

This is a repository copy of *Origen y distribución de depósitos de tsunami en la marisma de Chaihuín (40° S/73,5° O), Chile.*

White Rose Research Online URL for this paper:

<https://eprints.whiterose.ac.uk/id/eprint/175962/>

Version: Published Version

Article:

Aedo, Diego, Melnick, Daniel, Garrett, Ed et al. (1 more author) (2021) Origen y distribución de depósitos de tsunami en la marisma de Chaihuín (40° S/73,5° O), Chile. Andean Geology. pp. 125-152. ISSN: 0718-7106

<https://doi.org/10.5027/andgeov48n1-3258>

Reuse

This article is distributed under the terms of the Creative Commons Attribution (CC BY) licence. This licence allows you to distribute, remix, tweak, and build upon the work, even commercially, as long as you credit the authors for the original work. More information and the full terms of the licence here:
<https://creativecommons.org/licenses/>

Takedown

If you consider content in White Rose Research Online to be in breach of UK law, please notify us by emailing eprints@whiterose.ac.uk including the URL of the record and the reason for the withdrawal request.

Origen y distribución de depósitos de tsunami en la marisma de Chaihuín (40° S/73,5° O), Chile

***Diego Aedo^{1,3}, Daniel Melnick^{2,3}, Ed Garrett⁴, Mario Pino^{2,3}**

¹ Departamento de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción, Víctor Lamas 1290, Casilla 160-C, Concepción, Chile.

diaedoz@gmail.com

² Instituto de Ciencias de la Tierra, TAQUACH, Edificio Emilio Pugín, Av. Eduardo Morales Miranda, Campus Isla Teja, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

daniel.melnik@uach.cl; mariopinoquivira@gmail.com

³ Núcleo Milenio CYCLO, El ciclo sísmico a lo largo de zonas de subducción, Av. Eduardo Morales Miranda, Universidad Austral de Chile, Valdivia, Chile.

⁴ Department of Geography, Durham University, South Road, Durham, DH1 3LE, United Kingdom.
ed.garrett@york.ac.uk

* Autor de correspondencia: diaedoz@gmail.com

RESUMEN. En la marisma de Chaihuín, al sur de Valdivia (39°56' S/73°33' O), se ha preservado una capa de arena depositada por el tsunami asociado al terremoto de 1960. El presente estudio tiene como objetivo la caracterización de este depósito y de las capas de posibles tsunamis asociadas a terremotos anteriores a dicho evento. Secciones estratigráficas realizadas con base en 111 testigos dentro de la marisma revelaron la existencia de 3 capas de arena. La fuente de la arena se determinó mediante análisis estadísticos que compararon sus características sedimentológicas y mineralógicas con los ambientes de deposición modernos. Los resultados sugieren que ondas de tsunami probablemente transportaron las capas de arena que se encuentran en la marisma. Se infiere que dichas capas de arena fueron depositadas por tsunamis que siguieron a la subsidencia asociada con los grandes terremotos históricos de 1575, 1737 o 1837 y 1960. Sin embargo, las 3 capas son diferentes entre sí, en términos de distribución lateral y fuente, lo que se interpreta como producto de los cambios en la barra de arena asociada a la ocupación humana o a las diferencias en la distribución de desplazamiento cosísmico lo que produce variaciones en el espacio de acomodación por hundimiento cosísmico y en la altura de las olas del tsunami.

Palabras clave: Paleoseismología, Tsunami, Estratigrafía marisma, Chaihuín, Terremoto Chile 1960.

ABSTRACT: Source and distribution of tsunami deposits at Chaihuín marsh (40° S/73.5° W), Chile. At Chaihuín marsh, south of Valdivia (39°56' S/73°33' W), a sand bed was deposited during the 1960 earthquake. The aim of this study is to map the 1960 tsunami deposit in detail and to associate earlier sand layers with past tsunamis. Geologic field mapping by means of stratigraphic sections constructed using 111 cores in the marsh revealed the existence of three sand layers. The source of these sand layers was determined by a statistical comparison of their sedimentological and mineralogical signatures with modern depositional environments. The results show that tsunami waves probably transported the sand layers found in the marsh. It is inferred that these sand layers were deposited in the marsh by tsunamis that followed subsidence associated with the great historical megathrust earthquakes of 1575, 1737 or 1837, and 1960. However, the three layers are different from each other in terms of lateral distribution and source, which we interpret as either changes in the sand bar associated with human occupation or differences in coseismic slip distribution resulting in variable accommodation space provided by coseismic subsidence as well as in tsunami wave height.

Keywords: Paleoseismology, Tsunami, Marsh stratigraphy, Chaihuín, 1960 Chile earthquake.

1. Introducción

Un tsunami corresponde a una, o una serie de ondas de larga longitud que se producen, generalmente en los océanos, y que se propagan a gran velocidad en todas las direcciones desde su punto de origen. Usualmente un tsunami es generado por el desplazamiento de un volumen de agua o alteraciones en el fondo marino producto de un terremoto. Un aspecto fundamental para entender el ciclo sísmico y mitigar la amenaza de un tsunami es la caracterización de múltiples eventos y cuantificación de sus similitudes y diferencias. En este ámbito se ha estudiado el registro histórico y geológico (*e.g.*, Atwater y Hemphill-Haley, 1996; Nelson *et al.*, 1996; Goff *et al.*, 2006, 2010, 2012; Peters y Jaffe, 2010; Szczuciński, 2012). La identificación del registro geológico de tsunamis presenta algunos desafíos, ya que es necesario diferenciar correctamente la evidencia atribuible a un tsunami de aquella originada por cambios de corto plazo del nivel del mar atribuibles a otros fenómenos ambientales como grandes tormentas e inundaciones.

Las características y la preservación de un depósito de tsunami son dependientes de muchos factores, entre ellos la dirección de propagación de la ola, la forma de la costa, los rasgos topográficos, la disponibilidad de sedimento y la interferencia entre las partículas durante el transporte (Nelson *et al.*, 1996; Goff *et al.*, 2006, 2012; Takeda *et al.*, 2018). Se asume que el transporte de los sedimentos más finos (arcillas a arenas) ocurre a través del mecanismo de suspensión cuando el depósito originado presenta gradación normal. Esto se debería a la disminución de la turbulencia a medida que el tsunami se retira, sin embargo, la dinámica de estos eventos suele ser más compleja. A menudo involucran otros procesos de transporte como tracción, saltación y resuspensión, lo que da lugar a depósitos masivos, gradación inversa o múltiples capas (Paris *et al.*, 2007; Switzer y Jones, 2008; Kain *et al.*, 2015, 2016).

Se han propuesto diversos criterios geológicos que permiten la identificación de depósitos de paleotsunamis, *e.g.*, la disminución del tamaño medio de grano y del espesor del depósito con el incremento de la distancia desde la línea de costa hacia el continente; la amplia distribución local; la presencia de distintas unidades sedimentarias, debido a numerosas olas; la mezcla de sedimentos de ambientes cercanos y lejanos a la costa; la diferencia entre la unidad superior e inferior del depósito, a causa del avance y retroceso de la ola; el contacto inferior discordante

o erosivo y la presencia de intraclastos o material retrabajado (Nelson *et al.*, 1996; Goff *et al.*, 2006, 2012). Además, la mineralogía y la granulometría del sedimento, cuya distribución es dependiente de la fuente (Peterson y Darienzo, 1991; Nelson *et al.*, 1996; Chagué-Goff *et al.*, 2011; Goff *et al.*, 2012), y en particular los parámetros estadísticos de tendencia central y dispersión, como tamaño medio, selección, asimetría y curtosis, pueden ser útiles para la caracterización del sedimento y la interpretación de su origen y depositación (Folk, 1980; Cisternas *et al.*, 2000; Paris *et al.*, 2007; Switzer y Jones, 2008; Pham *et al.*, 2018). Sin embargo, no todos los depósitos de tsunami se preservan en el registro geológico, ya que procesos posdepositacionales, como erosión, cambios secundarios en el tamaño de grano y la bioturbación, pueden modificar e incluso borrar dichas evidencias en años posteriores, tal como ha sido descrito en Chile (Spiske *et al.*, 2013, 2020; Bahlburg y Spiske, 2015) y otras regiones (Szczuciński, 2012; Chagué-Goff *et al.*, 2015). Se destaca, además, que actualmente el análisis microtextural de granos no resulta un método adecuado para identificar los depósitos de tsunami, a causa de factores locales y metodológicos (Bellanova *et al.*, 2016).

Los criterios mencionados son útiles para diferenciar este tipo de depósitos de aquellos de tormenta, que se caracterizan generalmente por presentar muchas capas finas de arena procedente del ambiente litoral, ser mejor seleccionadas, estar restringidas espacialmente a las zonas más bajas y no producir una base erosiva, debido a la menor velocidad de inundación (Morton *et al.*, 2007; Switzer y Jones, 2008). La ausencia de fenómenos climáticos extremos en la zona de Chaihuín (*e.g.*, huracanes, tormentas tropicales) minimiza la posibilidad de encontrar depósitos de tormenta importantes. Además, las tsunamitas (depósitos sedimentarios producidos por un tsunami) se diferencian de los depósitos producidos en inundaciones por crecidas de ríos, principalmente, porque en los segundos se detecta un aporte sedimentario relacionado con la fuente río arriba, disminución del tamaño de grano mientras más lejos del cauce, gradación inversa con alta concentración de fango en la unidad inferior por el aumento paulatino de la energía del proceso y gradación normal en la unidad superior por el efecto contrario (Matsumoto *et al.*, 2016; Yamada *et al.*, 2016). Sin embargo, las características del depósito suelen ser condicionadas por una combinatoria de factores específicos al sitio.

El principal potencial tsunamigénico a lo largo del margen chileno se origina en la zona interplaca que acomoda la convergencia a 66 mm/año entre las placas de Nazca y Sudamericana (Angermann *et al.*, 1999). Dicha falla fue la fuente del terremoto del 22 de mayo de 1960 en Valdivia (Mw 9,5), que corresponde al mayor movimiento sísmico instrumentalmente medido por la sismología moderna. Dicho evento abarcó una ruptura compleja de alrededor de 1.000 km de longitud que define el segmento sísmico de Valdivia, con un desplazamiento que alcanzó hasta 44 m frente a las costas de esta ciudad (Fig. 1A; Plafker y Savage, 1970; Moreno *et al.*, 2009). Este movimiento provocó importantes cambios geomorfológicos por la subsidencia cosísmica dentro del continente de más de 2 m (Plafker y Savage, 1970) y las grandes olas con crestas de hasta 15 m en Chile, 10 m en Hawaii y 6 m en Japón (Cisternas *et al.*, 2005).

También existe registro histórico de grandes terremotos en el pasado dentro del segmento sísmico de Valdivia en los años 1575, 1737 y 1837

(e.g., Lomnitz, 2004; Cisternas *et al.*, 2005). La evidencia de los abruptos y recurrentes cambios cosísmicos en la altura de la costa junto con las inundaciones debido a tsunamis asociados a estos eventos, queda preservada en los estratos enterrados dentro de las marismas. Estas corresponden a ambientes vegetados (flora halófila), de aparición tardía dentro del Holoceno, que se desarrollan dentro de la zona intermareal (Frey y Basan, 1985; Atwater *et al.*, 1992). La investigación que se ha llevado a cabo dentro de dichos ambientes en las costas del centro sur de Chile (Cisternas *et al.*, 2005; Nelson *et al.*, 2009; Garrett *et al.*, 2013, 2015; Ely *et al.*, 2014; Dura *et al.*, 2015; Nentwig *et al.*, 2018), en conjunto con el estudio de evidencias asociadas a otros ambientes y procesos tales como diamictitas en Chiloé (Cisternas *et al.*, 2017) y turbiditas lacustres (Moernaut *et al.*, 2007, 2014, 2018) han permitido respaldar, e incluso ampliar, el registro histórico mencionado.

De esta manera se ha concluido que tanto en 1960 como en 1575 la extensión de la ruptura, así como

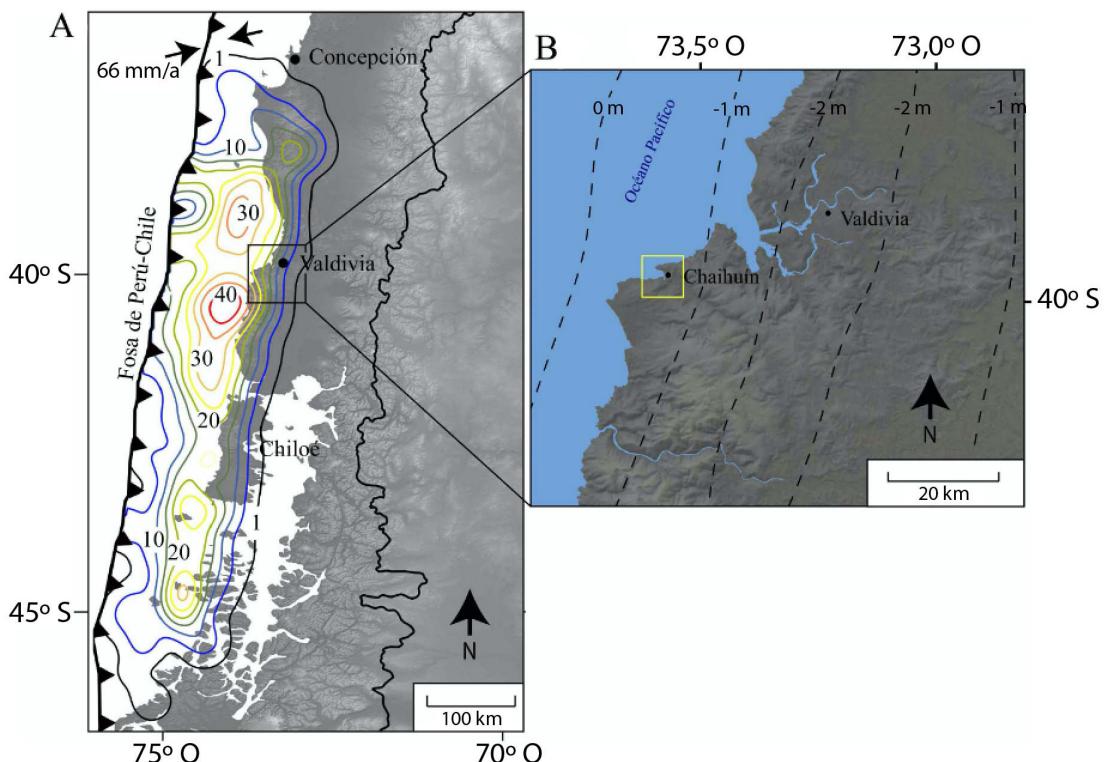


Fig. 1. A. Contexto tectónico del centro-sur de Chile en donde se destaca el desplazamiento de la falla durante el terremoto de 1960 (con base en Moreno *et al.*, 2009). B. Mapa regional de la zona costera de Valdivia (área de estudio destacada en cuadro amarillo). Los contornos segmentados indican la subsidencia asociada al terremoto de 1960 (con base en Plafker y Savage, 1970).

la subsidencia y posterior tsunami se desarrollaron dentro del mismo orden de magnitud (Cisternas *et al.*, 2005). Sin embargo, los eventos de 1737 y 1837, a pesar de tener una magnitud estimada cercana y sobre Mw 8 respectivamente, corresponden a terremotos con un área de ruptura menor, por lo que la evidencia geológica de ambos es escasa (Cisternas *et al.*, 2017). Para el terremoto de 1737 se cuenta básicamente con reportes históricos de daños sufridos en Valdivia y Chiloé que no contemplan la ocurrencia de un tsunami mayor. Para el de 1837 hay más evidencia, tanto histórica como geológica, donde resalta el registro de subsidencia y grandes olas que afectaron las costas de Chiloé en el sur de Chile, Japón y Hawaii (Cisternas *et al.*, 2005, 2017). Con base en esto último, se interpreta, además, que el terremoto de 1837 involucraría principalmente la extensión sur de la zona de ruptura de 1960 (Cisternas *et al.*, 2017).

Debido a dicho terremoto de 1960, al sur de Valdivia, la localidad de Chaihuín fue afectada por una gran ola de tsunami (8,5 m de altura en Corral; Sievers, 1963) y sufrió una subsidencia cosísmica de $0,7 \pm 0,4$ m medida a partir de los testimonios de los residentes (Fig. 1B; Plafker y Savage, 1970). Se considera que Chaihuín reúne las características de un ambiente de sedimentación costero quiescente, de baja pendiente y elevación, pero con suficiente espacio de acomodación; la marisma está protegida de efectos climáticos gracias a la disposición del cordón de dunas y su ubicación dentro de la bahía, y aislada de potenciales efectos antropogénicos (Fig. 2). Dichas características posibilitaron la buena preservación de los sedimentos depositados por el tsunami de 1960 (Hocking *et al.*, 2017) y de potenciales eventos en el pasado. En el presente trabajo analizamos, a través de una aproximación estratigráfica, sedimentológica y mineralógica, la fuente de la capa depositada por el tsunami de 1960 y de 2 capas subyacentes para aportar al entendimiento de los procesos que permiten la preservación de dichas capas, y su diferenciación de otras similares depositadas por procesos no tectónicos.

2. Metodología

Para determinar las características morfológicas y geológicas de la cuenca del río Chaihuín se delimitó su cuenca hidrográfica y se realizó el perfil longitudinal utilizando un Modelo Digital de Elevación (DEM) de 30 m de resolución (SRTM-1)

y el programa Topotoolbox (Schwanghart y Kuhn, 2010). Esta información se complementó con el mapa geológico regional a escala 1:100.000 (Mella *et al.*, 2012).

Se obtuvieron fotos panorámicas por medio de un dron y se identificaron los diferentes ambientes presentes en el área de estudio. Se buscó evidencias de tsunamis y de subsidencia realizando columnas estratigráficas de 111 testigos de sedimento recuperados con un barreno (1 a 2 m) dentro de la marisma, con el fin de crear transectos que cubrieran la mayor superficie posible (Fig. 2, 2 transectos N-S y 5 transectos E-O). Se recolectaron un total de 25 muestras (50-140 cm³) de las capas de arena presentes en la marisma, recuperando la totalidad del depósito, extrayendo 5 réplicas en cada punto muestreado y tratando de incluir los extremos y centro de cada transecto. Para estimar la altura de dichos puntos con respecto al nivel medio del mar se instaló un mareógrafo portátil en el puente de Chaihuín por 12 horas aproximadamente y se ajustaron las mediciones al modelo global de mareas TPXO-8 Atlas (Egbert y Erofeeva, 2002). Finalmente se tomó una serie de muestras (3 a 5 réplicas) de los ambientes modernos: 4 puntos dentro de la bahía a distintas profundidades, 6 en la playa (divididos en zona de lavado, cara de playa y berma), 2 en la barra del estuario del río Chaihuín, 3 a lo largo del estuario y río (desembocadura, y aproximadamente a uno y a 3 km río arriba de esta) y siete puntos dentro de las dunas (transecto a través de zonas de barlovento, cresta, sotavento y artesa; Fig. 2). Para la simplificación de los análisis posteriores se adscribieron las muestras de barra dentro del grupo de muestras de playa y las de estuario dentro del grupo de río.

Con la información recogida en los testigos se elaboraron 7 secciones, en donde las diferentes capas se relacionaron entre sí, con base en sus características sedimentológicas, altura y espesor, para establecer su continuidad y distribución dentro de la marisma. De esta manera se definieron 4 capas de arena: S1, S2, S3 y BS (de más reciente a más antigua), que presentan continuidad dentro de la superficie estudiada.

2.1. Análisis de laboratorio

Para analizar la granulometría de los sedimentos se considera que el tamizado, la difracción láser y las mediciones de velocidad de sedimentación,

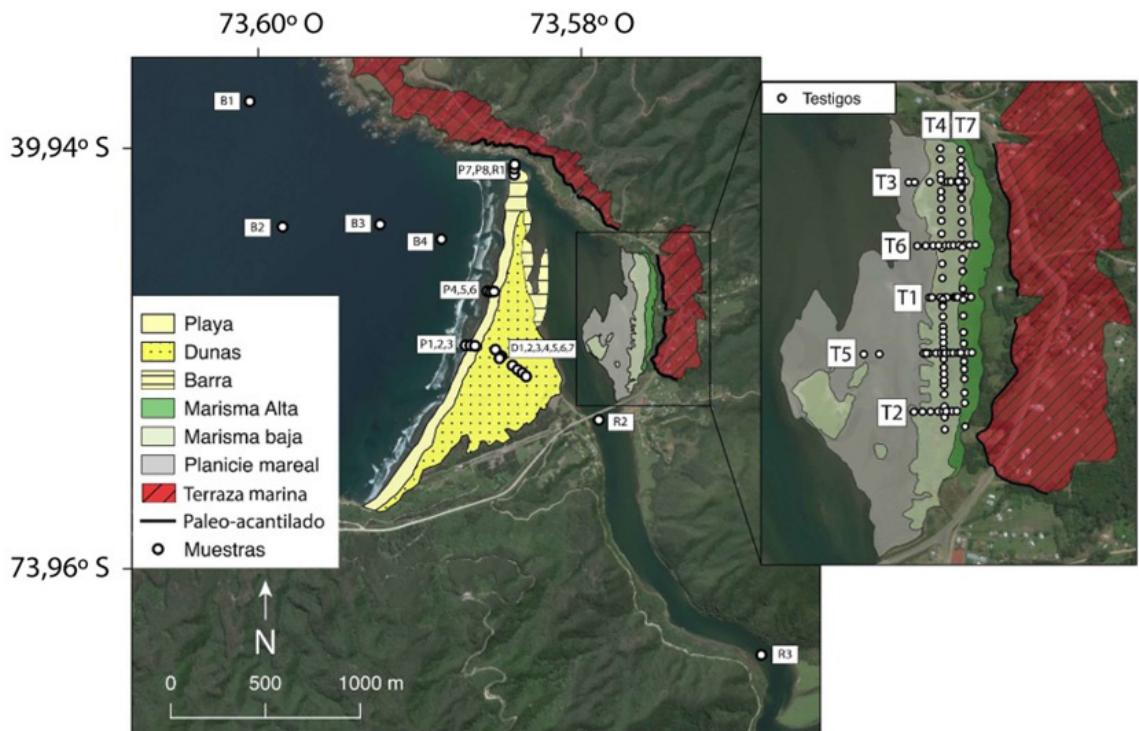


Fig. 2. Mapa geomorfológico de la localidad de Chaihuín con la ubicación de las muestras de ambiente moderno (B: bahía, P: playa, R: río y D: duna) y un detalle de la marisma en donde se especifica la ubicación de los testigos tomados sobre los transectos (T).

cuando se aplican a la misma muestra, producen diferentes distribuciones y, por lo tanto, datos textuales incongruentes (Flemming, 2007). Solo las curvas de frecuencia generadas y procesadas por procedimientos de análisis y cálculo idénticos pueden compararse de forma significativa. Para ello se debe controlar que el origen de los sedimentos sea común y el volumen analizado debe ser pequeño (Flemming, 2007). Los métodos de tamizado y difracción láser asumen que las partículas son esféricas y de densidad uniforme. Aunque uno o ambos de estos supuestos pueden ser válidos en ambientes siliciclásticos, ambos son casi siempre violados en presencia de sedimentos donde se mezcla el cuarzo, fragmentos líticos y sedimentos bioclásticos, frecuentes en estuarios (Lowe *et al.*, 2019). En contraste, la variabilidad de los resultados de los tubos de sedimentación puede considerarse baja siempre que se comparan muestras de igual masa (Tanner, 1997).

Para el análisis granulométrico se empleó el método Emery (1938), basado en la velocidad de decantación de partículas (Gibbs *et al.*, 1971), determinada por la ecuación que expresa la relación

entre el tamaño de la esfera y su velocidad de asentamiento:

$$V = \frac{-3 + \sqrt{9n^2 + gr^2 Pf(Ps - Pf)(0,0015475 + 0,19841r)}}{Pf(0,011607 + 0,14881r)}$$

Donde V: velocidad (cm/s); n: viscosidad dinámica del fluido (P); g: aceleración de gravedad (cm/s²); r: radio de la esfera (cm); Ps: densidad de fluido (g/cm³); Pf: densidad de la esfera (g/cm³).

Todas las muestras fueron analizadas en el Laboratorio de Sedimentología de la Universidad Austral de Chile. Estas fueron tamizadas para aislar la fracción arenosa (62,5 µm-2 mm). A fin de producir la sedimentación de la arena en el tubo de Emery se llenó un cilindro de 4 cm³ con una alícuota de arena lavada (3 cm³ para cada muestra) y agua destilada; luego se invirtió 3 veces, para producir el reordenamiento de los granos (los finos en la parte superior y los gruesos en la inferior), y así introducirlo en el tubo Emery, lleno de agua destilada con una temperatura cercana a 20 °C. Para ejecutar las mediciones de velocidad de decantación de la

muestra se miden los volúmenes acumulados de los diámetros determinados, calculados con la fórmula de Gibbs *et al.* (1971) para el largo del tubo Emery del laboratorio (164 cm). Con el fin de calcular los parámetros de tendencia central y dispersión media, selección, asimetría y curtosis se emplea el cálculo de momentos del programa computacional de acceso libre GRANPLOT (Balsillie *et al.*, 2002).

Por otra parte, se estimó la proporción de cuarzo, feldespatos y fragmentos líticos de 5 muestras representativas de cada ambiente y capa de arena, con base en un conteo modal con lupa binocular de 200 granos, para distinguirlas según sus componentes minerales (Folk, 1980; Franzinelli y Potter, 1983).

2.2. Análisis estadístico

Se analizó la distribución de los parámetros granulométricos de tendencia central y dispersión obtenidos por medio de diagramas de caja y bigotes y se compararon entre sí por medio de gráficos de dispersión bivariados. Se normalizó la curtosis, de acuerdo con el método propuesto por Folk (1980), debido a la falta de normalidad en su distribución. A continuación, utilizando el software Statgraphics Centurion XVI versión 16.2.04®, se llevó a cabo un análisis factorial de todas las muestras, donde se evaluó la distribución de estas a partir de los factores calculados y el peso que tiene cada parámetro granulométrico en cada uno de los factores identificados según el método de rotación Varimax (Kaiser, 1958). Finalmente, usando el mismo software, se realizó un análisis discriminante utilizando las muestras de ambientes modernos y los 4 parámetros granulométricos (media, selección, asimetría y curtosis normalizada) como variables predictoras. Este tipo de análisis se utiliza para distinguir entre grupos en función de sus relaciones o diferencias estadísticas elaborando combinaciones lineales de múltiples variables, comúnmente, se usa en sedimentología para distinguir entre 2 o más grupos predefinidos de sedimentos y sus ambientes depositacionales (*e.g.*, Pino y Navarro, 2005; Kasper-Zubillaga y Carranza-Edwards, 2005; Jara-Muñoz y Melnick, 2015). El análisis discriminante realizado permitió elaborar un modelo de clasificación de las arenas de los ambientes actuales, el cual fue posteriormente aplicado a las muestras de arenas de los niveles sedimentarios identificados y objetos de este estudio.

3. Resultados

3.1. Geología y geomorfología de la cuenca del río Chaihuín

La geología de la cuenca del Río Chaihuín se compone principalmente de esquistos pelíticos y cuarcitas del Paleozoico-Triásico Inferior, correspondientes al Complejo Metamórfico Bahía Mansa; rocas intrusivas del Cretácico Superior que incluyen a la Granodiorita Chaihuín y el Granito Pan de Azúcar; rocas sedimentarias de edad miocena que cubren a las unidades anteriores (Formación Santo Domingo); depósitos fluvioestuariales del último interglacial y depósitos fluviales y litorales holocenos (Mella *et al.*, 2012). La cuenca en sí presenta una forma alargada, donde las rocas del Complejo Metamórfico Bahía Mansa ocupan el 89% de la superficie total. Mientras tanto el río, a pesar de presentar una curvatura importante en su morfología, presenta una orientación preferencial NO-SE y un perfil con una pendiente muy suave (1,5%), sobre todo en el cuarto final de su recorrido, donde se identifica como ambiente de estuario (Apéndice A1).

3.2. Geología y geomorfología de la marisma de Chaihuín

Utilizando imágenes aéreas se mapearon los ambientes modernos que son relevantes para este estudio dentro de la localidad de Chaihuín: el estuario, el río, la marisma (alta y baja), las dunas, la playa y la barra (Fig. 3A y B). Adicionalmente, al comparar imágenes anteriores y posteriores al terremoto de 1960, se observó que luego de este se originó un cambio en el nivel relativo del mar, reflejado en la inundación del área correspondiente a la marisma (Apéndice A2).

Dentro de la marisma alta fue posible observar la presencia de grandes rocas (tamaño bloque) en su superficie (Fig. 3C), una capa de arena más superficial (Fig. 3D) y un nivel de turba marrón oscuro expuesta justo bajo el desarrollo del suelo actual dentro de la marisma y que forma parte del espacio intermareal, sobre el cual se reconocieron algunas raíces de tronco vestigial (Fig. 3E y F).

3.3. Estratigrafía de la marisma y mineralogía

Mediante los testigos fue posible identificar 4 capas de arena con contactos bien definidos



Fig. 3. A-B. Fotografías oblicuas de los ambientes modernos tomadas con un dron. En 3A se señala la ubicación de las fotografías 3C a 3F. C. Bloque posiblemente transportado por un tsunami. D. Evidencia del tsunami de 1960 (arena descrita por Hocking *et al.*, 2017). E. Turba correspondiente a la planicie mareal pre-1960 sepultada por depósitos estuariales actuales. F. Restos de tronco vestigial sobre dicho nivel de turba. Evidencia del aumento del nivel relativo del mar por subsidencia costera.

y separadas entre ellas por turba marrón oscuro (Apéndice A3), descritas desde la más superficial a la más profunda como:

S1: capa de arena gruesa a media gris (2 a 28 cm de espesor) con abundantes fragmentos de origen metamórfico (cuarzo y micas), mayoritariamente con gradación normal ($>80\%$ casos) y masiva en el resto de los casos, con contacto inferior abrupto y superior gradacional. Además, presenta un tamaño de grano menor hacia dentro de la marisma (hacia el E) e intraclastos de turba marrón oscuro en algunos testigos descritos.

S2: capa de arena gruesa a media gris muy similar a S1 (2 a 32 cm de espesor), masiva o con

gradación normal (evidente en el 50% de los casos), con contacto inferior nítido y superior transicional. No se observaron características distintivas como los intraclastos de turba.

S3: capa de arena gris de grano medio a fino (2 a 15 cm de espesor), masiva con contactos poco definidos, donde el contacto inferior es más nítido y el superior transicional.

BS: capa de arena masiva de grano medio a fino con gran proporción de fango (10-30 cm de espesor), muchas veces presenta algunos clastos de arena gruesa o grava y una mayor compactación a medida que se profundiza.

Adicionalmente, se describieron 2 capas de turba negra muy humificada, una que sobreyace a S1 y otra que la subyace. En ambos casos los contactos de esta capa son nítidos y el espesor de ambas varía entre 1 y 15 cm (Fig. 4). Además, se describió un nivel de turba marrón oscuro que subyace a la arena depositada actualmente por el estuario (arena media con coloración marrón a amarillo) y al suelo moderno, destacándose este último en las zonas más bajas por presentar múltiples capas planas de arena fina/media intercaladas (Apéndice A3). Este tipo de turba es la que separa a todas las capas de arena.

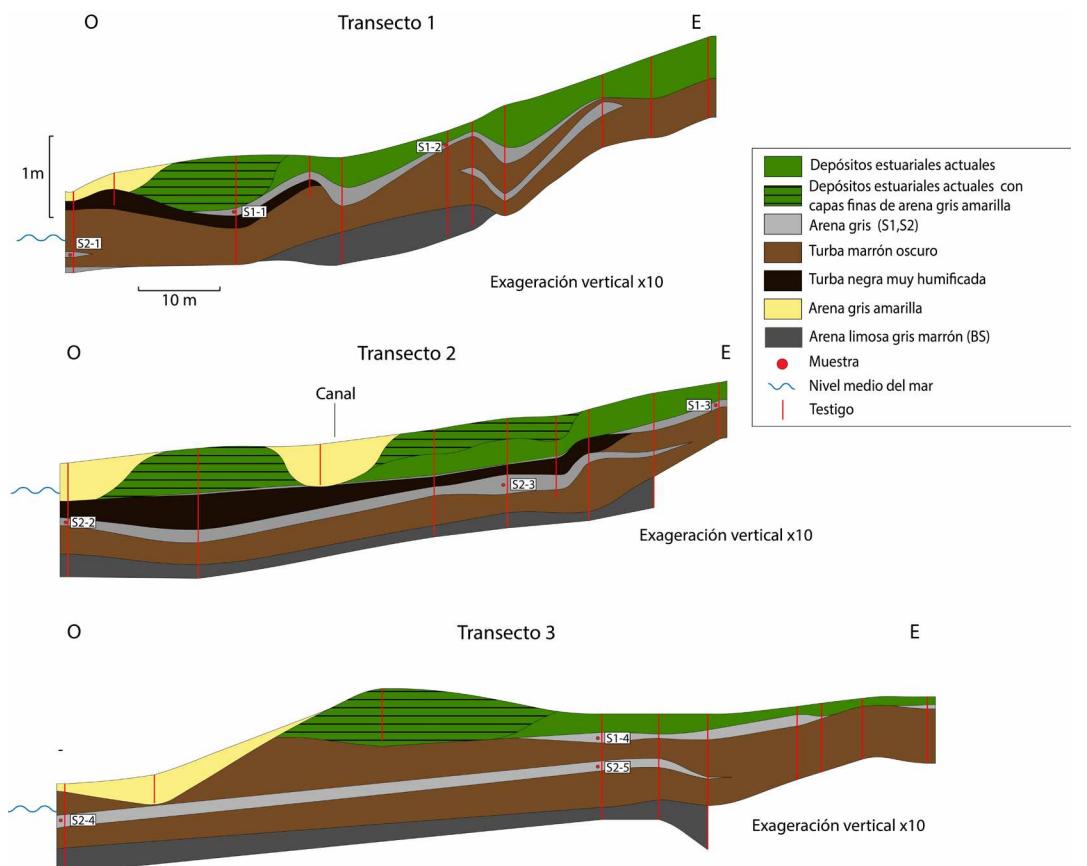
De acuerdo con los perfiles elaborados (Fig. 4), las capas de arena S1 y S2 se encuentran ampliamente distribuidas dentro de la marisma, y a pesar de que su espesor tiende a disminuir hacia el este (hacia el continente) tanto en los transectos 1, 3, 5 y 6 para S1 como en los 2 y 3 para S2 (Fig. 2), no resulta ser una tendencia generalizada dentro del área estudiada. La distribución de S3 es más localizada y se concentra en la porción sur del transecto 4. Por otra parte, es común encontrar depósitos estuariales actuales

intercalados con finas capas de arena en las zonas más cercanas al nivel relativo del mar de todos los transectos en sentido O-E y dentro del transecto 4 en sentido N-S (Fig. 2).

Todas las muestras analizadas quedan incluidas dentro de la clasificación de las litoarenitas (Apéndice A4), donde tanto las muestras de ambientes modernos como las de capas de arena se componen principalmente de cuarzo y fragmentos de roca (predominantemente de esquisto micáceo) con escaso feldespato. A pesar de que la proporción de cuarzo y fragmentos líticos varía ligeramente, no existe gran diferencia composicional entre las muestras.

3.4. Relaciones estadísticas de ambientes depositacionales

Considerando los parámetros estadísticos de tendencia central y dispersión (Fig. 5), se puede apreciar que la mayoría de las muestras presentan un tamaño medio de grano correspondiente a arena media, a excepción de las de río que son arenas



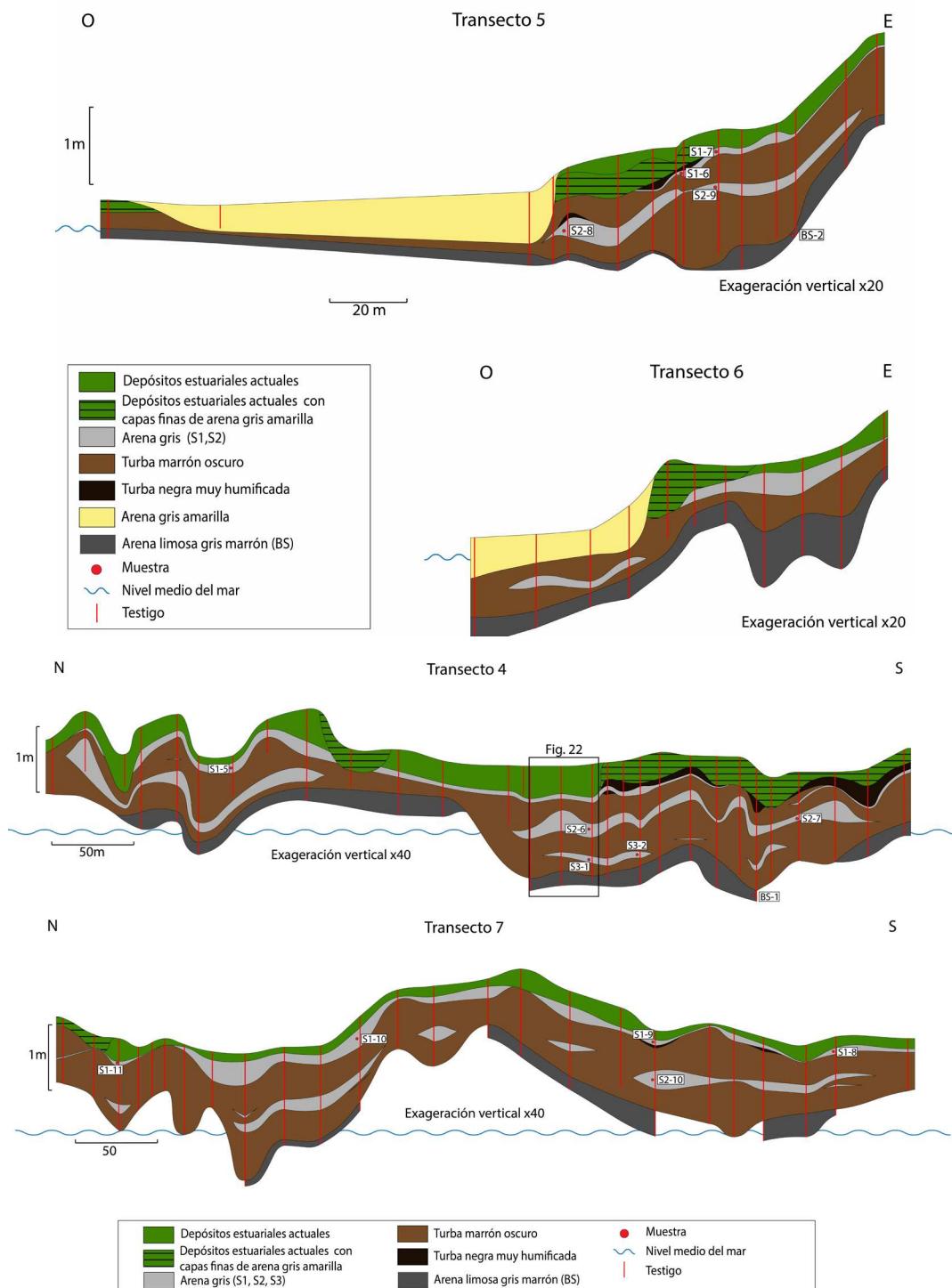


Fig. 4. Estratigrafía de los transectos. Se observan 2 capas de arena ampliamente distribuidas en la mayoría de los transectos (S1 y S2) y una tercera más profunda y localizada en el transecto 4 (S3). Todas ellas están separadas por turba marrón oscura y en ocasiones se encuentra un nivel de turba negra muy humificada. Las capas de arena se encuentran preservadas en una turba marrón incluida entre arena limosa gris marrón que corresponde a la base de los perfiles y los depósitos estuariales actuales en superficie.

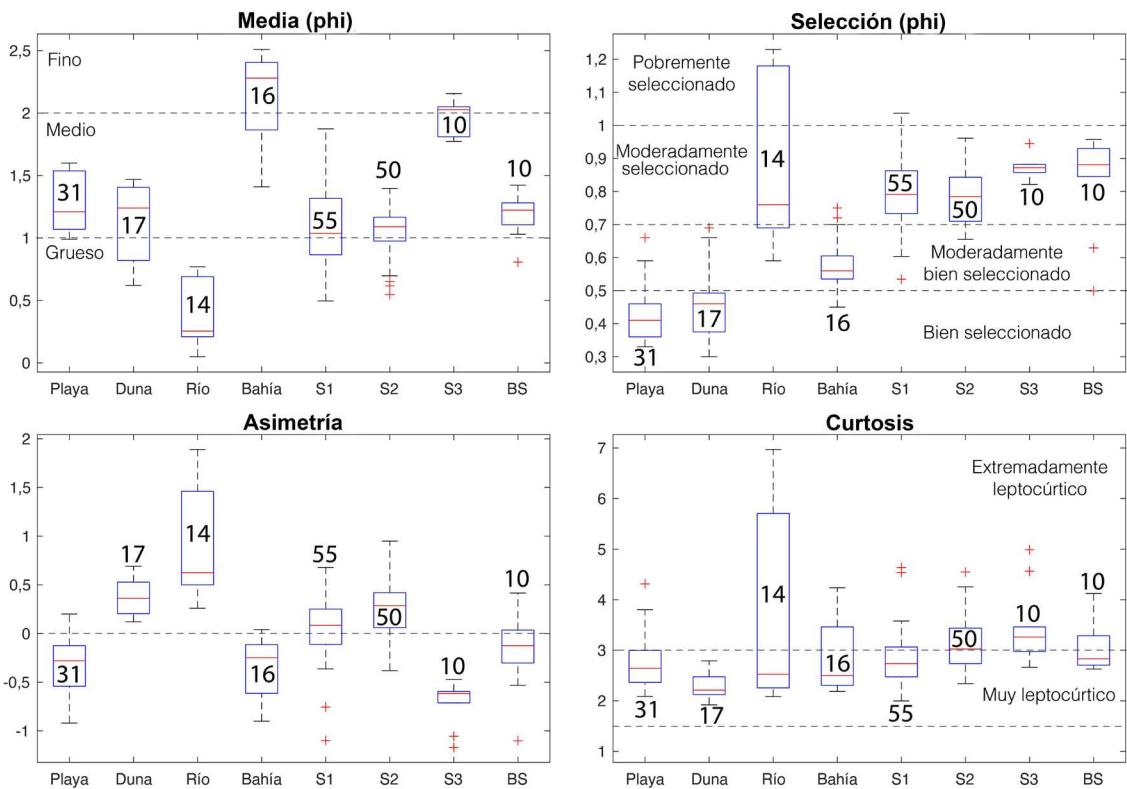


Fig. 5. Diagramas de cajas y bigotes de los parámetros estadísticos medidos en las muestras de arena. La línea roja dentro de caja representa la mediana, las cruces rojas valores extremos. El número dentro del diagrama señala la cantidad de muestras en cada grupo (N) y la línea segmentada horizontal en el gráfico de asimetría representa el valor de los sedimentos simétricos.

gruesas y las de bahía que son principalmente arenas finas. Cabe destacar que tanto para S1 como para S2 la fracción más gruesa dentro de su población ($<1 \text{ phi}$) se distribuye principalmente en las muestras de los testigos de menor elevación con respecto al nivel del mar.

En cuanto a la selección se aprecia que tanto las muestras de playa como las de dunas tienen una buena selección ($<0,5 \text{ phi}$), las de bahía presentan valores ligeramente menores ($0,5-0,7 \text{ phi}$), mientras que las demás se distribuyen mayoritariamente en un rango de selección moderada ($0,7-1 \text{ phi}$). Por otra parte, las muestras de playa, bahía, S3 y BS son negativamente asimétricas, en tanto que las de dunas, río, S1 y S2 presentan asimetría positiva. Finalmente se observa que las muestras se distribuyen desde muy leptocúrticas a extremadamente leptocúrticas. Cabe señalar que las muestras de río presentan una dispersión notoria, sobre todo en los parámetros de selección y curtosis.

La comparación entre parámetros permite distinguir algunas relaciones (Apéndice A5). La relación entre la media y la selección de las muestras indica claramente que aquellas correspondientes a las capas de arena se distribuyen aparte de los sedimentos de ambiente moderno, debido a su menor grado de selección. Además, se puede apreciar una ligera relación inversa entre ambos parámetros, exceptuando algunas muestras de río, bahía y S3 que se escapan de este comportamiento. Por otra parte, si se compara la media con la asimetría resulta que los datos conforman un grupo más compacto y con una relación inversa mucho más acentuada que en el caso anterior. Cabe señalar que para ambas comparaciones las muestras de río y bahía se distribuyen mayoritariamente en la periferia del conjunto de valores.

De la misma manera, al relacionar la asimetría con la curtosis se observa una diferenciación entre las muestras de ambientes modernos y las capas de arenas que presentan valores más leptocúrticos que

las primeras. Se destaca una distribución particular de ambas poblaciones en forma de "U", sin embargo en este caso son notorios los valores correspondientes a arenas de río que se escapan del comportamiento general. Finalmente, cuando se compara la selección con la asimetría se observa nuevamente que las muestras de ambientes modernos y capas de arenas se separan debido a las diferencias que presentan en cuanto a la selección, y que existen muestras de río que se separan mucho de la distribución general, aunque no se observan relaciones evidentes entre ambas variables.

El análisis factorial muestra que el primer factor explica la mayor parte de la varianza (90,8%), mientras que el segundo casi la totalidad restante (8,9%). La media y la asimetría representan los pesos principales dentro del primero, la selección se distribuye en partes equitativas entre ambos factores, mientras que la curtosis normalizada solo tiene un peso menor dentro del segundo factor (Fig. 6A; peso de cada factor en la Tabla A1). Esto se condice con el grado de correlación entre los parámetros texturales obtenidos dentro de la matriz de correlación (Tabla A2). De acuerdo con esto, el primer factor es suficiente para diferenciar de forma clara los ambientes modernos, salvo para algunas muestras de bahía, playa y duna. Existe también un grupo de muestras de río que se alejan mucho de

la distribución general de los datos. Salvo el caso de S3, que se diferencia notoriamente de las demás muestras de capas de arenas, el resto se agrupa de forma indistinguible más bien en el centro y primer cuadrante del gráfico de distribución de muestras del análisis de factores (Fig. 6B).

Tal como se evidencia en el análisis factorial, las muestras de los distintos tipos de ambientes presentan una diferenciación clara, sobre todo en la media, la asimetría y la selección en menor grado, de los cuales el grupo formado entre muestras de playa y duna es el más mezclado y disperso. De esta forma es posible realizar una distinción entre 2 poblaciones distintas de cada uno de dichos grupos (separados como playa 1, playa 2, duna 1 y duna 2). El análisis discriminante, con base en los parámetros granulométricos, calcula 2 funciones capaces de explicar la variabilidad de los datos originales (Tabla 1). Estas son capaces de clasificar el 100% de las muestras de ambientes modernos en uno de los 6 grupos resultantes de manera estadísticamente significativa (Tabla 1: bahía, río, playa 1, playa 2, duna 1 y duna 2). Al ingresar los datos de las distintas capas de arena al modelo discriminante así generado se puede observar que S1, S2 y BS son clasificadas como playa o duna, y S3 se divide entre bahía y playa (Fig. 7; información detallada de las muestras en Apéndice A6 y Tabla A3).

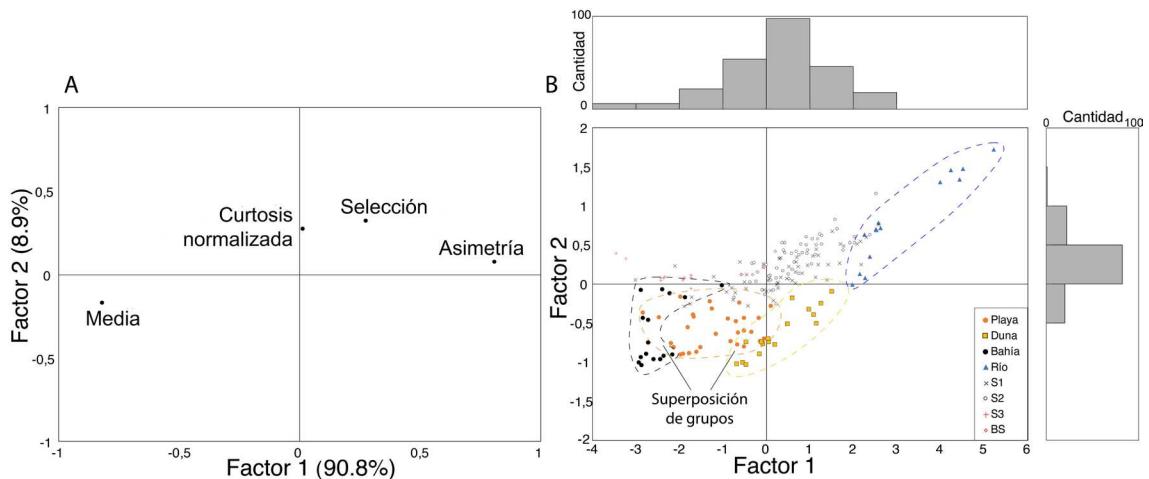


Fig. 6. A. Distribución de los parámetros granulométricos de tendencia central y dispersión dentro de los 2 primeros factores, determinados en el análisis factorial. B. Distribución del total de las muestras analizadas dentro de los 2 primeros factores del análisis factorial. Las muestras de los ambientes modernos se agrupan con línea segmentada.

TABLA 1. CLASIFICACIÓN DE LAS MUESTRAS DE AMBIENTES MODERNOS SEGÚN SUS PARÁMETROS GRANULOMÉTRICOS (MEDIA \pm S) Y FUNCIONES DISCRIMINANTES (DF1, DF2) ESTANDARIZADAS (P<0,05).

Clasificación	playa 1	playa 2	duna 1	duna 2	bahía	río
Número de muestras	17	18	11	6	12	14
Media (phi)	1,11 \pm 0,08	1,47 \pm 0,12	1,35 \pm 0,09	0,76 \pm 0,13	2,35 \pm 0,11	0,38 \pm 0,26
Selección (phi)	0,46 \pm 0,08	0,43 \pm 0,10	0,39 \pm 0,07	0,57 \pm 0,10	0,60 \pm 0,08	0,88 \pm 0,25
Asimetría	-0,14 \pm 0,19	-0,56 \pm 0,24	0,38 \pm 0,14	0,37 \pm 0,25	-0,26 \pm 0,23	0,88 \pm 0,53
Curtosis normalizada	0,71 \pm 0,03	0,76 \pm 0,03	0,69 \pm 0,02	0,70 \pm 0,03	0,71 \pm 0,03	0,76 \pm 0,08

DF1 = -1,09636*Media + 0,558507*Selección + 0,423934*Asimetría - 0,535765*Curtosis normalizada
DF2 = 0,448999*Media + 0,625135*Selección + 0,933631*Asimetría - 0,12064*Curtosis normalizada

4. Discusión

4.1. Efecto del terremoto de 1960 en la marisma de Chaihuín

El resultado del análisis geomorfológico realizado a partir de fotografías aéreas históricas, observaciones de terreno y estratigrafía muestran evidencia de la subsidencia cosísmica que afectó a Chaihuín durante el terremoto de 1960. Con base en el modelo propuesto por Cisternas *et al.* (2005), se interpreta el nivel de turba marrón oscuro superior (Fig. 3E y F) como un depósito de planicie mareal pre-1960, el cual fue enterrado por arena o depósitos estuariales modernos, luego de un aumento abrupto del nivel relativo del mar, debido a subsidencia cosísmica. La presencia de raíces de troncos vestigiales enterrados dentro de la marisma respalda esta afirmación (Atwater y Hemphill-Haley, 1996; Cisternas *et al.*, 2005).

La intercalación de capas de arena de espesor milimétrico con los depósitos estuariales actuales en las zonas más bajas de la marisma responde al típico patrón de sedimentación de tormentas propuesto por Morton *et al.* (2007). Por otra parte, la presencia de rocas de tamaño métrico en la superficie de la marisma alta (Fig. 3C) no obedece al contexto geomorfológico de la zona, dado que se requiere un evento de alta energía que haya sido capaz de transportarlas hasta ese lugar. Sobre la base de los testimonios de habitantes de la zona, se sabe que estas rocas fueron traídas a la zona con el fin de utilizarlas en obras viales antes del terremoto. Estos relatos y la ubicación de las rocas (que llegan hasta la marisma alta) evidencian que habrían sido trasladadas por una o más olas de tsunami asociadas al evento de 1960. Fenómenos

similares han sido descritos en Chile y otras zonas afectadas por tsunamis (*e.g.*, Goff *et al.*, 2006; Spiske y Bahlburg, 2011; Szczuciński, 2012; Ely *et al.*, 2014).

4.2. Origen de las capas de arena

La evidencia histórica de subsidencia cosísmica y de inundación por tsunami en 1960 sugiere que el nivel de arena (S1), depositado sobre el nivel de turba superior (Fig. 4) corresponde a parte del sedimento arrastrado por al menos una gran ola asociada al terremoto, tal como concluye Hocking *et al.* (2017). Las observaciones estratigráficas respaldan esta afirmación, ya que esta capa presenta características propias de un depósito asociado a este tipo de fenómeno, como una amplia distribución dentro de toda la marisma, gradación normal, disminución del tamaño medio de grano tierra adentro, contacto inferior erosivo (nítido) y superior gradacional, y presencia de intraclastos de turba (Cisternas *et al.*, 2005; Bahlburg y Spiske, 2015). Si bien la disminución del espesor de las capas de arena tierra adentro no corresponde a la tendencia general, esto se debería a que la marisma de Chaihuín corresponde a una superficie angosta y de baja elevación, que sería totalmente inundable y cubierta de arena, debido a la gran disponibilidad de sedimento proveniente, principalmente, de la bahía, la playa y las dunas de la localidad (Fig. 2). La microtopografía subaérea correspondería a un factor secundario que afectaría, en menor medida, a la variación en el espesor local de las distintas capas (Takeda *et al.*, 2018).

La capa de arena S2, que presenta básicamente las mismas características que la primera, aunque con un menor grado de preservación, también correspondería a

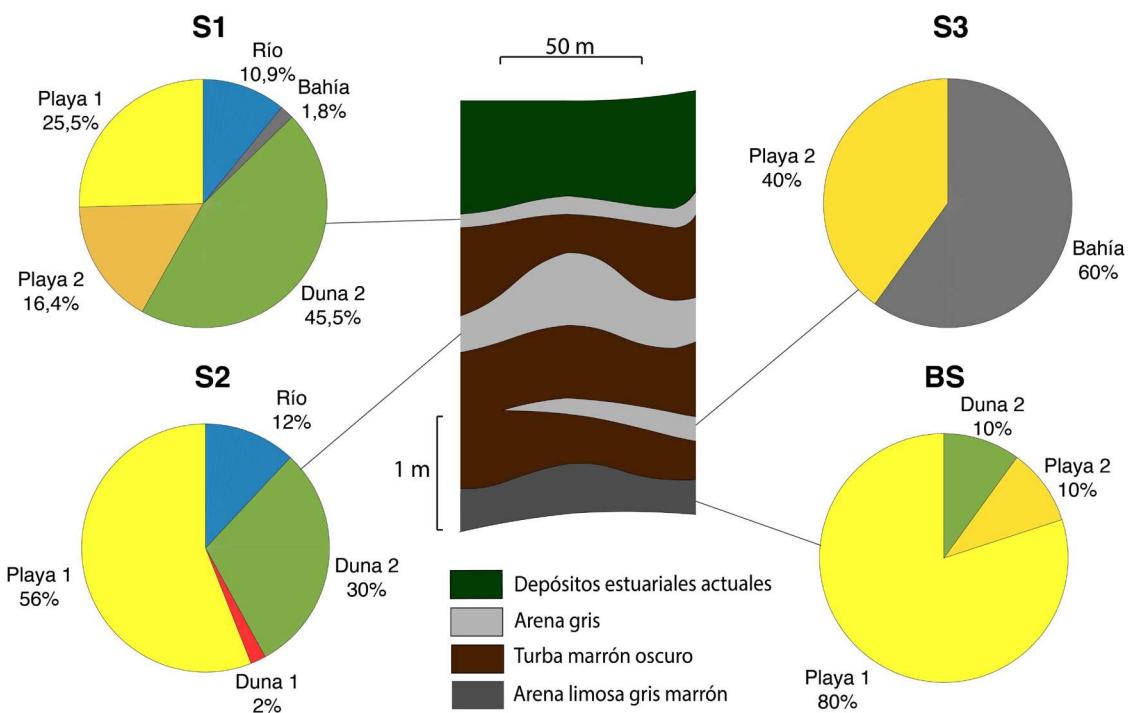


Fig. 7. Porcentaje de clasificación de los componentes clásticos de las distintas capas de arena en función de los 6 ambientes modernos definidos por el modelo estadístico establecido por medio del análisis discriminante. La columna estratigráfica (Transecto 4; Fig. 4) muestra la posición de las diferentes capas de arena. Los porcentajes se calcularon de acuerdo con la cantidad de muestras clasificadas en determinado grupo en relación con el total (Tabla A3).

un depósito de tsunami. Por otro lado, la capa de arena S3 es diferente a las 2 anteriormente mencionadas. S3 presenta una granulometría menor y, a pesar de tener contactos menos marcados, se observa un cambio abrupto de coloración y textura con respecto a los 2 niveles de turba marrón entre las cuales se dispone, similar al observado en las capas de arena S1 y S2 (Fig. 4). Con base en esto, la asociación de la capa S3 con un tsunami requeriría condiciones distintas a los 2 eventos anteriores (probablemente distinto desarrollo de vegetación o diferente grado de subsidencia local), y posiblemente haya sufrido algún grado de modificación diagenética que atenuó los contactos y estructuras sedimentarias (*e.g.*, Spiske *et al.*, 2020), pero que, sin embargo, transportó un volumen de sedimento capaz de depositar un espesor comparable a las 2 capas más jóvenes. La capa de arena basal (BS) se diferencia del resto por presentar más cantidad de limo y tener una mayor compactación que hace imposible seguir profundizando con el

método del barreno en la totalidad de los transectos. Se infiere que correspondería a sedimento intermareal anterior a la formación del ambiente de marisma (Niering y Warren, 1980).

4.3. Condiciones de preservación de las capas de arena

Dado que el ambiente de marisma de Chaihuín se desarrolla en un contexto climático templado lluvioso (González-Reyes y Muñoz, 2013), el abundante y rápido desarrollo de vegetación constituyen un ambiente que probablemente favorece la protección y preservación de depósitos tsunamigénicos (Szczuciński, 2012; Spiske *et al.*, 2013, 2020; Bahlburg y Spiske, 2015). Además, la subsidencia incrementa el potencial paleosismológico de la marisma, debido a que crea un espacio de acomodación adicional que posteriormente puede ser cubierto y protegido de procesos superficiales (Nichol *et al.*, 2010; Spiske *et al.*, 2013, 2020). Estas

condiciones favorables permitieron la preservación de la arena depositada en 1960, descrita por Hocking *et al.* (2017), y de las capas anteriores descritas en el presente trabajo.

4.4. Fuente de aporte del material sedimentario y mecanismo de transporte

Con la excepción de una pequeña porción, la geología de la cuenca del río Chaihuín está dominada mayoritariamente por rocas del Complejo Metamórfico Bahía Mansa. Además, el perfil del río presenta una pendiente suave y solo entra en contacto con rocas intrusivas y sedimentarias estratificadas en su tramo final, donde se convierte en un ambiente de estuario (Apéndice A1), por lo que es esperable que los sedimentos que este transporta provengan principalmente de la unidad metamórfica. El análisis mineralógico corrobora que la composición de todas las muestras de arena se asocia a la litología de dicha unidad (Apéndice A4). Por lo tanto, en este sitio, la mineralogía no permite metodológicamente establecer relaciones entre los ambientes modernos y las capas de arena, debido a que los agentes de transporte no generaron diferenciación.

La distribución en cuanto a los parámetros estadísticos estudiados (Fig. 5) permite hacer una distinción *a priori*, ya que se observa que el río contiene el sedimento más grueso, mientras que el fondo de la bahía presenta el más fino. El caso de las dunas es destacable dado que sería esperable que estas estuvieran compuestas básicamente por arena fina, sin embargo, el tamaño medio de grano es similar al de la playa. Esto último se podría deber al fenómeno de deflación al que están expuestos estos ambientes, que remueve el sedimento fino por acción eólica, quedando en el lugar solo la fracción más gruesa (Sloss *et al.*, 2012). Al comparar el tamaño medio de grano de las muestras estudiadas se puede observar claramente que S1, S2 y BS se distribuyen en un rango de arena media, al igual que los ambientes de playa y duna. Diferente es el caso de la capa S3 que se encuentra en el límite entre fino y medio, y se relaciona mejor a aquellas muestras tomadas en la bahía.

El menor grado de selección de las capas de arena, con respecto a las de los ambientes modernos (Fig. 5), se debería a la mezcla de sedimentos que arrastra un medio con alta energía (*e.g.*, tsunami) y al mecanismo de deposición que se evidencia en la

gradación normal (*e.g.*, Goff *et al.*, 2006, 2012). Llama la atención que la bahía presente una selección menor que la playa y las dunas, a pesar de que corresponde a un ambiente de menor energía. Sin embargo, esto podría deberse a la distancia insuficiente entre las muestras y sus ambientes modernos, sugiriendo que existe contribución de sedimento por parte de ellos, por ejemplo, durante grandes descargas del río o tormentas. Es frecuente que sedimentos costeros someros correspondan a palimpsestos depositados en otras condiciones de profundidad y que, sin embargo, pueden ser fuente de tsunamitas, entre otros (Da Motta *et al.*, 2018). Además, el amplio rango intercuartílico que presentan las muestras de río (Fig. 5), a pesar de que la mediana se ubica en el rango de selección moderada, se debe a que las muestras tomadas cerca del puente (R2 en Fig. 2) contienen 2 poblaciones, una de grano grueso y otra de grano medio, por lo que el tamaño medio de grano tiende a ser mayor que el resto y la selección muy pobre. Esto podría deberse a un comportamiento complejo de la sedimentación considerando la dinámica de estuario y los ambientes cercanos, o bien al efecto de los pilares del puente que podrían influir en el transporte de sedimento.

La asimetría se comporta de acuerdo con la media de tamaño de grano, en donde las muestras con mayor cantidad de arena gruesa son positivamente asimétricas (excesos en la cola de los finos) y viceversa (Fig. 5), de este modo se observa que ambos parámetros son dependientes entre sí. A pesar de que todas las poblaciones poseen un patrón leptocúrtico (Fig. 5) se vuelve a observar un rango intercuartílico muy amplio en las muestras de río, lo que guarda relación con lo mencionado en el párrafo anterior, pero, además, ocurre que las muestras tomadas río arriba (R3 en Fig. 2) corresponden a las de tamaño de grano más grueso, con una asimetría positiva muy marcada y una gran concentración de datos entorno a estos valores.

La comparación de los parámetros estadísticos (Apéndice A5) permite establecer que, a pesar de existir valores de bahía y río que se escapan del comportamiento general, el grado de selección tiende a mejorar a medida que disminuye el tamaño medio de grano, de manera similar a lo propuesto por Griffith (1951) con base en el control hidráulico. Un comportamiento equivalente se observa al comparar media con asimetría, lo que resulta lógico al considerar que las muestras de menor tamaño de

grano concentran los datos con una asimetría negativa y viceversa, siempre que se considere una población que se distribuya dentro del rango de las arenas (Folk y Ward, 1957). La distribución de muestras obtenida en la comparación entre curtosis y asimetría (Apéndice A5) es esperable debido a que existe una tendencia de las muestras más asimétricas a ser más leptocúrticas, en cambio aquellas más simétricas en general se encuentran mejor distribuidas y el valor de curtosis disminuye (Folk y Ward, 1957; Friedman, 1962).

Las relaciones señaladas entre parámetros guardan relación con los coeficientes de correlación (Tabla A2) y la matriz rotada resultante del análisis factorial, sobre todo entre la media y la asimetría, mientras que la curtosis no parece ser relevante para diferenciar los distintos tipos de depósitos de arena considerados en este estudio. La distribución de las muestras en función de los 2 factores principales determinados por el análisis factorial (Fig. 6), y en consideración que el primero de ellos explica casi la totalidad de la varianza (90,8%), podría sugerir que, a grandes rasgos, las capas de arena se asocian preferentemente a los ambientes de playa y dunas que se concentran entorno a valores medios (Fig. 6). Sin embargo, no es posible hacer una distinción clara entre ellas, salvo el caso de S3 que claramente se distribuye cerca de las muestras de bahía. La separación que existe entre las muestras de ambientes modernos y capas de arena de acuerdo con el segundo factor (Factor 2) se explicaría, básicamente, por la menor selección que presentan estas últimas respecto de las primeras (Fig. 6).

El análisis discriminante logra establecer una base estadística entre los distintos tipos de sedimentos

considerados en este estudio (Tabla 1), sugiriendo que las capas de la marisma y los ambientes modernos tienen correlación. Las capas de arena S1 y S2 están relacionadas casi totalmente con los ambientes de duna y playa, en particular con la fracción más gruesa de ellas, con una contribución menor de parte del río (Fig. 7). Esto concuerda bien con la depositación de arena que se produciría dentro de la marisma en Chaihuín durante un tsunami. Lo anterior se debe a que antes de que la ola alcance esa área es necesario que pase por encima de la barra y parte de la playa y las dunas del sector erosionando, transportando parte de ese sedimento (Fig. 8A y B). Bajo este mecanismo, también sería esperable la presencia de una pequeña porción de granos asociados al río (como es el caso) y la bahía. Sin embargo, la asociación de estas capas con dicho tipo de ambiente es casi nula, probablemente debido a que, si existió sedimento proveniente de allí, correspondería a la fracción más fina que es fácilmente transportable por agentes comunes en la zona como la lluvia, tal como fue reportado en Tailandia (Szczuciński, 2012).

La relación de la arena basal (BS) con los ambientes de playa, en mayor medida, concuerda con la interpretación de un ambiente intermareal anterior a la formación de la marisma, tal como fue propuesto anteriormente (Frey y Basan, 1985). Por otra parte, la asociación que establece el análisis discriminante de S3 con las muestras de bahía y las muestras más finas de la playa (Fig. 8C), concuerda con lo obtenido en el análisis factorial y es esperable considerando el valor de sus parámetros granulométricos (especialmente media y asimetría). La acotada superficie que abarca S3 y sus características distintivas con respecto de las demás capas hacen discutible su asociación

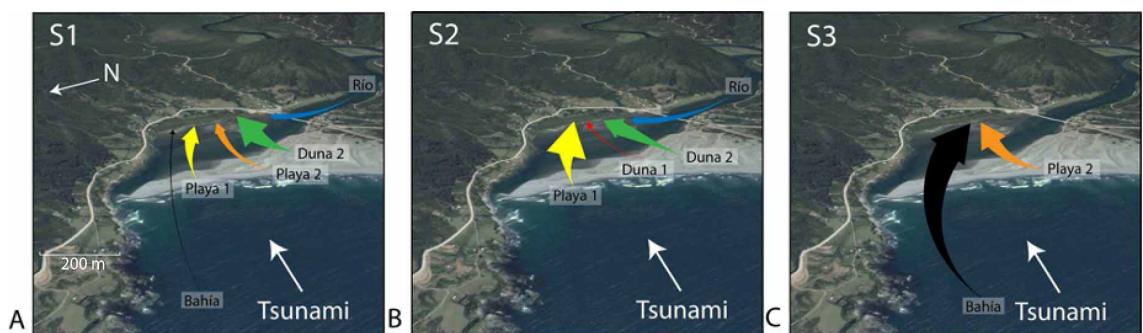


Fig. 8. Fuente de aporte de los componentes de las 3 capas de arena interpretadas como depósitos de tsunami en la marisma de Chaihuín, según lo establecido por el análisis discriminante. El tamaño de la flecha representa el porcentaje de contribución de los sedimentos que conforman cada uno de los distintos ambientes determinados por el análisis discriminante.

a un tsunami. Sin embargo, considerando que estratigráficamente comparte características con S1 y S2, y se asocian a una mezcla de ambientes (Goff *et al.*, 2006, 2012), se podría relacionar con una capa depositada por un tsunami dentro de un escenario en que la barra se haya encontrado menos desarrollada. Esto debido a que la sedimentación anterior a la tala de bosque nativo, factor que aumenta la erosión del suelo a partir de la ocupación española, era menor, tal como ha sido descrito al sur de Valdivia (Torrejón *et al.*, 2004). En estas condiciones, dicho ambiente no hubiese contribuido de forma significativa como fuente sedimentaria. Alternativamente, la ubicación específica de S3 podría responder también a una distribución distinta de la ruptura durante el terremoto asociado, en donde el desplazamiento de la falla puede haber sido diferente frente a las costas de Valdivia en comparación a lo estimado para el caso de 1960 (Moreno *et al.*, 2009), lo que habría producido una ola de menor amplitud y/o una subsidencia menor en la costa que significaría un menor espacio de acomodación para la sedimentación de arena por tsunami.

5. Conclusiones

Chaihuín corresponde a una localidad costera de la zona de Valdivia, por lo que ha estado expuesta a olas de tsunami originadas por cada terremoto ocurrido dentro de dicho segmento sísmico. El trabajo sedimentológico y estratigráfico realizado en la marisma de Chaihuín durante el presente estudio permitió identificar 3 capas de arena de espesor centimétrico (2-30 cm), intercaladas con depósitos de turba, cuyas relaciones de terreno (*e.g.*, extensión y distribución, contactos inferiores erosivos, presencia de intraclastos de turba) permiten inferir que ellas corresponderían a depósitos originados por tsunamis que han afectado a la zona.

Las evidencias sedimentológicas y estratigráficas presentadas, y el estudio de las variables estadísticas de los parámetros texturales y sedimentológicos de las muestras, son compatibles con que las capas de arena depositadas bajo la marisma de Chaihuín son el resultado de la sedimentación producida por tsunamis, similar a escenarios propuestos en el centro-sur de Chile por Cisternas *et al.* (2005), Nelson *et al.* (2009), Garrett *et al.* (2013, 2015), Ely *et al.* (2014), Dura *et al.* (2015) y Nentwig *et al.* (2018), asociados a los terremotos de 1960, 1737 o 1837,

y 1575 dentro del segmento sísmico de Valdivia. Edades de radiocarbono preliminares realizadas por Garrett *et al.* (2018) corroborarían dicha inferencia.

El estrato superior de arena (S1) corresponde al depositado por el tsunami asociado al terremoto que afectó a la zona de Valdivia el año 1960, en tanto que las otras 2 capas requieren de antecedentes adicionales (*e.g.*, determinaciones de edad) para asignarlas a un evento específico. Sin embargo, se destaca que las 3 capas son diferentes entre sí, en términos de distribución lateral y fuente de sus componentes, lo que se interpreta como diferencias en el ambiente moderno costero de la zona relacionadas con la ocupación humana o a las variaciones en la distribución de desplazamiento cosímico que producen diferencias en la superficie de espacio de acomodación por hundimiento cosímico y en la altura de las olas de tsunami. Esto es evidencia de la variabilidad que pueden presentar distintos terremotos dentro del mismo segmento sismotectónico.

Agradecimientos

Esta investigación se realizó en el marco del Núcleo Milenio CYCLO (el ciclo sísmico a lo largo de zonas de subducción) financiado por la iniciativa científica Milenio del Ministerio de Economía, Turismo y Fomento. Se agradece a F. Villagrán y C. Torres por su ayuda en el trabajo de campo, así como al personal de la Reserva Costera Valdiviana por las facilidades que otorgaron en el área de estudio. D. Melnick agradece el apoyo de los proyectos FONDECYT 1150321 y 1181479. Agradecemos a los revisores H. Bahlburg, V. Flores y A. Jensen, así como también al editor W. Vivallo por sus constructivos comentarios que ayudaron a mejorar este artículo.

Referencias

- Angermann, D.; Klotz, J.; Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters* 171 (3): 329-334.
- Atwater, B.; Hemphill-Haley, E. 1996. Preliminary estimates of tsunami recurrence intervals for great earthquakes of the past 3500 years at Northeastern Willapa Bay, Washington. U.S. Geological Survey Open-File Report 96-001.
- Atwater, B.; Jiménez, N.; Vita-Finzi, C. 1992. Net late Holocene emergence despite earthquake-induced submergence, south-central Chile. *Quaternary International* 15-16: 77-85.

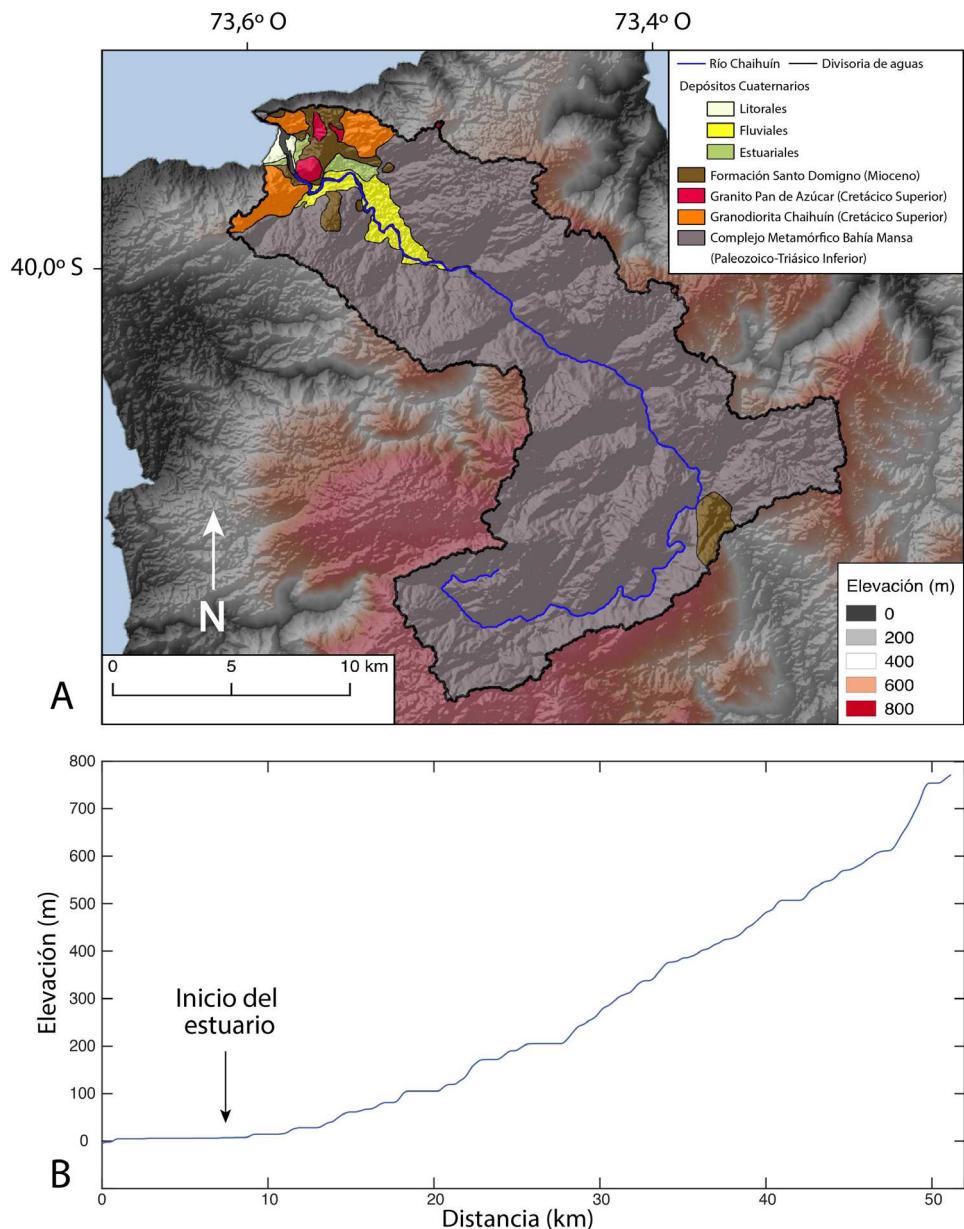
- Bahlburg, H.; Spiske, M. 2015. Styles of early diagenesis and the preservation potential of onshore tsunami deposits-a re-survey of Isla Mocha, Central Chile, two years after the February 27, 2010 Maule tsunami. *Sedimentary Geology* 326: 33-44.
- Balsillie, J.; Donoghue, J.; Butler, K.; Koch, J. 2002. Plotting equation for Gaussian percentiles and a spreadsheet program for generating probability plots. *Journal of Sedimentary Research* 72 (6): 929-933.
- Bellanova, P.; Bahlburg, H.; Nentwig, V.; Spiske, M. 2016. Microtextural analysis of quartz grains of tsunami and non-tsunami deposits-a case study from Tirúa (Chile). *Sedimentary Geology* 343: 72-84.
- Chagué-Goff, C.; Schneider, J.-L.; Goff, J.R.; Dominey-Howes, D.; Strotz, L. 2011. Expanding the proxy toolkit to help identify past events-lessons from the 2004 Indian Ocean Tsunami and the 2009 South Pacific Tsunami. *Earth-Science Reviews* 107: 107-122.
- Chagué-Goff, C.; Goff, J.; Wong, H.; Cisternas, M. 2015. Insights from geochemistry and diatoms to characterise a tsunami's deposit and maximum inundation limit. *Marine Geology* 359: 22-34.
- Cisternas, M.; Contreras, I.; Araneda, A. 2000. Reconocimiento y caracterización de la facies sedimentaria depositada por el tsunami de 1960 en el estuario Maullín, Chile. *Revista Geológica de Chile* 27 (1): 3-11. doi: 10.4067/S0716-0208200000100001.
- Cisternas, M.; Atwater, B.; Torrejón, F.; Sawai, Y.; Machuca, G.; Lagos, M.; Epert, A.; Youlton, C.; Salgado, I.; Kamataki, T.; Shishikura, M.; Rajendran, C.; Malik, J.; Rizal, Y.; Husni, M. 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. *Nature* 437: 404-407.
- Cisternas, M.; Garrett, E.; Wesson, R.; Dura, T.; Ely, L. 2017. Unusual geologic evidence of coeval seismic shaking and tsunamis shows variability in earthquake size and recurrence in the area of the giant 1960 Chile earthquake. *Marine Geology* 385: 101-113.
- Da Motta, P.; Netto, L.; Bastos, E.; Pereira, T.; Rosa Bulhoes, E. 2018. Distribution and transport of coastal sediments examples in Arraial do Cabo, Brazil. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 19 (2): 341-358.
- Dura, T.; Cisternas, M.; Horton, B.; Ely, L.; Nelson, A.; Wesson, R.; Pilarczyk, J. 2015. Coastal evidence for Holocene subduction-zone earthquakes and tsunamis in central Chile. *Quaternary Science Reviews* 113: 93-111.
- Egbert, D.; Erofeeva S. 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 19 (2): 183-204.
- Ely, L.; Cisternas, M.; Wesson, R.; Dura, T. 2014. Five centuries of tsunamis and land-level changes in the overlapping rupture area of the 1960 and 2010 Chilean earthquakes. *Geology* 42 (11): 995-998.
- Emery, K. 1938. Rapid method of mechanical analysis of sediments. *Journal of Sedimentary Petrology* 8: 103-111.
- Flemming, B. 2007. The influence of grain-size analysis methods and sediment mixing on curve shapes and textural parameters: implications for sediment trend analysis. *Sedimentary Geology* 202 (3): 425-435.
- Folk, R. 1980. Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company: 40-126. Austin, Texas.
- Folk, R.; Ward, W. 1957. Brazos River Bar: Study of the Significance of Grain Size Parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27: 3-27.
- Franzinelli, E.; Potter, P. 1983. Petrology, chemistry, and texture of Modern River sands Amazon River system. *Journal of Geology* 91: 23-39.
- Frey R.; Basan P. 1985. Coastal Salt Marshes. In *Coastal Sedimentary Environments* (Davis, R.; editor). Springer: 225-301. New York.
- Friedman, G. 1962. On sorting, sorting co-efficients, and log normality of the grain size distribution of sandstones. *The Journal of Geology* 70 (6): 737-753.
- Garrett, E.; Shennan, I.; Watcham, E.; Woodroffe, S. 2013. Reconstructing paleoseismic deformation, 1: Modern analogues from the 1960 and 2010 Chilean great earthquakes. *Quaternary Science Reviews* 75: 11-21.
- Garrett, E.; Shennan, I.; Woodroffe, S.; Cisternas, M.; Hocking, E.; Gulliver, P. 2015. Reconstructing paleoseismic deformation, 2: 1000 years of great earthquakes at Chucalen, south central Chile. *Quaternary Science Reviews* 113: 112-122.
- Garrett, E.; Hocking, E.; Melnick, D.; Aedo, D. 2018. Did a tsunami accompany the 1737 Chilean earthquake? Contrasting evidence from historical records and coastal sediments. In *EGU General Assembly, Geophysical Research Abstracts* 20: 611. Vienna.
- Gibbs, R.; Matthews, M.; Link, D. 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of Sedimentary Research* 41 (1): 7-18.
- Goff, J.; Dudley, W.; Demaintenon, M.; Cain, G.; Coney, J. 2006. The largest local tsunami in 20th century Hawaii. *Marine Geology* 226: 65-79.
- Goff, J.; Nichol, S.; Kennedy, D. 2010. Development of a tsunami database for New Zealand. *Natural Hazards* 54: 193-208.
- Goff, J.; Chagué-Goff, C.; Nichol, S.; Jaffe, B.; Dominey-Howes, D. 2012. Progress in palaeotsunami research. *Sedimentary Geology* 243-244: 70-88.

- González-Reyes, A.; Muñoz, A. 2013. Cambios en la precipitación de la ciudad de Valdivia (Chile) durante los últimos 150 años. *Bosque* 34 (2): 191-200.
- Griffith, J. 1951. Size versus sorting in Caribbean sediments. *The Journal of Geology* 59 (3): 211-243.
- Hocking, E.; Garrett, E.; Cisternas, M. 2017. Modern diatom assemblages from Chilean tidal marshes and their application for quantifying deformation during past great earthquakes. *Journal of Quaternary Science* 32: 396-415.
- Jara-Muñoz, J.; Melnick, D. 2015. Unraveling sea-level variations and tectonic uplift in wave-built marine terraces, Santa María Island, Chile. *Quaternary Research* 83: 216-228.
- Kain, C.; Gómez, C.; Hart, D.; Chagué-Goff, C.; Goff, J. 2015. Analysis of environmental controls on tsunami deposit texture. *Marine Geology* 368: 1-14.
- Kain, C.; Wassmer, P.; Goff, J.; Chagué-Goff, C.; Gómez, C.; Hart, D.; Fierro, D.; Jacobsen, G.; Zawadzki, A. 2016. Determining flow patterns and emplacement dynamics from tsunami deposits with no visible sedimentary structure. *Earth Surface Processes and Landforms* 42 (5): 763-780.
- Kaiser, H. 1958. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. *Psychometrika* 23: 187-200.
- Kasper-Zubillaga, J.; Carranza-Edwards, A. 2005. Grain Size Discrimination between Sands of Desert and Coastal Dunes from Northwestern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22: 383-390.
- Lomitz, C. 2004. Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. *Seismological Research Letter* 75 (3): 368-378.
- Lowe, R.; Ghisalberti, M.; Pomeroy, A.; Cuttler, M.; Bowyer, C. 2019. Sediment transport processes over benthic ecosystems. *Western Australian Marine Science Institution*: 99 p. Perth, Western Australia.
- Matsumoto, D.; Sawai, Y.; Yamada, M.; Namegaya, Y.; Shinozaki, T.; Takeda, D.; Fujino, S.; Tanigawa, K.; Nakamura, A.; Pilarczyk, J. 2016. Erosion and sedimentation during the September 2015 flooding of the Kinu River, central Japan. *Scientific Reports* 6. doi: 10.1038/srep34168.
- Mella, M.; Duhart, P.; McDonough, M.; Antinao, J.; Elgueta, S.; Crignola, P. 2012. Geología del Área Valdivia-Corral, Región de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 137: 49 p., 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.
- Moernaut, J.; De Batist, M.; Charlet, F.; Heirman, K.; Chapron, E.; Pino, M.; Brummer, R.; Urrutia, R. 2007. Giant earthquakes in south-central Chile revealed by Holocene mass-wasting events in Lake Puyehue. *Sedimentary Geology* 195 (3-4): 239-256.
- Moernaut, J.; Van Daele, M.; Heirman, K.; Fontijn, K.; Strasser, M.; Pino, M.; Urrutia, R.; De Batist, M. 2014. Lacustrine turbidites as a tool for quantitative earthquake reconstruction: New evidence for a variable rupture mode in south central Chile. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth* 119 (3): 1607-1633.
- Moernaut, J.; Van Daele, M.; Fontijn, K.; Heirman, K.; Kempf, P.; Pino, M.; Valdevenito, G.; Urrutia, R.; Strasser, M.; De Batist, M. 2018. Larger earthquakes recur more periodically: New insights in the megathrust earthquake cycle from lacustrine turbidite records in south-central Chile. *Earth and Planetary Science Letters* 481: 9-19.
- Moreno, M.; Bolte, J.; Klotz, J.; Melnick, D. 2009. Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters* 36 (6). doi: 10.1029/2009GL039276.
- Morton, R.; Gelfenbaum, G.; Jaffe, B. 2007. Physical criteria for distinguishing sandy tsunami and storm deposits using modern examples. *Sedimentary Geology* 200 (3-4): 184-207.
- Nelson, A.; Shennan, I.; Long, A. 1996. Identifying coseismic subsidence in tidal wetland stratigraphic sequences at the Cascadia subduction zone of western North America. *Journal of Geophysical Research* 101: 6115-6135.
- Nelson, A.; Kashima, K.; Bradley, L. 2009. Fragmentary evidence of great-earthquake subsidence during Holocene emergence, Valdivia Estuary, south central Chile. *Bulletin of the Seismological Society of America* 99 (1): 71-86.
- Nentwig, V.; Bahlburg, H.; Górecka, E.; Huber, B.; Bellanova, P.; Witkowski, A.; Encinas, A. 2018. Multiproxy analysis of tsunami deposits-The Tirúa example, central Chile. *Geosphere* 14 (3): 1067-1086.
- Nichol, S.; Chagué-Goff, C.; Goff, J.; Horrocks, M.; Fadgen, B.; Strotz, C. 2010. Geomorphology and accommodation space as limiting factors on tsunami deposition: Chatham Island, Southwest Pacific Ocean. *Sedimentary Geology* 229: 41-52.
- Niering, W.; Warren, R. 1980. Vegetation Patterns and Processes in New England Salt Marshes. *BioScience* 30 (5): 301-307.
- Paris, R.; Lavigne, F.; Wassmer, P.; Sartohadi, J. 2007. Coastal sedimentation associated with the December 26, 2004 tsunami in Lhok Nga, west Banda Aceh (Sumatra, Indonesia). *Marine Geology* 238: 93-106.

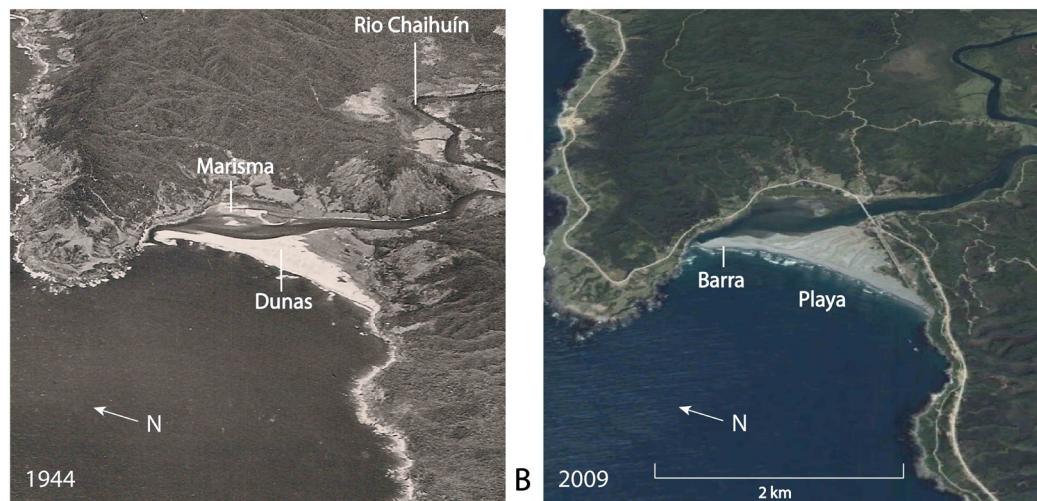
- Peters, R.; Jaffe, B. 2010. Identification of tsunami deposits in the geologic record; developing criteria using recent tsunami deposits. U.S. Geological Survey Open-File Report 1239: 39 p.
- Peterson, C.; Darienzo, M. 1991. Discrimination of climatic, oceanic and tectonic mechanisms of cyclic marsh burial from Alsea Bay, Oregon, U.S.A. U.S. Geological Survey, Open File Report 91-441-C.
- Pham, D.; Gouramanis, C.; Switzer, A.; Rubin, C.; Jones, B.; Jankaew, K.; Carr, P. 2018. Elemental and mineralogical analysis of marine and coastal sediments from Phra Thong Island, Thailand: Insights into the provenance of coastal hazard deposits. *Marine Geology* 396: 79-99.
- Pino, M.; Navarro, R. 2005. Geoarqueología del sitio arcaico Chan-Chan 18, costa de Valdivia: Discriminación de ambientes de ocupación humana y su relación con la transgresión marina del Holoceno Medio. *Revista Geológica de Chile* 32: 59-75. doi: 10.4067/S0716-02082005000100004.
- Plafker, G.; Savage, J.C. 1970. Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. *Geological Society of American Bulletin* 81 (4): 1001-1030.
- Schwanghart, W.; Kuhn, N. 2010. TopoToolbox: a set of Matlab functions for topographic analysis. *Environmental Modelling & Software* 25: 770-781.
- Sievers, H. 1963. The seismic sea wave of 22 May 1960 along the Chilean coast. *Bulletin of the Seismological Society of America* 53 (6): 1125-1190.
- Sloss, C.; Hesp, P.; Shepherd, M. 2012. Coastal Dunes: Aeolian Transport. *Nature Education Knowledge* 3 (10): 21 p.
- Spiske, M.; Bahlburg, H. 2011. A quasi-experimental setting of boulder transport by the 2010 Chile tsunami (Bucalemu, Central Chile). *Marine Geology* 289: 72-85.
- Spiske, M.; Piepenbreier, J.; Benavente, C.; Bahlburg, H. 2013. The onshore preservation potential of siliciclastic tsunami deposits in arid climate regions. *Earth-Science Reviews* 126: 58-73.
- Spiske, M.; Tang, H.; Bahlburg, H. 2020. Post-depositional alteration of onshore tsunami deposits-Implications for the reconstruction of past events. *Earth-Science Reviews* 202: 103068. doi:10.1016/j.earscirev.2019.103068.
- Switzer, A.; Jones, B. 2008. Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: sea-level change, tsunami or exceptionally large storm? *The Holocene* 18 (5): 787-1016.
- Szczuciński, W. 2012. The post-depositional changes of the onshore 2004 tsunami deposits on the Andaman Sea coast of Thailand. *Natural Hazards* 60 (1): 115-133.
- Takeda, H.; Goto, K.; Goff, J.; Matsumoto, H.; Sugawara, D. 2018. Could tsunami risk be underestimated using core-based reconstructions? Lessons from ground penetrating radar. *Earth Surface Processes and Landforms* 43: 808-816.
- Tanner, W.F. 1997. Sieving vs Settling. *Journal of Coastal Research* 13 (4): 1328 p.
- Torrejón, F.; Cisternas, M.; Araneda, A. 2004. Efectos ambientales de la colonización española desde el río Maullín al archipiélago de Chiloé, sur de Chile. *Revista Chilena de Historia Natural* 77: 661-677.
- Yamada, M.; Fujino, S.; Goff, J.; Chagué-Goff, C. 2016. Large-scale erosion and overbank deposition caused by the July 2013 flood of the Abu River, Yamaguchi City, Japan. *Island Arc* 25: 386-399.

Manuscript received: December 04, 2018; revised/accepted: May 18, 2020; available online: September 30, 2020.

APÉNDICES



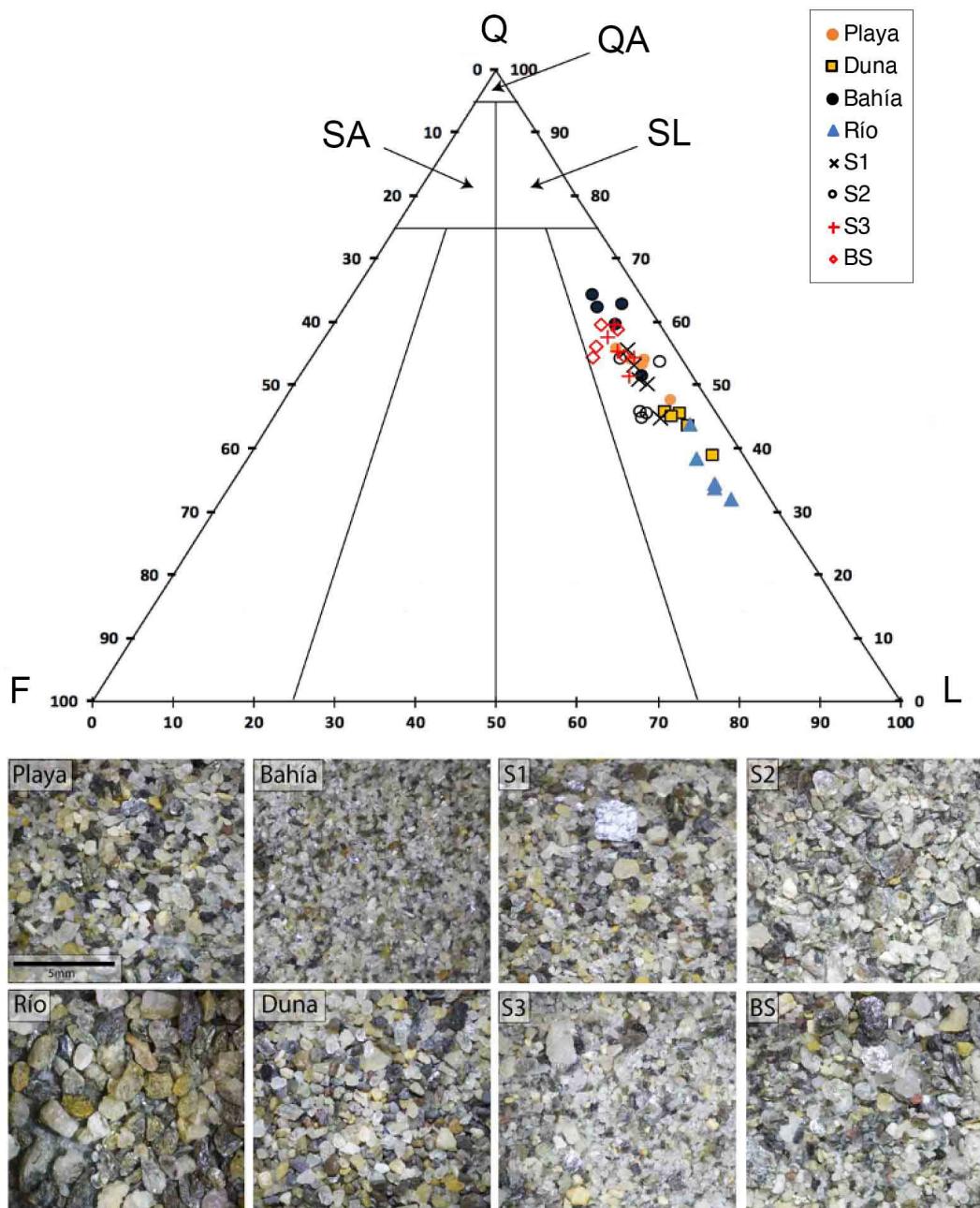
A1. A. Mapa geológico de la cuenca del Río Chaihuín. B. Perfil longitudinal del río.



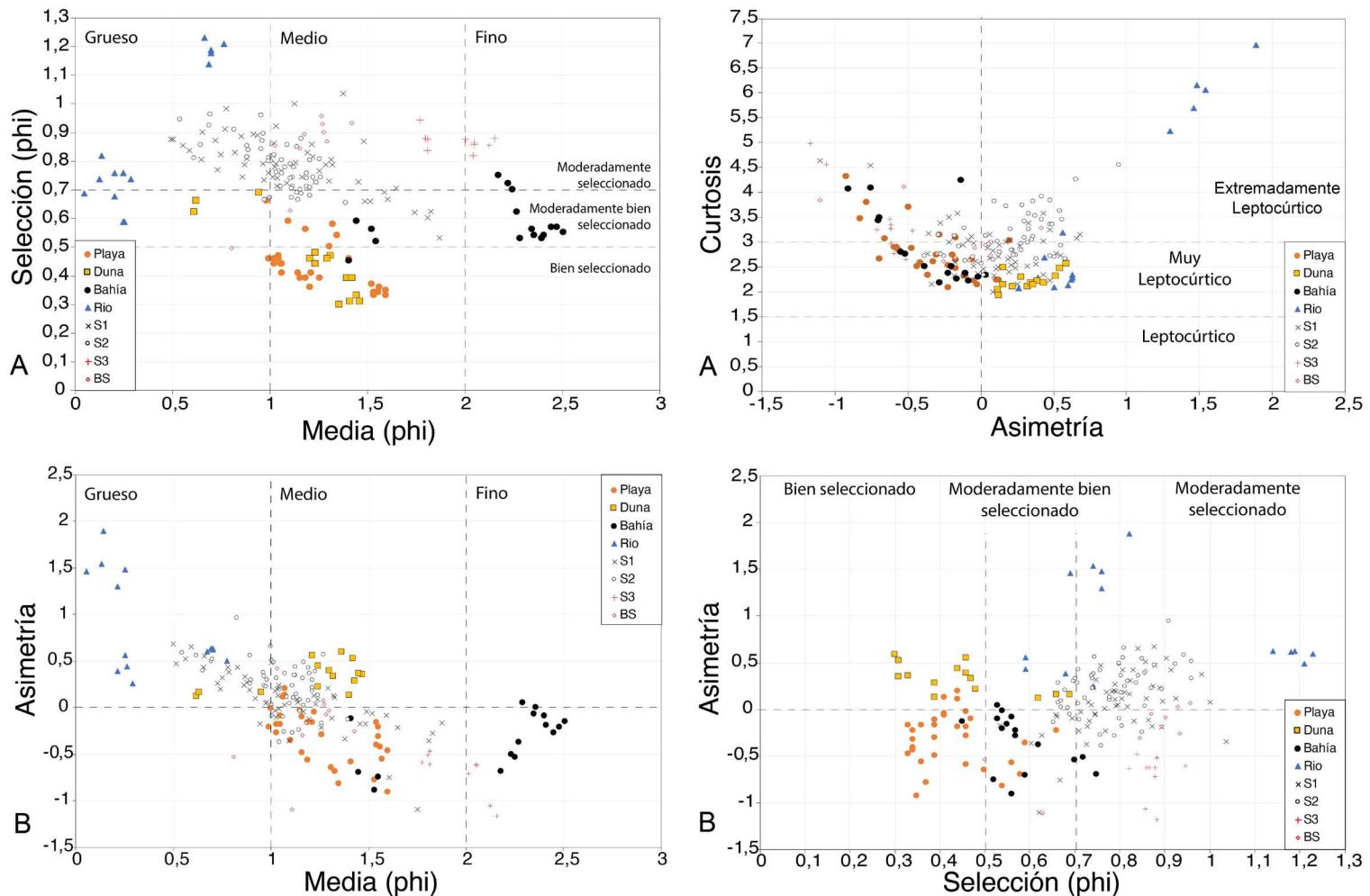
A2. Imágenes oblicuas de Chaihuín. A. Pre-1960 (Trimetrogon). B. Pos-1960 (Imagen Landsat, 2009). Nótese el efecto en la marisma producido por la subsidencia asociada al terremoto de 1960.



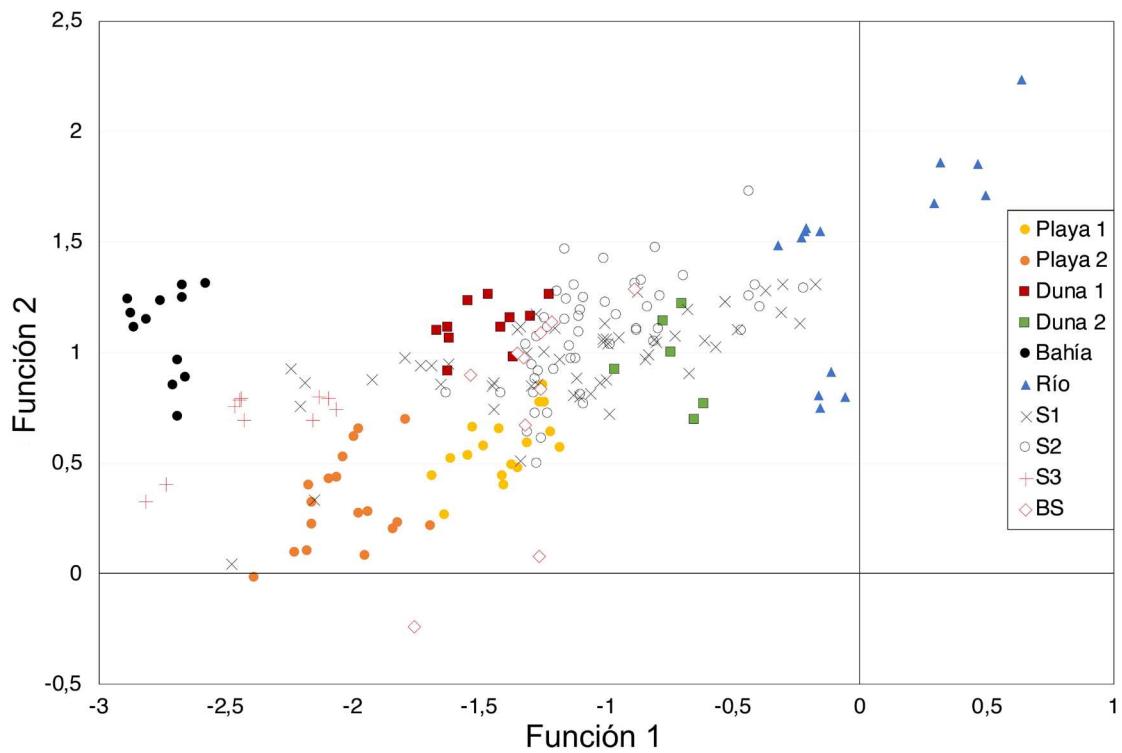
A3. Capas de arena reconocidas dentro de la marisma. A. Testigo con capas de arena S1 y S2, nótese la capa de turba negra muy humificada bajo S1. B. Capa S1 donde se delimita un intraclasto de turba marrón oscura. C. Testigo con capas S2 y BS separadas por un nivel de turba. D. Testigo donde se delimita la capa S3, incluida entre niveles de turba marrón. E-F. Contacto nítido entre distintos sedimentos estuariales sobre el mismo nivel de turba marrón oscuro.



A4. Panel superior: clasificación mineralógica de las muestras de ambientes modernos y capas de arena. Los ejes son **Q**: cuarzo; **F**: feldespatos; **L**: líticos (fragmentos de roca). Las clasificaciones corresponden a **LT**: litoarenita; **FL**: litoarenita feldespática; **LA**: arcosa lítica; **A**: arcosa; **SA**: subarcosa; **SL**: sublitoarenita; **QA**: cuarzoarenita (Folk, 1980). Panel inferior: fotografías de los granos de arena a la lupa.



A5. Gráficos de dispersión bivariada de los parámetros estadísticos para las muestras de sedimentos de ambientes modernos y capas de arena identificadas en la marisma (la línea horizontal segmentada en el gráfico de asimetría representa el valor de los sedimentos simétricos).



A6. Distribución del total de muestras de acuerdo con las 2 funciones discriminantes (Tabla 1). Ambas funciones son capaces de separar los distintos tipos de ambientes (símbolos con relleno de color) en grupos delimitados. Las muestras de capas de arena, luego, pueden ser clasificados en alguno de estos grupos en función de dichas funciones (clasificación de cada muestra en la Tabla A3). En este gráfico se pretende destacar la proximidad de estas muestras a cada grupo de ambiente moderno (por ejemplo, los puntos de S3 se aproximan a los valores de bahía, por lo tanto, el análisis los relaciona con este tipo de ambiente).

TABLA A1. PRIMEROS 2 FACTORES CALCULADOS POR MEDIO DEL ANÁLISIS FACTORIAL (AMBOS EXPLICAN EL 99,7% DE LA VARIANZA) CON SUS COMPONENTES Y EL RESPECTIVO PESO QUE TIENE CADA UNO DE ELLOS.

	Factor 1 (90,8%)	Factor 2 (8,9%)
Media	-0,818765	-0,170731
Selección	0,277391	0,31932
Asimetría	0,809603	0,0726112
Curtosis	0,0132789	0,2728

TABLA A2. MATRIZ DE COEFICIENTES DE CORRELACIÓN ENTRE LOS PARÁMETROS ESTADÍSTICOS UTILIZADOS EN ESTE ESTUDIO.

	Media	Selección	Asimetría	Curtosis normalizada
Media	1	-0,2881 (203)	-0,6745 (203)	-0,0547 (203)
Selección		1	0,2476 (203)	0,088 (203)
Asimetría			1	0,0239 (203) 0,6609
Curtosis normalizada				1

En cada casilla se señala (de arriba abajo) el valor de correlación (R), el tamaño muestral (N) y el valor p de cada correlación. Destaca que la correlación de la curtosis normalizada con los demás parámetros no es estadísticamente significativa ($P>>0,05$).

TABLA A3. CLASIFICACIÓN DE CADA MUESTRA DE CAPA DE ARENA DE LA MARISMA SEGÚN LAS 2 FUNCIONES DISCRIMINANTES.

Muestra	Réplica	DF1*	DF2*	Clasificación
S1-1	a	-0,3	1,31	río
S1-1	b	-0,17	1,31	río
S1-1	c	-0,37	1,28	río
S1-1	d	-0,31	1,18	río
S1-1	e	-0,57	1,03	duna 2
S1-2	a	-0,48	1,11	duna 2
S1-2	b	-0,61	1,06	duna 2
S1-2	c	-0,83	0,99	duna 2
S1-2	d	-0,67	0,91	duna 2
S1-2	e	-0,68	1,2	duna 2
S1-3	a	-2,48	0,05	playa 2
S1-3	b	-2,24	0,93	bahía
S1-3	c	-2,21	0,76	playa 2
S1-3	d	-2,18	0,86	playa 2
S1-3	e	-1,92	0,88	playa 2
S1-4	a	-1,62	0,95	playa 2
S1-4	b	-1,68	0,94	playa 2
S1-4	c	-1,79	0,98	playa 2
S1-4	d	-2,15	0,33	playa 2
S1-4	e	-1,73	0,94	playa 2
S1-5	a	-0,53	1,23	duna 2
S1-5	b	-0,53	1,23	río
S1-5	c	-1,44	0,87	playa 1
S1-5	d	-0,24	1,14	río
S1-5	e	-1	1,13	duna 2
S1-6	a	-0,98	0,72	duna 2
S1-6	b	-0,72	1,08	duna 2
S1-6	c	-1,06	0,82	duna 2
S1-6	d	-0,84	0,97	duna 2
S1-6	e	-0,95	1,07	duna 2
S1-7	a	-0,99	1,04	duna 2
S1-7	b	-1,27	0,86	playa 1
S1-7	c	-0,88	1,28	duna 2
S1-7	d	-0,8	1,05	duna 2
S1-7	e	-1,01	1,07	duna 2
S1-8	a	-1,34	1,12	playa 1
S1-8	b	-1,34	0,52	playa 1
S1-8	c	-1,65	0,86	playa 1
S1-8	d	-1,45	0,85	playa 1
S1-8	e	-1,11	0,89	duna 2
S1-9	a	-1,13	0,81	duna 2
S1-9	b	-1,1	0,8	duna 2
S1-9	c	-1,31	1	playa 1
S1-9	d	-1,44	0,75	playa 1
S1-9	e	-1	1,06	duna 2
S1-10	a	-1,02	0,87	duna 2
S1-10	b	-1,01	1,05	duna 2
S1-10	c	-1,18	0,97	playa 1

continuación tabla A3.

Muestra	Réplica	DF1*	DF2*	Clasificación
S1-10	d	-0,81	1,06	duna 2
S1-10	e	-1	0,88	duna 2
S1-11	a	-1,3	0,85	playa 1
S1-11	b	-1,25	1,01	playa 1
S1-11	c	-1,2	1,11	playa 1
S1-11	d	-1,35	1,1	playa 1
S1-11	e	-1,27	1,18	playa 1
S2-1	a	-0,84	1,21	duna 2
S2-1	b	-0,21	1,29	río
S2-1	c	-0,87	1,1	duna 2
S2-1	d	-0,39	1,21	río
S2-1	e	-0,43	1,26	río
S2-2	a	-1,08	0,77	duna 2
S2-2	b	-1,41	0,81	playa 1
S2-2	c	-1,63	0,81	playa 1
S2-2	d	-1,27	0,73	playa 1
S2-2	e	-1,25	0,61	playa 1
S2-3	a	-1,28	0,82	playa 1
S2-3	b	-1,3	0,64	playa 1
S2-3	c	-1,2	0,92	playa 1
S2-3	d	-1,27	1,07	playa 1
S2-3	e	-1,28	0,88	playa 1
S2-4	a	-0,81	1,05	duna 2
S2-4	b	-0,41	1,3	río
S2-4	c	-0,78	1,25	duna 2
S2-4	d	-0,43	1,73	río
S2-4	e	-0,46	1,1	río
S2-5	a	-1,12	1,31	playa 1
S2-5	b	-1,09	0,81	duna 2
S2-5	c	-1,15	1,24	playa 1
S2-5	d	-1,16	1,46	duna 1
S2-5	e	-1,1	1,09	playa 1
S2-6	a	-0,87	1,11	duna 2
S2-6	b	-0,96	1,17	duna 2
S2-6	c	-0,79	1,1	duna 2
S2-6	d	-1,27	0,5	playa 1
S2-6	e	-1,14	1,03	playa 1
S2-7	a	-0,8	1,47	duna 2
S2-7	b	-0,88	1,31	duna 2
S2-7	c	-0,98	1,03	duna 2
S2-7	d	-1,1	1,16	playa 1
S2-7	e	-1,22	0,73	playa 1
S2-8	a	-1	1,22	playa 1
S2-8	b	-1	1,43	duna 2
S2-8	c	-0,69	1,35	duna 2
S2-8	d	-0,86	1,32	duna 2
S2-8	e	-1,11	0,97	playa 1
S2-9	a	-1,26	0,91	playa 1
S2-9	b	-1,13	0,97	playa 1
S2-9	c	-1,23	1,12	playa 1

continuación tabla A3.

Muestra	Réplica	DF1*	DF2*	Clasificación
S2-9	d	-1,1	1,19	playa 1
S2-9	e	-1,08	1,25	playa 1
S2-10	a	-1,16	1,15	playa 1
S2-10	b	-1,31	1,03	playa 1
S2-10	c	-1,29	0,95	playa 1
S2-10	d	-1,19	1,28	playa 1
S2-10	e	-1,24	1,16	playa 1
S3-1	a	-2,81	0,33	bahía
S3-1	b	-2,06	0,74	playa 2
S3-1	c	-2,13	0,8	playa 2
S3-1	d	-2,44	0,8	bahía
S3-1	e	-2,16	0,7	playa 2
S3-2	a	-2,09	0,8	playa 2
S3-2	b	-2,44	0,79	bahía
S3-2	c	-2,73	0,4	bahía
S3-2	d	-2,42	0,69	bahía
S3-2	e	-2,46	0,76	bahía
BS-1	a	-1,26	1,1	playa 1
BS-1	b	-1,35	1	playa 1
BS-1	c	-1,22	1,14	playa 1
BS-1	d	-1,26	0,84	playa 1
BS-1	e	-1,32	0,68	playa 1
BS-2	a	-1,26	0,08	playa 1
BS-2	b	-1,75	-0,23	playa 2
BS-2	c	-0,89	1,29	duna 2
BS-2	d	-1,54	0,9	playa 1
BS-2	e	-1,32	0,98	playa 1

*DF: Función Discriminante.