la ribera sur del río Mataquito se formaron *flood scours* que alcanzaron dimensiones significativas, de hasta 350 m de largo. La ribera sur del río Huenchullamí también exhibe *flood scours*, pero en menor cuantía. Se debe considerar que esta ribera experimentó además un evidente retroceso. FAGHERAZZI & DU (2008) proponen un modelo que estima la fase inicial de formación a partir del derrame del flujo de tsunami sobre la ribera y otra fase posterior en la cual el flujo de retorno ensancha la incisión inicial, debido al aumento de la fuerza erosiva producto de la gravedad. Otras formas como los bancos medios y la riberas norte de los ríos fueron erosionadas en menor medida que en las riberas sur. Claramente representan evidencias de concentración de energía al interior de los ríos. Se deben analizar en futuros estudios los aspectos relevantes en la formación de

los *flood scours*. Factores como la geometría de los ríos pueden ser determinantes para explicar su dimensión y distribución.

En la ZS, una de las consecuencias más relevantes corresponde al retroceso de la línea de costa en más de un centenar de metros. Prácticamente toda la playa y la mitad de la superficie de los cordones de antedunas fueron erosionados. Estas observaciones coinciden con las realizadas por MORTON et al. (2011) para la misma zona. Es aquí donde se estableció la máxima inundación del tsunami, que según lo examinado en terreno y en las imágenes satelitales, bordeó los 600 m medidos desde la línea de costa. Se destaca que, si bien el tsunami erosionó el 50% de la superficie de los cordones de antedunas, este no logró rebasarlas y las *breaches* fueron casi inexistentes. El tsunami solo pudo ingresar por depresiones preexistentes escasamente vegetadas, asociadas al área de influencia del estuario del río Huenchullamí y la Laguna Los Cisnes. Es aquí donde se concentraron las *breaches*. La ZS aún no muestra una recuperación visible de la playa a seis años de ocurrido el tsunami, similar a lo descrito por SOTO et al. (2015) en el litoral arenoso de Pichilemu.

Cómo se ha evidenciado en este trabajo, los efectos directos del tsunami en el litoral arenoso variaron dependiendo del tipo de duna dominante en las distintas zonas analizadas (ZN, ZC y ZS). Si bien la topografía juega un rol relevante para entender la distribución de la inundación en tierra (DAWSON, 1994; NARAYANA et al. 2007; UMITSU et al. 2007; FAGHERAZZI & DU, 2008; PARIS et al. 2009), existen otros elementos que también deben ser considerados. Los resultados de este trabajo sugieren que dunas vegetadas, altas (12 m, Fig. 9c), continuas, compactas y dispuestas en cordones (ZS), pueden ser eficientes para reducir el nivel de inundación de tsunami en tierra. Esto se infiere dado el menor número de *breaches* en este tipo de dunas respecto al observado en zonas donde proliferaban dunas bajas y/o libres

de vegetación. Se debe considerar que el área de estudio recibió el impacto directo del tsunami, observándose alturas de onda sobre el promedio (Fig. 2), debido a su ubicación frente a la zona de máximo slip del terremoto que lo originó. Las grandes alturas del tsunami en la zona de estudio son confirmadas por observaciones en terreno (FARÍAS et al. 2010; FRITZ et al. 2011) y por simulaciones propias del tsunami a partir de una distribución de slip, inferida desde datos geodésicos independientes de observaciones del tsunami (MORENO et al. 2010). Los efectos geomorfológicos observados contrastan con los encontrados en zonas en que dominan las dunas barjanas y su familia (ZN y ZC), en donde se evidenció una mayor cantidad de *breaches*. Muchas de estas dunas terminaron siendo destruidas, como las que se encontraban sobre barra litoral del río Mataquito (ARAYA-CORNEJO, 2010).

Finalmente, se debe entender que las geoformas generadas directamente por el impacto del tsunami (ej. *flood scours*), son expresiones de la energía del mismo. Este y otros trabajos (UMITSU et al. 2007; FAGHERAZZI & DU, 2008; TAPPIN et al. 2012) demuestran que su caracterización es posible con el uso de imágenes satelitales y observaciones de campo. Su identificación y caracterización puede ayudar a determinar zonas vulnerables en costas arenosas de similares características. Así mismo, esta información puede ser considerada para la elaboración de futuras medidas de mitigación ante tsunamis que involucren dunas.

Evolución del litoral arenoso

Al igual que los efectos geomorfológicos directos, los cambios observados a meses de ocurrido el tsunami pueden ser diferenciados por zonas.

La ZN exhibe hasta hoy una gran dinámica, evidenciada por la formación de aspersiones que han avanzado rápidamente sobre

depressiones interdunares compuestas por cordones litorales antiguos. Este aumento de la dinámica de formas eólicas es contrario a lo postulado por ARAYA-CORNEJO (2010), que describió un campo de dunas en franca estabilización en 2009. GOFF et al. (2009) indican que después de ocurrido un tsunami, se espera que un litoral arenoso aumente su actividad debido al incremento en la cantidad de sedimento disponible. Todo esto se debe a la rápida devolución del sedimento perdido por el sistema playaduna, por parte de la deriva litoral. Esto concuerda con la rápida recuperación de la barra litoral del río Mataquito, y con el rellenado de la mayoría de los *flood scours* en su ribera sur.

La ZS se encuentra en un proceso de cambio acelerado de las formas dunares dominantes. En el frente dunar donde existieron cordones de antedunas por 50 años (ARAYA-CORNEJO, 2010), hoy aparece una cresta transverso-transgresiva de 1 km de largo y dunas barjanoides. Mientras tanto, las dunas que se encuentran al interior han sido cubiertas progresivamente por vegetación, situación que contrasta con lo ocurrido en la ZN. El aumento de la cobertura vegetal puede deberse a: (1) que la cresta transverso-transgresiva puede propiciar un efecto sombra (escasos canales de deflación), captando la mayoría del sedimento disponible; (2) a que existe un incremento de la humedad en el subsuelo, lo que ha fomentado el mayor crecimiento de vegetación en zonas más bajas (~ 3 m, Fig. 9c); o (3) a ambos factores. Un posible incremento de la humedad del subsuelo puede ser apoyado por la evidencia presentada en la Figura 12. Después del terremoto existe un aumento progresivo del cauce del río Huenchullamí, de la superficie de la laguna estuarial y de las zonas ribereñas inundadas. Estas últimas se encontraban secas desde hace al menos 50 años (ARAYA-CORNEJO, 2010). Si bien debe ser analizado y confirmado mediante otros tipos de evidencias independientes, lo anterior puede ser explicado por el

hundimiento lento generado por slip tardío (*after slip*) en la falla o por deformación visco elástica del manto, asociados a la fase post-sísmica del terremoto del Maule 2010 (BEDFORD et al. 2013). Hundimientos post-sísmicos lentos han sido observados tras los grandes terremotos de Chile 1960 (BARRIENTOS et al. 1992), Japón 2011 (DIAO et al. 2014), Indonesia 2004 (HU & WANG, 2012), entre otros.

CONCLUSIONES

El litoral arenoso La Trinchera, ubicado frente a la zona de máximo *slip* del terremoto de Chile 2010, mostró importantes efectos en su geomorfología producto del tsunami generado. Las morfologías resultantes del impacto directo del tsunami resultaron ser principalmente erosivas. El análisis de la evolución del litoral arenoso post-tsunami muestra resultados dispares. Mientras que en la ZN aparecen una gran cantidad aspersiones y se observa la rápida recuperación de la barra litoral del estuario Mataquito; en la ZS se evidencia un cambio notable en los cordones de dunas anteriores, transmutando gran parte de estas hacia una gran cresta transverso-transgresiva, mientras que las dunas interiores exhiben procesos de estabilización por crecimiento vegetal.

Los efectos geomorfológicos tras el impacto directo del tsunami y el nivel de ingreso del mismo, variaron según el tipo de duna dominante en el frente dunar. Los resultados de esta investigación sugieren que, debido escasa presencia de *breaches* en cordones de antedunas, las dunas vegetadas pueden ayudar a disminuir el grado de intrusión de un tsunami.

Herramientas como las imágenes satelitales y las plataformas de acceso gratuito que las provean, como Google Earth, demostraron ser de gran utilidad para el estudio de las geoformas modificadas y generadas por el tsunami.

REFERENCIAS

ALTAMIMI, Z., COLLILIEUX, X., LEGRAND, J., GARAYT, B. & BOUCHER, C. (2007). ITRF2005: A new release of the International Terrestrial Reference Frame based on time series of station position and Earth Orientation Parameters. *Journal of Geophysical Research* 112 (B09401). <http://dx.doi.org/10.1029/2007JB004949>

ACUÑA, D. (2011). Evolución paleogeográfica de la terraza marina de La Trinchera, región del Maule (Tesis de pregrado, Universidad de Chile, Santiago, Chile). Recuperado de http://www.tesis.uchile.cl/tesis/uchile/2012/aq-acuna_da/pdfAmont/aq-acuna_da.pdf

ATWATER, B., CISTERNAS, M., YULIANTO, E., PRENDERGAST, A., JANKAEW, K., EIPERT, A., STARIN F., WARNAKULASURIYA I., TEJAKUSUMA, I., SCHIAPPACASSE, I. & SAWAI, Y. (2013). The 1960 tsunami on beach-ridge plains near Maullín, Chile: Landward descent, renewed breaches, aggraded fans, multiple predecessors. *Andean geology*, 40(3), 393-418. DOI:<http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV40n3-a01>

ARAYA-CORNEJO, C. (2010). Morfogénesis evolutiva y sedimentología del sistema de dunas costeras de La Trinchera, región del Maule (Tesis de pregrado, Universidad de Chile, Santiago, Chile). Recuperado de http://repositorio.uchile.cl/tesis/uchile/2010/aq-araya_c/pdfAmont/aq-araya_c.pdf

ARAYA-CORNEJO, C. & CISTERNAS, M. (2015). Efectos geomorfológicos de los tsunamis de Chile de 2010 y 2015 en litorales arenosos. IV Congreso de Oceanografía Física, Meteorología y Clima, Valparaíso, Chile, 18-20 de Noviembre, 2015.

- ARAYA-VERGARA, J. & ARAYA-CORNEJO, C. (2012).** Genetic relationships between beach ridge plain and superimposed dunes (Maule region, Chile). XIII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile, 05-09 Agosto, 2031, 680-682. Recuperado de http://biblioteca.sernageomin.cl/opac/DataFiles/14127_pp_680_682.pdf
- BARRIENTOS, S. E., PLAFKER, G., & LORCA, E. (1992).** Postseismic coastal uplift in southern Chile. *Geophysical Research Letters*, 19(7), 701-704. DOI: 10.1029/92GL00210
- BEDFORD, J., MORENO, M., BAEZ, J. C., LANGE, D., TILMANN, F., ROSENAU, M., & TASSARA, A. (2013).** A high-resolution, time-variable afterslip model for the 2010 Maule Mw= 8.8, Chile megathrust earthquake. *Earth and Planetary Science Letters*, 383, 26-36. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2013.09.020>
- CARVAJAL, M. & GUBLER, A. (2016).** The Effects on Tsunami Hazard Assessment in Chile of Assuming Earthquake Scenarios with Spatially Uniform Slip, Pure and Applied Geophysics. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-016-1332-x>
- CIENFUEGOS R., VILLAGRAN M., AGUILERA J., CATALAN P., CASTELLE, B., & ALMAR R. (2014).** Video Monitoring and Field Measurements of a Rapidly Evolving Coastal System: the River Mouth and Sand Spit of the Mataquito River in Chile. *Journal of Coastal Research*, 70, 639-644. <http://dx.doi.org/10.2112/SI70-108.1>
- DAWSON, A. (1994).** Geomorphological effects of tsunami run-up and backwash. *Geomorphology*, 10, 83-94. [http://dx.doi.org/10.1016/0169-555X\(94\)90009-4](http://dx.doi.org/10.1016/0169-555X(94)90009-4)
- DIAO, F., XIONG, X., WANG, R., ZHENG, Y., WALTER, T. R., WENG, H., & LI, J. (2014).** Overlapping post-seismic deformation processes: afterslip and viscoelastic relaxation following the 2011 Mw 9.0 Tohoku (Japan) earthquake. *Geophysical Journal International*, 196(1), 218-229. <http://dx.doi.org/10.1093/gji/ggt376>
- FAGHERAZZI, S. & DU, X. (2008).** Tsunamigenic incisions produced by the December 2004 earthquake along the coasts of Thailand, Indonesia and Sri Lanka. *Geomorphology*, 99, 120-129. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.10.015>
- FARÍAS, M., VARGAS, G., TASSARA, A., CARRETIER, S., BAIZE, S., MELNICK, D., & BATAILLE, K. (2010).** Land-level changes produced by the Mw 8.8 2010 Chilean earthquake. *Science*, 329, 5994, 916. DOI: <http://dx.doi.org/10.1126/science.1192094>
- FRITZ, H., PETROFF, C., CATALÁN, P., CIENFUEGOS, R., WINCKLER, P., KALLIGERIS, N., WEISS, R., BARRIENTOS, S., MENESES, G., VALDERAS-BERMEJO, C., EBELING, C., PAPADOPOULOS, A., CONTRERAS, M., ALMAR, R., DOMÍNGUEZ, J., & SYNOLAKIS, C. (2011).** Field survey of the 27 February 2010 Chile tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 168, 11, 1989-2010. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-011-0283-5>
- GELFENBAUM, G. & JAFFE, B. (2003).** Erosion and sedimentation from the 17 July, 1998 Papua New Guinea tsunami. *Pure and Applied Geophysics*, 160, 1969-1999. <http://dx.doi.org/10.1007/s00024-003-2416-y>
- GOFF, J., LANE, E., & ARNOLD, J. (2009).** The tsunami geomorphology of coastal dunes. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 9, 847-854. <http://dx.doi.org/10.5194/nhess-9-847-2009>
- HU, Y. & WANG, K. (2012).** Spherical-Earth finite element model of short-term postseismic deformation following the 2004

Sumatra earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B5). <http://dx.doi.org/10.1029/2012JB009153>

KITAMURA, N., KOTAKA, T., & KATAOKA, J. (1961). Ofunato-Shizugawa chiku (region between Ofunato and Shizugawa). En E. Kon'no, Contrib (eds.), Geological Observations of the Sanriku Coastal Region Damaged by Tsunami due to the Chile Earthquake in 1960. *Inst. Geol. Paleontol. Tohoku Univ.*, 52, 28-40.

MARAMAI, A. & TINTI, S. (1997). The 3 June 1994 Java tsunami: a post-event survey of the coastal effects. *Natural Hazards*, 15 (1), 31-49. <http://dx.doi.org/10.1023/A:1007957224367>

MORENO, M., ROSENAU, M., & ONCKEN, O. (2010). 2010 Maule earthquake slip correlates with pre-seismic locking of Andean subduction zone. *Nature*, 467, 7312, 198-202. <http://doi.org/10.1038/nature09349>

MORTON, R., GELFENBAUM, G., BUCKLEY, M., & RICHMOND, B. (2011). Geological effects and implications of the 2010 tsunami along the central coast of Chile. *Sedimentary Geology*, 24, 34-51. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.09.004>

NARAYANA, A., TATAVARTI, R., SHINU, N., & SUBEER, A. (2007). Tsunami of December 26, 2004 on the southwest coast of India: post-tsunami geomorphic and sediment characteristics. *Marine Geology*, 242, 155-168. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.03.012>

PARIS, R., WASSMER, P., SARTOHADI, J., LAVIGNE, F., BARTHOMIEUF, B., DESGAGES, É., GRANCHER, D., BAUMERT, P., VAUTIER, F., BRUNSTEIN, D., & GOMEZ, C. (2009). Tsunamis as geomorphic crisis:

lessons from the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Geomorphology*, 104, 59-72. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.05.040>

POLLITZ, F., BROOKS, B., TONG, X., BEVIS, M., FOSTER, J., BURGMANN, R., SMALLEY, J., VIGNY, C., SOCQUET, A., RUEGG, J., CAMPOS, J., BARRIENTOS, S., PARRA, H., BAEZ, J., CIMBARO, S., & BLANCO, M. (2011). Coseismic slip distribution of the February 27, 2010 Mw 8.8 Maule, Chile earthquake. *Geophys. Res. Lett.*, 38, L09309. <http://dx.doi.org/10.1029/2011GL047065>

QUEZADA, J., JAQUE, E., BELMONTE, A., FERNÁNDEZ, A., VÁSQUEZ, D., & MARTÍNEZ, C. (2010). 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. *Revista Geográfica del Sur*, 1(2), 11-45.

RICHMOND, B., SZCZUCIŃSKI, W., CHAGUÉ-GOFF, C., GOTO, K., SUGAWARA, D., WITTER, R., TAPPIN, D., JAFFE, B., FUJINO, S., NISHIMURA, Y., & GOFF, J. (2012). Erosion, deposition and landscape change on the Sendai coastal plain, Japan, resulting from the March 11, 2011 Tohoku-oki tsunami. *Sedimentary Geology*, 282, 27-39. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.08.005>

SHI, S., DAWSON, A., & SMITH, D. (1993). Geomorphological impact of the Flores tsunami of 12th December, 1992. En *Tsunami '93, Proceedings of the IUGG/IOC Int. Tsunami Symp.*, Wakayama, Japan, Agosto 23-27, 1993, 689-596.

SOTO, M.V., ARRIAGADA, J., CASTRO-CORREA, C.P., IBARRA, I., & RODOLFI, G. (2015). Condiciones geodinámicas derivadas del terremoto y

- tsunami de 2010 en la costa de Chile central: El caso de Pichilemu. *Revista de geografía Norte Grande*, 60, 79-95. <https://dx.doi.org/10.4067/S0718-34022015000100005>
- TAPPIN, R., EVANS, H., JORDAN, C., RICHMOND, B., SUGAWARA, D., & GOTO, K. (2012).** Coastal changes in the Sendai area from the impact of the 2011 Tōhoku-oki tsunami: Interpretations of time series satellite images, helicopter-borne video footage and field observations. *Sedimentary Geology*, 282, 151-174. <http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.09.011>
- UMITSU, M., TANAVUD, C., & PATANAKANOG, B. (2007).** Effects of landforms on tsunami flow in the plains of Banda Aceh, Indonesia, and Nam Khem, Thailand. *Marine Geology*, 242, 141-153. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2006.10.030>
- VARGAS, G., FARÍAS, M., CARRETIER, S., TASSARA, A., BAIZE, S., & MELNICK, D. (2011).** Coastal uplift and tsunami effects associated to the 2010 Mw8.8 Maule earthquake in Central Chile. *Andean Geology*, 38 (1), 219-238.
- VIGNY, C., SOCQUET, A., PEYRAT, S., RUEGG, J.C., METOIS, 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, J.P., BEVIS, M., BROOKS, B., SMALLEY, R., PARRA, H., BAEZ, J.C., BLANCO, M., CIMBARO, S., & KENDRICK, E. (2011).** The 2010 Mw 8.8 Maule Mega-Thrust Earthquake of Central Chile, Monitored by GPS. *Science* 332, 1417. <http://dx.doi.org/10.1126/science.1204132>
- WANG, X. (2009).** User manual for COMCOT version 1.7, first draft. Recuperado de <http://citeseerx.ist.psu.edu/viewdoc/download;jsessionid=3BFF428CFAEE4119850B79C7AB478ABA?doi=10.1.1.512.84&rep=rep1&type=pdf>