



Inestabilidad de costas asociada a fenómenos gravitacionales en grandes lagos patagónicos: un análisis de eventos recientes

Débora BEIGT¹, Gustavo VILLAROSA^{1,2}, Lautaro DE LUCA¹, Andrés BARBOSA¹, Eduardo A. GÓMEZ^{3,4†} y Luis A. RANIOLO^{3,5}

¹Instituto Andino-Patagónico de Tecnologías Biológicas y Geoambientales (IPATEC), CONICET/UNCO, S. C. de Bariloche, Argentina.

²Universidad Nacional del Comahue (UNCo), Centro Regional Universitario Bariloche, S.C. de Bariloche, Argentina.

³Instituto Argentino de Oceanografía (IADO), CONICET/UNS, Bahía Blanca, Argentina.

⁴Universidad Tecnológica Nacional (UTN), Facultad Regional Bahía Blanca, Bahía Blanca, Argentina.

⁵Departamento de Ingeniería (UNS), Bahía Blanca, Argentina.

Email: dbeigt@comahue-conicet.gob.ar

Editora: Stella Moreiras

Recibido: 15 de agosto de 2022

Aceptado: 26 de octubre de 2022

RESUMEN

La ocurrencia de procesos de remoción en masa subacuáticos que involucran ambientes costeros de grandes lagos patagónicos es poco conocida y los procesos de origen son casi inexplorados, a pesar de que sus impactos sobre las personas e infraestructuras costeras son cada vez más frecuentemente reportados. Para caracterizar a estos fenómenos e identificar sus factores condicionantes y desencadenantes se seleccionaron cuatro sitios afectados por eventos ocurridos recientemente en los lagos Nahuel Huapi, Huechulafquen, Lacar y Espejo. La información disponible acerca de estos eventos se recopiló a través de entrevistas a testigos, funcionarios municipales y de Parques Nacionales, propietarios y concesionarios de áreas costeras en los Parques Nacionales Nahuel Huapi y Lanín. Para estudiar los fenómenos reportados se realizaron relevamientos utilizando equipos de prospección geofísica subacuática y fotogrametría aérea (georradar, sonar lateral, sonar batimétrico por medición de fase, perfilador acústico, ecosonda bifrecuencia y dron) y se interpretaron imágenes satelitales. Los rasgos morfológicos sugieren movimientos en masa complejos (rotacionales-traslacionales) iniciados en las pendientes del veril (18° - 32°) que evolucionaron en algunos casos a flujos canalizados. Del análisis de los aspectos sedimentológicos y morfológicos de los sectores afectados se concluye que los ambientes con altas tasas de sedimentación, especialmente cuando hay intervención antrópica reciente sobre la zona del veril, presentan la mayor susceptibilidad, siendo los eventos sísmicos regionales o locales los disparadores más probables.

Palabras clave: deslizamientos subacuáticos, procesos tsunamigénicos, Patagonia Norte, infraestructura costera, peligros geológicos.

ABSTRACT

Coastal instability associated to gravitational processes in the large patagonian lakes: a study of recent events.

Subaqueous mass wasting involving coastal areas of large patagonian lakes is a little known and almost unexplored phenomenon. However, its impacts over people and coastal infrastructure are increasingly reported. In order to characterize these processes and identify their conditioning and triggering factors, we selected four sites at different lakes (Nahuel Huapi, Huechulafquen, Lacar and Espejo) where recent events took place. Available information related to these events was collected through interviews with witnesses, municipal government officials, national parks staff, owners and concessionaires of coastal areas in Parque Nacional Nahuel Huapi and Parque Nacional Lanín. The lake floor was surveyed using geophysical and photogrametric equipment (georadar, side scan sonar, phase-measuring bathymetric sounder, sub-bottom profiler, dual-frequency echosounder and drone). Satellite imagery was visually interpreted. Morphological features suggest the occurrence of complex (rotational-traslational) mass-movements initiated at coastal sublacustrine slopes (18° - 32°) and sometimes evolving into channelized flows. From sedimentological and morphological

analysis of the affected sites we conclude that coastal areas with high sedimentation rates show higher susceptibility, especially those with recent anthropic intervention on the subaqueous slopes. Regional or local seismic events are the most probable triggers.

Keywords: subaqueous landslides, tsunamigenic processes, North Patagonia, coastal infrastructure, geologic hazards.

INTRODUCCIÓN

Los procesos de remoción en masa subacuáticos vinculados a ambientes costeros poseen estudios que se remontan a mediados del siglo pasado (ej. Kuenen y Migliorini 1950). En la actualidad han cobrado una mayor relevancia principalmente debido a la percepción por parte de la comunidad científica acerca de la peligrosidad que representan para diferentes ambientes costeros estos fenómenos complejos, a los cuales se vinculan diversos tipos de remoción en masa (Gareth et al. 2020). Así han surgido diversas aproximaciones tanto para el estudio de eventos en sí (Haeussler et al. 2007, Higman et al. 2018, Moernaut et al. 2019), como para las evaluaciones de peligrosidad en zonas costeras (Bardet et al. 2003, Garcin et al. 2008, Barnhart et al. 2021). Ello incluye no sólo el impacto de una ola de tsunami generada por un movimiento en masa subacuático (Williams 2016, L'Heureux et al. 2014, Bardet et al. 2003, Higman et al. 2018, Avdievitch y Coe 2022, entre otros), sino la afección directa por la remoción en masa, tanto en infraestructuras totalmente sumergidas (Avdievitch y Coe 2022, Masson et al. 2006) como lo son las obras lineales de cableado de datos o de energía (Pope et al. 2016), como en estructuras parcialmente sumergidas como es el caso de las edificaciones portuarias. La problemática se ha estudiado experimentalmente a partir de diferentes metodologías, principalmente relevamientos geofísicos (ej. Salas-Romero et al. 2019), tomas de muestras directas e inclusive a partir de la aplicación de técnicas de teledetección y procesamiento de imágenes (Lee et al. 2018). Asimismo, estos procesos se estudian mediante modelados que intentan predecir las consecuencias más directas sobre la costa (Barnhart et al. 2021, Lovholt et al. 2015, Watts et al. 2003, entre otros).

La ocurrencia de procesos de remoción en masa subacuáticos en ambientes costeros de los lagos patagónicos, involucrando en particular a los sectores de veril, es un fenómeno poco conocido e inexplorado desde el ámbito científico. Ubicado inmediatamente por debajo del nivel de acción de olas, el veril se define, según diccionarios náuticos, como el "límite a partir del cual se produce un desnivel pronunciado de un lecho lacustre o marino". La creciente actividad recreacional en costas lacustres de la Norpatagonia andina como producto del crecimiento poblacional y la abundante cantidad

de turistas que visitan la región, ha incrementado paulatinamente la exposición de personas, poblaciones e infraestructuras costeras frente a amenazas geológicas, de manera que los impactos de estos eventos de remoción en masa son cada vez más frecuentemente reportados en la región. El único evento de este tipo en Patagonia Norte analizado en artículo científico es el deslizamiento subacuático y tsunami asociado, ocurridos en mayo de 1960 en el lago Nahuel Huapi (Villarosa et al. 2009); otros eventos (lago Huechulafquen 2010, lago Lacar 2015) han sido documentados en artículos periodísticos (Maradona 2010, Redacción Diario Río Negro 7 de marzo 2015) y otros han sido reportados a este grupo de trabajo por lugareños, guardavidas o personal de Parques Nacionales y/o Protección Civil de los municipios (lago Morenito 2000, lago Nahuel Huapi 2005 y 2012, lago Espejo 2021). Los impactos reportados incluyeron la "desaparición" repentina de zonas de playa en los lagos Nahuel Huapi (octubre 2005) y Lacar (marzo 2015), la destrucción de muelles (lago Morenito 2000, lago Nahuel Huapi 1960, 2005, lago Huechulafquen 2010), la ocurrencia de olas extraordinarias que encallaron embarcaciones en tierra (lago Nahuel Huapi 1960, lago Huechulafquen 2010), el hundimiento de boyas ancladas al fondo (lago Nahuel Huapi 2005, lago Espejo 2021), etc. En ocasiones, los testigos de estos eventos fueron lamentablemente víctimas de estos procesos de remoción en masa desarrollados en sectores costeros (ej. las dos personas fallecidas producto de la cadena de eventos ocurrida en mayo 1960 en el lago Nahuel Huapi, pescadores en Brazo Machete (lago Nahuel Huapi) que fueron víctimas de fenómenos de remoción en masa ocurridos en años posteriores a la erupción de Cordón Caulle 2011).

El desconcierto que manifiestan los testigos de estos eventos evidencia una completa ausencia de conocimiento acerca de los procesos que los originan. La imposibilidad de observar los procesos subacuáticos contribuye además a una baja o nula percepción del riesgo asociado. El objetivo de este trabajo es poner en valor esta problemática y aportar a la comprensión de estos procesos generados en sectores costeros lacustres de la Norpatagonia (sus características, condicionantes y posibles desencadenantes), a fin de dar respuesta a estos interrogantes y generar un insumo para la gestión de las costas lacustres en la región, principalmente

aquéllas destinadas a actividades recreativas o incorporadas a ejidos urbanos.

ÁREA DE ESTUDIO

En concordancia con el contexto tectónico de la porción sudoeste del continente sudamericano, la Norpatagonia andina se caracteriza por sus paisajes modelados a partir de sus rasgos orogénicos que se ven expuestos recurrentemente a eventos volcánicos y sísmicos de escala regional. Sumado a ello, la posición latitudinal y la circulación atmosférica regional traen aparejadas condiciones climáticas particulares, caracterizadas por los predominantes vientos regionales del Oeste y las abundantes precipitaciones orográficas estacionales (Paruelo et al. 1998) que alimentan a las numerosas cuencas fluviolacustres que drenan la región. Esta situación configura un contexto favorable para la producción de sedimentos por erosión fluvial de sustratos rocosos en las cabeceras de cuenca y para la movilización de importantes volúmenes de sedimentos glaciares y materiales piroclásticos de caída presentes en la superficie. Estas cuencas desaguan generalmente en los grandes lagos actuales que ocupan las artesas en forma de U conformadas durante la última gran glaciación. Así, la típica morfología de estos lagos se caracteriza por su gran profundidad e importante cantidad de cuencas fluviales tributarias independientes drenadas por ríos y arroyos con gradientes importantes. La redepositación de los sedimentos se produce principalmente en ambientes deltaicos o en sectores más profundos de las cubetas lacustres. Los ambientes litorales no influidos por sedimentación fluvial presentan costas abruptas o playas dominadas por sedimentos gruesos residuales, producto de la removilización y lavado de finos por acción de olas a partir de depósitos principalmente glaciares. Las escasas playas con sedimentación de arenas se generan a partir de la removilización local de materiales de origen glaciar y piroclásticos o del retransporte de aportes fluviales a lo largo de la línea de costa por acción del oleaje y corrientes litorales en costas de orientación oblicua a los vientos dominantes.

Los procesos de removilización y redepositación de sedimentos en las cuencas fluviolacustres, en gran medida moderados por la presencia de vegetación boscosa, han sido particularmente activos y evidentes durante y posteriormente a las recientes erupciones de los volcanes andinos (Beigt et al. 2019, Major et al. 2016). El repentino ingreso de grandes volúmenes de material piroclástico a las cuencas de drenaje ubicadas en sectores proximales y medios genera cargas sedimentarias extraordinarias en los cursos de agua (Major et al. 2000, Hayes et al. 2002, Segsneider et al. 2002). Pro-

ducto de estos eventos volcánicos recientes se ha registrado en la región una importante progradación de deltas lacustres (Beigt et al. 2019) e incluso la generación de nuevos deltas (Major et al. 2016).

Los deltas lacustres de Patagonia Norte son a su vez ambientes particularmente propensos a sufrir procesos de remoción en masa subacuática, favorecidos por las altas tasas de sedimentación y las pronunciadas pendientes de los frentes deltaicos (Beigt et al. 2014a, 2016). Estos deslizamientos suelen ser rotacionales/traslacionales y se inician en profundidades someras (9 – 11 m), con escarpas de cabecera de 6 – 12 m de altura y hasta 300 m de longitud, tienen su sector de arranque en los frentes deltaicos y transportan los sedimentos hacia el interior de las cuencas lacustres, recorriendo distancias que pueden superar los 1000 m (Beigt et al. 2016). En base al hallazgo de depósitos de remoción en masa en un sector de prodelta involucrando principalmente material piroclástico de la erupción de Cordón Caulle 2011, Beigt et al. (2019) sostienen que estos procesos gravitacionales se han visto favorecidos por la acumulación reciente de grandes volúmenes de tefra en los frentes deltaicos (donde se registraron depósitos de material piroclástico removilizado de hasta 20 m de espesor).

Los principales factores responsables de la inestabilidad en pendientes subacuáticas tanto en márgenes continentales como en deltas activos son los sismos, la carga de sedimentos, las fluctuaciones rápidas del nivel del cuerpo de agua, la carga cíclica por olas y los procesos bioquímicos (ej. generación de gases en los sedimentos) (Girardclos et al. 2007). Los terremotos que afectan a la región son un desencadenante conocido de movimientos en masa en los lechos de los grandes lagos patagónicos (Chapron et al. 2006, Villarosa et al. 2009, Moernaut et al. 2019, entre otros). Analizando los mecanismos que generaron el tsunami de 1960 en el lago Nahuel Huapi, Villarosa et al. (2009) hallaron evidencias de un deslizamiento subacuático ocurrido frente a Puerto San Carlos, que arrastró al muelle recientemente reconstruido y a varias embarcaciones amarradas a él, generando una ola de aproximadamente 2 m de altura según estimaciones (Manzoni et al. 2013), que impactó en las costas de la ciudad de Bariloche. Esta cadena de eventos concomitantes al sismo de Valdivia (9.5 Mw) dejó como resultado dos víctimas fatales, un muelle colapsado, embarcaciones dañadas y otras depositadas en tierra en el sector de Puerto Pañuelo. Villarosa et al. (2009) identificaron depósitos de remoción en masa en profundidades bajas y medias, que atribuyen a un deslizamiento iniciado en la pendiente del veril en el sector ubicado frente a Puerto San Carlos, un ambiente constituido principalmente por material de relleno. Los autores señalan que las vibracio-

nes producidas durante el hincado de los pilotes del muelle pudieron haber debilitado este material de relleno y al propio veril. La recopilación de información preexistente en relación a este tipo de eventos realizada para este trabajo a través de entrevistas (ver sección metodología) indica la ocurrencia de eventos recientes (años 2000, 2005, 2010, 2012, 2015, 2021) cuyos impactos involucran la “desaparición” y hundimiento de zonas de playa, el “arrastre” o “hundimiento” de muelles y boyas, e incluso el ahogamiento de pescadores por desestabilización del sustrato. Estos eventos que se suman al antecedente de 1960 en el lago Nahuel Huapi, sugieren una marcada recurrencia de movimientos en masa en sectores costeros de los lagos patagónicos. Esta hipótesis es la que guía el presente trabajo, cuyo objetivo es formalizar la frecuente ocurrencia de procesos gravitacionales en las costas lacustres patagónicas, dándole un marco científico a estos reportes. Conocer estos procesos (sus características, condicionantes y posibles desencadenantes) permitirá reducir la vulnerabilidad de las poblaciones e infraestructuras costeras, así como gestionar adecuadamente las actividades recreativas en las costas.

Para realizar este trabajo se seleccionaron cuatro sitios afectados por eventos ocurridos recientemente en sectores costeros de los lagos Nahuel Huapi, Huechulafquen, Lacar y Espejo, respectivamente. Los sitios de estudio (Fig. 1) son los siguientes:

a) El balneario del camping diurno de Lago Espejo: es uno de los sitios visitados masivamente por numerosos turistas que recorren el Camino de los 7 Lagos (PN Nahuel Huapi) durante la temporada estival. Dada su ubicación a barlovento de los vientos regionales dominantes, el balneario comprende un sector de playa expuesto a la persistente acción frontal del viento.

b) La playa de la propiedad del Sr. Roy Scott: ubicada en la costa norte de Brazo Huemul (Lago Nahuel Huapi), en proximidades del delta del Río Huemul y bajo la influencia de otros arroyos que fluyen en sentido NE-SO hacia el lago Nahuel Huapi.

c) El delta del río Rucu Leufú en el lago Huechulafquen: su cuenca drena una importante superficie de la ladera sur del volcán Lanín. El muelle de Puerto Canoa es ampliamente utilizado desde el sector turístico para actividades lacustres

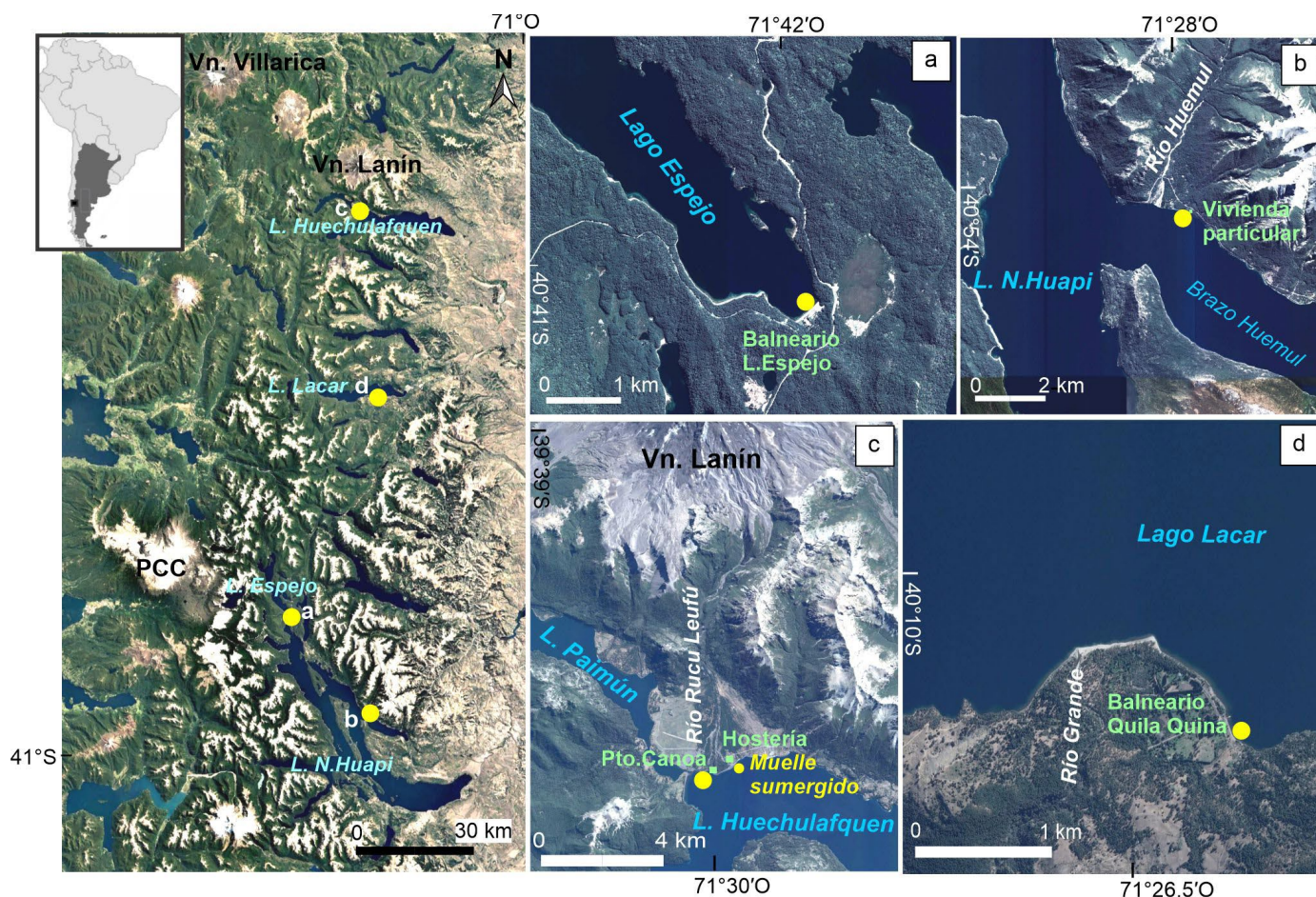


Figura 1. Mapa de ubicación de los sitios en estudio (círculos amarillos): a) Balneario del camping diurno de Lago Espejo; b) Margen norte de Brazo Huemul; c) Delta del río Rucu Leufú, d) Delta del río Grande.

recreativas y la costa de la Hostería Huechulafquen también se utiliza para actividades recreativas en temporada estival.

d) La playa del paraje Quila Quina en lago Lacar: localizada frente a una porción inactiva del delta del Río Grande, es utilizada como área recreativa por los numerosos turistas que visitan el lugar a través de las excursiones diarias en catamarán que parten desde San Martín de los Andes.

METODOLOGÍA

La información preliminar acerca de los eventos seleccionados para su análisis (fecha y lugar de ocurrencia e impactos registrados) se recopiló a través de una serie de entrevistas a testigos, funcionarios de áreas de gobiernos municipales y Administración de Parques Nacionales, propietarios y concesionarios de áreas costeras en el ámbito de los Parques Nacionales Nahuel Huapi y Lanín. Posteriormente se realizaron salidas de campo para observar en terreno posibles indicios

de remoción en masa subaérea y efectuar relevamientos en el lecho lacustre utilizando diversos equipos disponibles al momento de ocurrencia del fenómeno (georradar, sonar lateral, sonar batimétrico por medición de fase, perfilador acústico, ecosonda bifrecuencia y dron). En gabinete se interpretaron imágenes satelitales de uso libre (Google Earth, período 2009-2021) y fotografías aéreas tomadas en octubre de 1981 (Atlas aerofotogramétrico del Parque Nacional Nahuel Huapi, inédito).

A partir de los datos batimétricos se confeccionaron modelos digitales del fondo lacustre y mapas derivados (curvas de nivel, relieve sombreado, mapas de pendiente) en entorno GIS para identificar rasgos morfológicos de remoción en masa subacuática. Esta información se complementó con perfilajes acústicos y GPR del sustrato y el análisis de la evolución de los veriles a través de la interpretación visual de imágenes satelitales de alta resolución.

A fin de investigar posibles desencadenantes de estos eventos, se consultaron los catálogos de sismos en las pági-

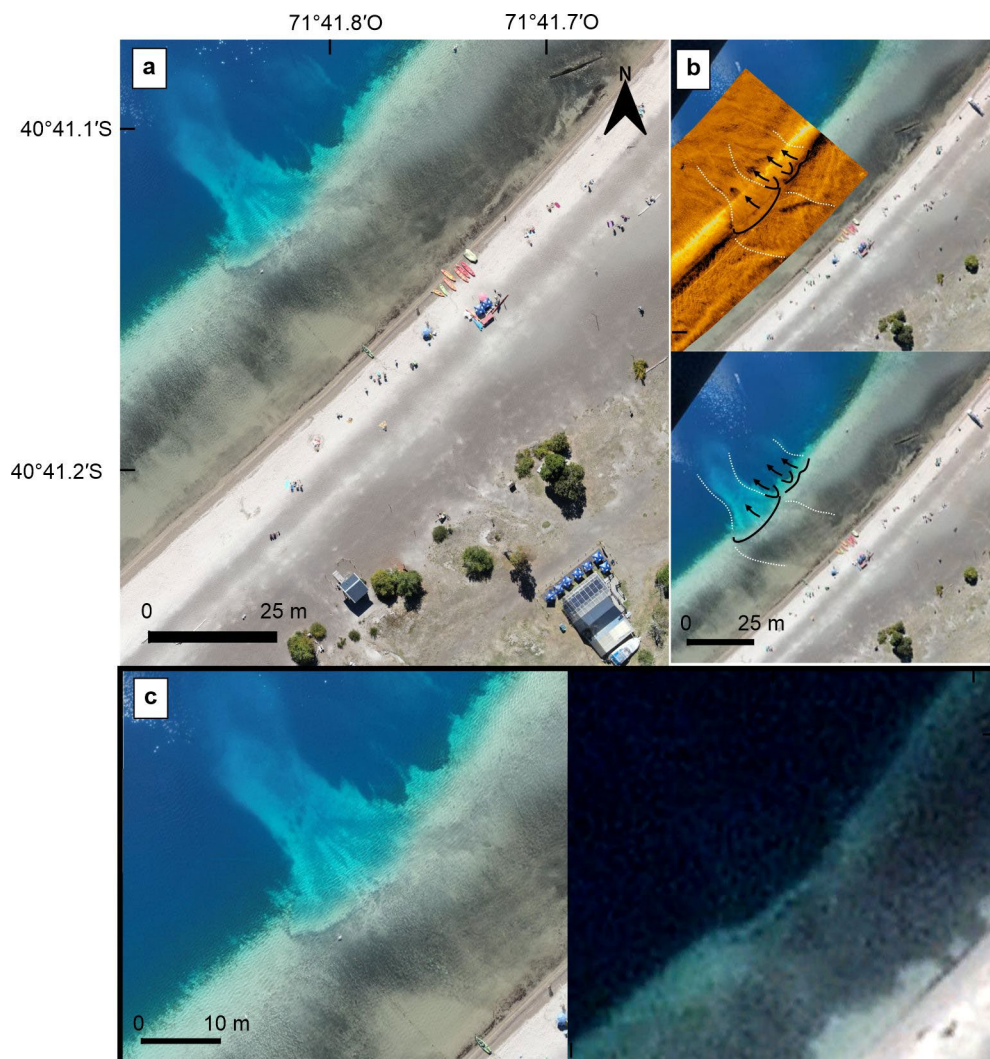


Figura 2. a) Imagen dron del deslizamiento subacuático ocurrido en marzo 2021 en el balneario del camping diario del lago Espejo; b) Registros de sonar lateral en el sector del movimiento en masa. En líneas continuas negras se indican las escarpas de cabecera del deslizamiento. En línea blanca punteada se delimita el área afectada pendiente arriba del deslizamiento y hacia el interior de la cuenca; c) Comparación entre la imagen dron tomada el día 28/03/21 (izquierda) y una imagen satelital de abril 2021 provista por Google Earth (derecha). En ambas se observa claramente la escarpa de cabecera del movimiento en masa ocurrido sobre el veril.

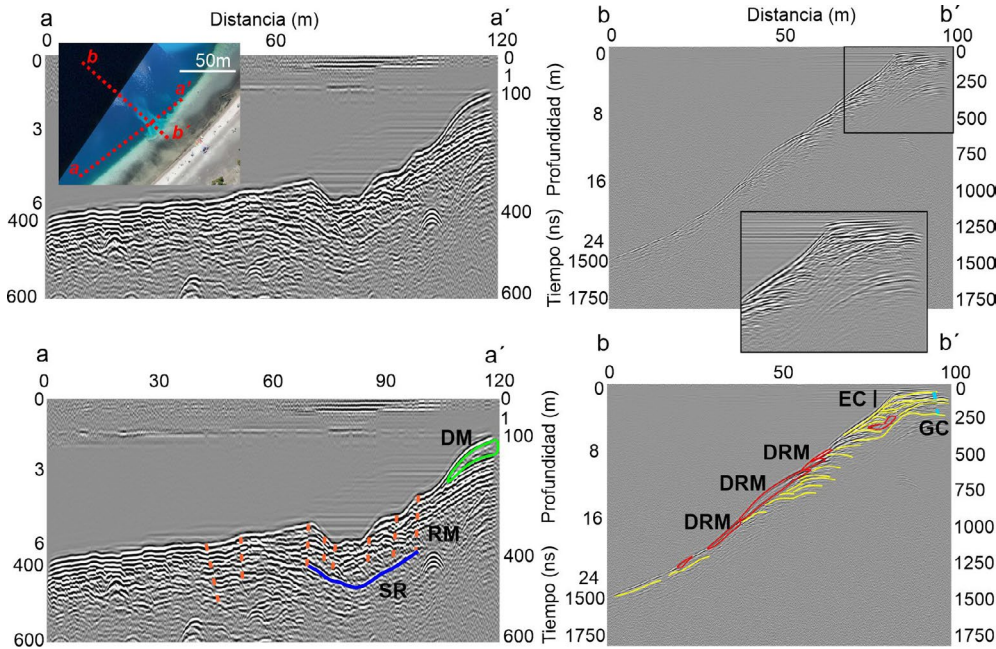


Figura 3. Registros GPR en el sector deslizado. EC = escarpa de cabecera, DRM = depósitos de remoción en masa (en rojo), SR = superficie de ruptura (en azul), DM = depósito masivo (en verde), RM = reacomodamientos del material (línea punteada naranja), GC = grieta de cabecera (línea punteada celeste). En amarillo se indican algunos reflectores curvados en la dirección del movimiento en masa.

nas web del USGS (2022) y del INPRES (2022) en cada una de las fechas probables de ocurrencia.

RESULTADOS

Movimiento en masa subacuático en el balneario de Lago Espejo

A mediados de marzo de 2021, guardavidas del balneario del camping diurno de Lago Espejo (Fig. 1) advirtieron y reportaron el hundimiento repentino de boyas que delimitaban el sector destinado a bañistas. La inspección visual realizada durante la salida de campo los días 27 al 29 de marzo no arrojó evidencias de procesos gravitacionales subaéreos ocurridos en proximidades del sector indicado por los guardavidas. Mediante un georradar, un sonar lateral y un dron se relevó el sector costero del lecho lacustre, con interés particular en la zona del veril (límite distal del área destinada a balneario). Las imágenes obtenidas con dron en el sitio señalado por los testigos del evento (Fig. 2a) muestran claramente un movimiento en masa iniciado en la pendiente del veril (de aproximadamente 18°). Se observa una zona de arranque con forma de medialuna, una escarpa de cabecera de unos 50 m de longitud y el recorrido del material transportado pendiente abajo. Tanto la imagen dron como los registros del sonar lateral (Fig. 2b) sugieren que este colapso gravitacional generó un asentamiento del material depositado pendiente arriba.

Los registros GPR en el sector deslizado sugieren que el movimiento en masa fue inicialmente rotacional. El corte transversal a – a' (Fig. 3) muestra un reflector con una

curvatura cóncava hacia arriba que se interpreta como una probable superficie de ruptura (SR). Se observan reflectores continuos a ambos lados del movimiento en masa y un depósito masivo (DM) probablemente vinculado al delta ubicado en la margen NE del lago. En el área del deslizamiento se observan discontinuidades verticales que evidenciarían planos laterales de movimiento y reacomodamientos verticales del material (RM). El corte longitudinal (Fig. 3b) muestra la escarpa de cabecera (EC) de aprox. 3 m de altura. La discontinuidad subvertical detrás de esta escarpa sugiere la presencia de una grieta de cabecera (GC) en el paquete sedimentario. Los reflectores se hallan curvados en la dirección del movimiento en masa, cuyos depósitos (DRM) se identificaron a una distancia de 20 a 70 m de la cabecera.

Deslizamientos subacuáticos en la margen norte de brazo Huemul

En octubre de 2005, el propietario de un terreno en la costa norte de Brazo Huemul advirtió el retroceso repentino de la línea de costa dentro de su propiedad. Según su reporte a este grupo de investigación en el año 2009, este evento ocurrió entre los días 12 y 16 de octubre de 2005 (período en que la familia se ausentó del lugar) y provocó la “desaparición” de una playa de unos 15 m de extensión. El muelle utilizado para el amarre de una embarcación particular fue parcialmente destruido durante este evento y una boya de amarra anclada en cercanías del muelle fue arrastrada hacia el interior de la cubeta lacustre, siendo hallada sumergida y a unos 30 m de la nueva línea de costa. En la figura 4 se indica la ubicación aproximada del sector costero involucrado en este evento,

según las observaciones realizadas y las indicaciones del propietario durante la visita al sitio de estudio en el año 2009.

En abril 2010 se realizó un relevamiento batimétrico en ambos márgenes del Brazo Huemul en cercanías del sector en estudio, con el objeto de investigar el proceso que dio origen a los impactos registrados. Las curvas batimétricas y los modelos de elevación digital en el lecho lacustre muestran claras evidencias de procesos gravitacionales subacuáticos ocurridos frente al sector de playa deslizado, que contrastan con una topografía de menor rugosidad a ambos lados del área movilizada (Fig. 4a, b). Este sector movilizado comprende unos 60000 m² dentro del área relevada. Las rasgos morfológicos identificados en dicho sector (escarpas laterales y depósitos de remoción en masa) sugieren la ocurrencia de diferentes eventos de remoción en masa. El registro del veril en una imagen satelital de marzo de 2011 (Fig. 5a) permitió completar esta información e inferir la ubicación de las cabeceras de los deslizamientos (Fig. 5b). De esta manera, se diferenciaron dos deslizamientos (A y B) que presentan escarpas de cabecera de 140 y 130 m de longitud, respectivamente. Un tercer movimiento en masa (C), posterior al B, se

infiere de la disposición espacial de las escarpas laterales en la grilla batimétrica. Se identificaron depósitos de remoción en masa (DRM) de estos deslizamientos a partir de los 45 - 60 m de profundidad, hasta la máxima profundidad relevada (aprox. 100 m).

El análisis de la evolución del veril desde el año 2011 (Fig. 5a) muestra la ocurrencia de nuevos procesos de remoción en masa en el transcurso del período marzo 2011 – enero 2012. El sector de veril deslizado en 2011/2012 se indica como “deslizamiento D” en la figura 5c y está ubicado inmediatamente hacia el este del deslizamiento B. El sector del lecho ubicado por debajo de la cabecera del deslizamiento D presenta una topografía no rugosa en la batimetría del año 2010, indicando un sustrato aún no movilizado. Una porción del veril que colapsó en 2011/2012 está presente en dicha batimetría y muestra una pendiente pronunciada de aprox. 32°.

Remoción en masa subacuática, ola de tsunami y cambio de coloración del lago Huechulafquen

En el año 2010 la zona del lago Huechulafquen se vio

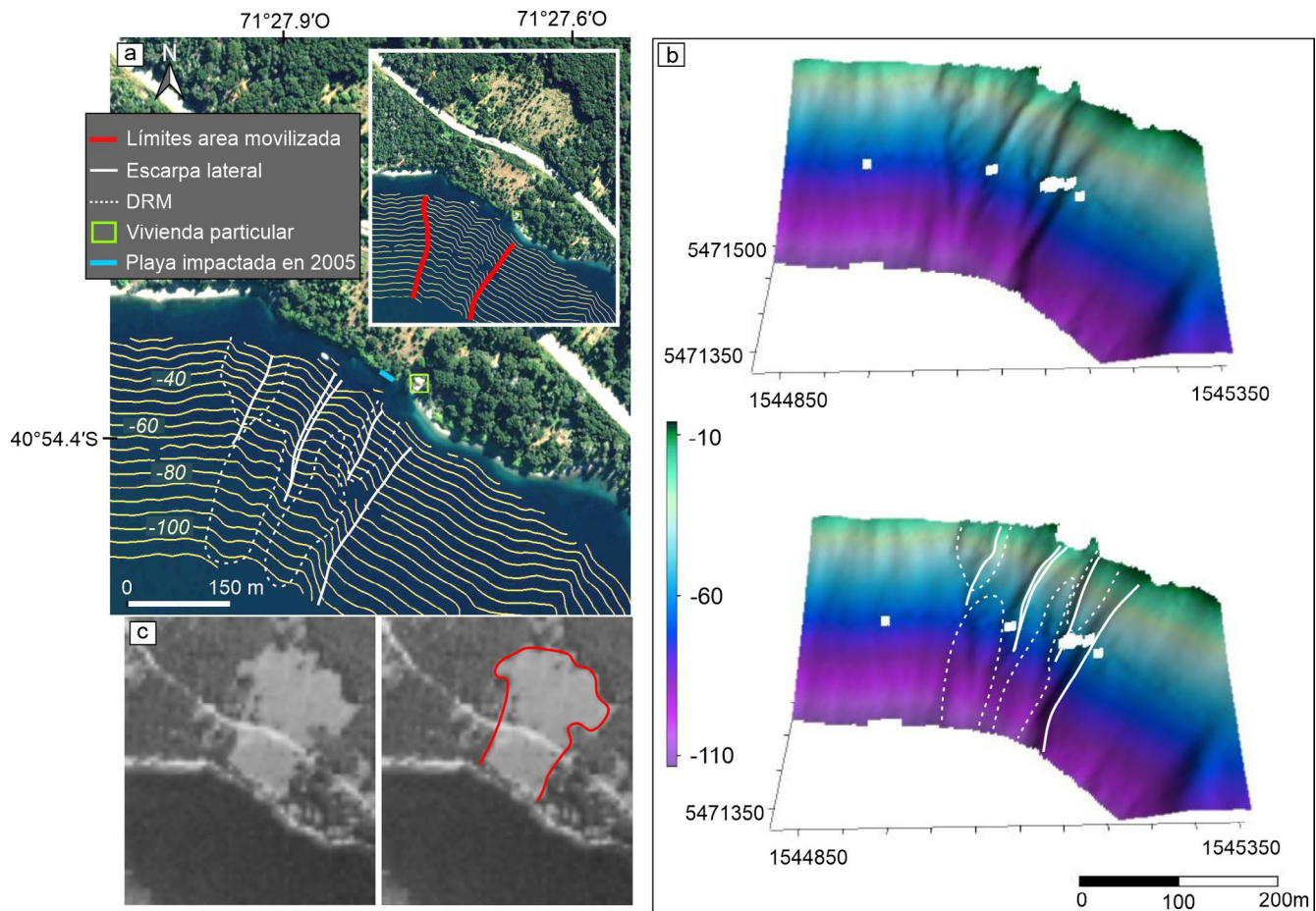


Figura 4. a) Curvas batimétricas con interpretación de rasgos morfológicos de remoción en masa; b) modelo digital de elevación en proximidades del sector deslizado en brazo Huemul; c) Fotografía aérea tomada en octubre 1981 (Atlas aerofotogramétrico del PNNH, 1981) donde se observa un sector no vegetado que correspondería a un movimiento en masa subaéreo.

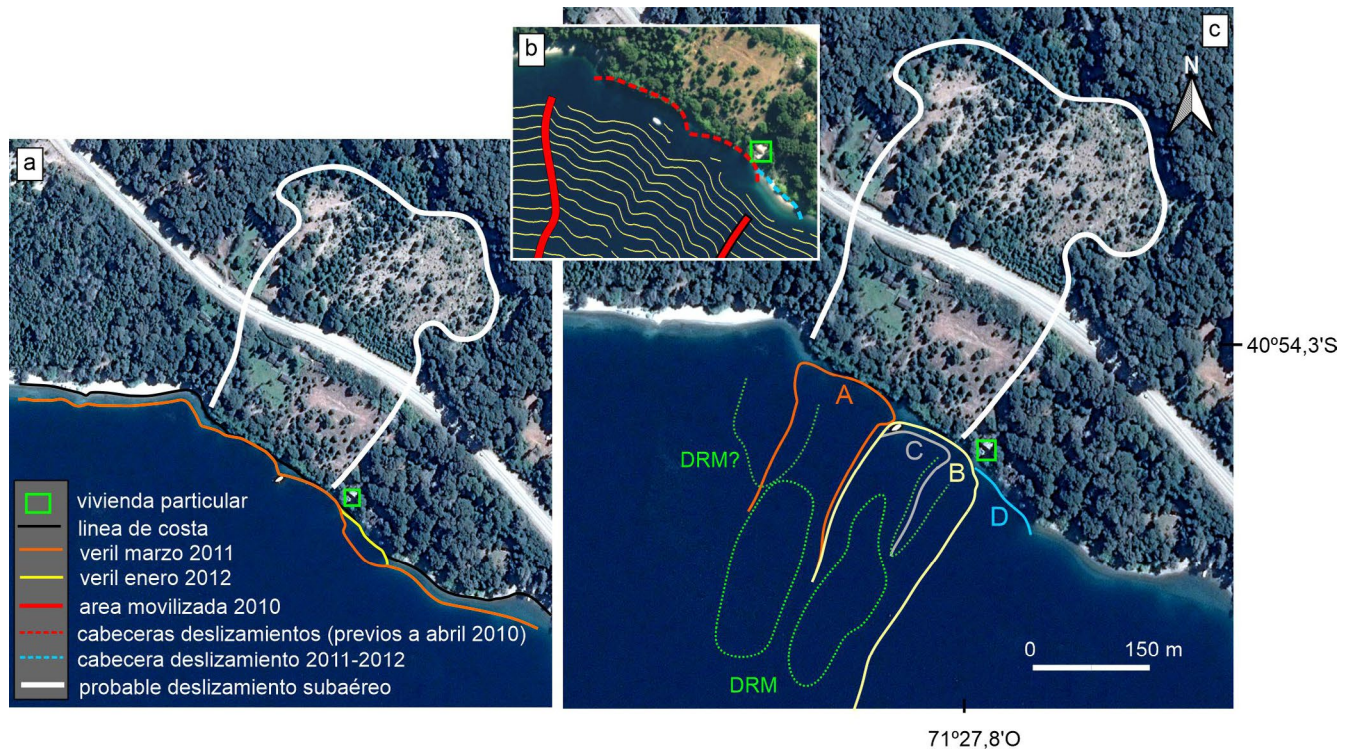


Figura 5. a) Cambios en el veril entre los años 2010 y 2021; b) Identificación de las cabeceras de deslizamientos en el área de estudio a partir del análisis de la batimetría del año 2010 y del registro del veril en imágenes satelitales. c) Interpretación de los deslizamientos (A, B, C y D) ocurridos en el área de estudio.

afectada por los movimientos sísmicos del terremoto del 27 de febrero (8.8 Mw) con epicentro a unos 150 km al NO de Concepción (Chile). Días después (1 de marzo) se produjo un sismo de magnitud 5.1 Mw a 24.8 km de profundidad cuyo epicentro (39.760°S , 71.366°W) se localizó en un sector central de la cuenca lacustre (USGS Earthquake Hazards Program). Este último sismo no aparece en las bases de datos del INPRES, aparentemente por haberse registrado su epicentro en territorio chileno según sus cálculos (Redacción Diario Río Negro 2 de marzo 2010). Estos eventos sísmicos impactaron de diversas maneras sobre el cuerpo de agua y sus áreas costeras (ver discusión).

En agosto de 2010, un cambio de coloración en el lago Huechulafquen (desde el usual azul oscuro traslúcido a turbia) despertó inquietud tanto en pobladores como en autoridades del Parque Nacional Lanín. Desde Parques Nacionales (Delegación Regional Patagonia) se solicitó asistencia al Grupo de Estudios Ambientales de IPATEC a fin de investigar sus posibles causas. El día 5 de septiembre se efectuó un sobrevuelo sobre la cuenca lacustre (Fig. 6) que permitió realizar una inspección visual del cuerpo de agua y sus áreas adyacentes. Se inspeccionó también a los lagos Epulafquen y Paimún, confirmando que éstos no registraron cambio de coloración alguno. Dado que no se observaron evidencias de movimientos en masa en las laderas que pudie-

sen haber impactado en el lecho del lago Huechulafquen, se descartó la hipótesis de remoción en masa subaérea.

A mediados de septiembre de 2010, se realizó una salida de campo donde se efectuó un relevamiento del lecho lacustre con equipo de batimetría de alta resolución y perfilador acústico, a fin de investigar posibles evidencias de fenómenos subacuáticos que pudiesen haber generado el cambio de coloración del lago. El equipo de batimetría, con capacidad de operación hasta los 120 m de profundidad aproximadamente, fue montado en el catamarán de Puerto Canoa. Paralelamente, personal de INIBIOMA y Parques Nacionales realizó un muestreo de parámetros biológicos y fisicoquímicos en la columna de agua en dos estaciones ubicadas en el lago Huechulafquen y una estación del lago Epulafquen (cuerpo de agua que no sufrió cambios de coloración). No encontraron anomalías significativas en los parámetros limnológicos (conductividad, temperatura, oxígeno disuelto, sólidos disueltos totales, pH), lo que descartó la hipótesis de posibles causas de origen biológico o limnológico. Los resultados fueron similares en ambos cuerpos de agua, a excepción de la medición de disco Secchi que, tal como se esperaba, mostró una mayor turbidez en el lago Huechulafquen (7 m) que en el Epulafquen (10 m) (Queimaliños y Reissig 2010). En el caso de los sólidos totales en suspensión (STS), éstos presentaron valores 3 a 5 veces mayores en las estaciones de Huechula-

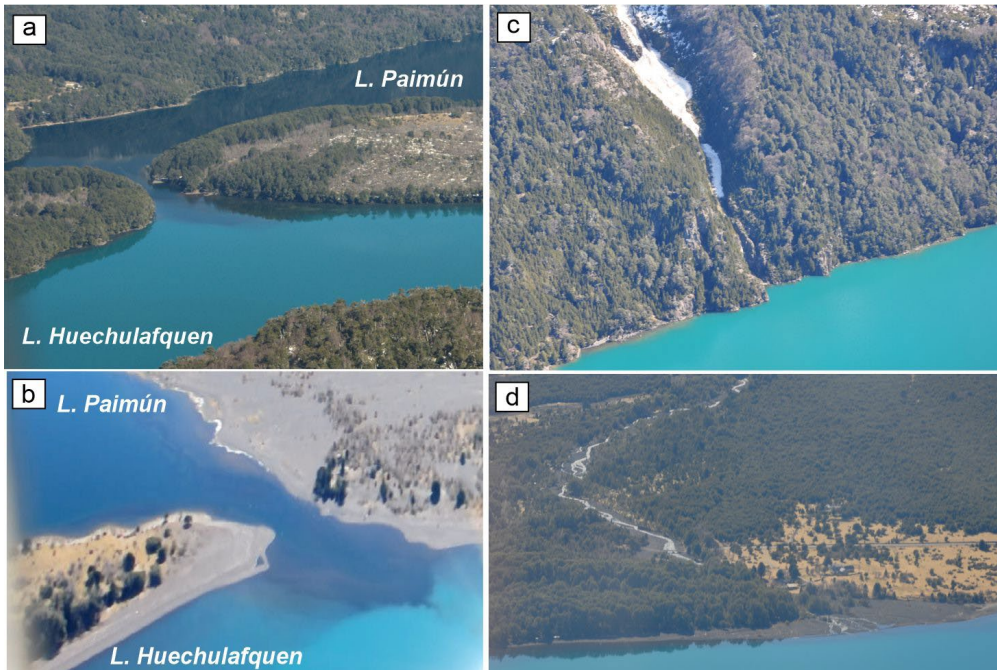


Figura 6. Fotografías aéreas obtenidas durante el sobrevuelo realizado el 5 de septiembre de 2010 sobre la cuenca del lago Huechulafquen: a- b) Diferencia de coloración entre los lagos Paimún y Huechulafquen; c) Coloración turquesa en lago Huechulafquen; d) Fotografía tomada frente al delta del río Rucu Leufú y la Hostería Huechulafquen.

fquen que en la estación de Epulafquen, manteniéndose esta diferencia a lo largo de la columna de agua, hasta la última medición tomada a los 80 m de profundidad. Sin embargo, a diferencia de las otras dos estaciones, en la estación ubicada frente a Puerto Canoa los STS mostraron mayores valores en profundidad que en la superficie del agua.

Durante el transcurso de la salida de campo realizada en septiembre 2010, personal del puerto y del catamarán reportaron la aparición reciente de una grieta en el sector de playa, en proximidades del muelle de Puerto Canoa. Según estos reportes, la misma se habría formado durante los movimientos sísmicos que afectaron la zona en febrero y marzo 2010. La inspección visual de este sector mostró en efecto la presencia de una grieta con una abertura de unos 2 cm de ancho promedio y un desnivel vertical de unos 3 o 4 cm (Fig. 7a). Junto a ella, se identificó una pequeña geoforma circular semejante a un cráter de unos 40 cm de diámetro que se interpretó como una estructura del tipo volcán de barro / arena (Fig. 7b). En su entorno se halló un material de granulometría fina, de color anaranjado (Fig. 7c) que formaba delgadas costras agrietadas, notablemente distinto al material característico de la playa pero muy similar al hallado en un sector de la grieta.

La batimetría realizada en la margen norte del lecho lacustre muestra rasgos morfológicos de remoción en masa subacuática en varios sectores. En particular, se destacan dos áreas movilizadas frente a Puerto Canoa que comprenden unos 80000 m² (deslizamiento Este) y unos 90000 m² (deslizamiento Oeste), respectivamente (Fig. 8a). Las cabeceras de estos movimientos en masa se ubican sobre la pendiente del veril, y entre ambos deslizamientos se identifica un área no

movilizada donde la zona del veril presenta una pendiente de 26°. La información acerca de las cabeceras de estos deslizamientos subacuáticos (generadas por los deslizamientos originales o por retroceso posterior de las escarpas) se completó mediante el registro del veril en las imágenes satelitales. Estas escarpas de cabecera tienen una longitud del orden de los 400 a 500 m y una altura de unos 10 a 15 m. La corona de estos movimientos en masa, en forma de medialuna, y el perfil cóncavo de las escarpas de cabecera sugieren un movimiento rotacional como mecanismo de ruptura. Sin embargo, la presencia de escarpas laterales que se extienden hasta el límite del área relevada con el equipo de batimetría (una franja costera de aprox. 300 m de ancho) indican un posterior desplazamiento sustancial de carácter traslacional (ver discusión). Los perfilajes acústicos realizados en este sector (perfiles a y b, Figs. 8c y 9) muestran la existencia de depósitos de remoción en masa producto de estos eventos hasta los 140 m de profundidad, en el sector central de la cuenca (a unos 800 m del sector de arranque).

Hacia el oeste del muelle de Puerto Canoa, el deslizamiento “Este” provocó un retroceso del veril hasta la línea de costa. Es en este sector, a unos 40 m pendiente arriba de la cabecera del deslizamiento, donde se registró la grieta formada en la playa, junto al volcán de barro, lo cual sugeriría que esta grieta corresponde a una grieta de cabecera del deslizamiento Este.

En la figura 7d se presenta una fotografía de los restos del muelle de la Hostería Huechulafquen que, según reportes de su propietaria y de personal de Parques Nacionales, fuera arrastrado y sumergido durante los movimientos sísmicos. Actualmente reposa a unos 6-8 m de profundidad en

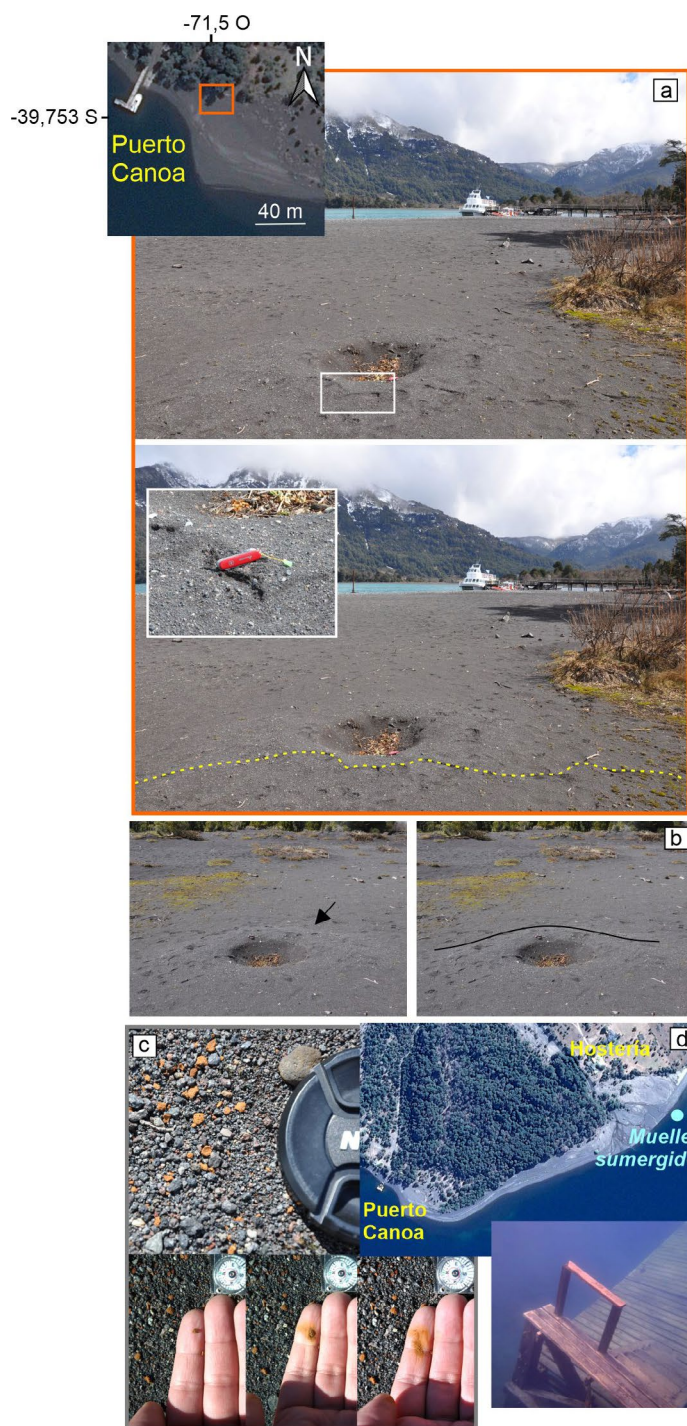


Figura 7. Hallazgos obtenidos durante la salida de campo de septiembre 2010 a Lago Huechulafquen: a-b) Volcán de barro y grieta de cabecera (línea punteada amarilla) en proximidades del muelle de Puerto Canoa; c) Fragmentos de material probablemente depositado a partir de la fluidización y ascenso de arcillas expulsadas por el volcán de barro. La morfología de "barquillos" que presentan algunos fragmentos sugiere que se originaron a partir del ressecamiento de costras formadas en superficie. d) Muelle sumergido frente al delta del río Rucu Leufú.

un sector del frente de delta del río Rucu Leufú (Fig. 10) y a unos 800 m hacia el oeste de Puerto Canoa. La batimetría exploratoria realizada en este sector con ecosonda bifrecuencia muestra una escarpa de cabecera de unos 16 m de longitud

desarrollada en el veril, a unos 27 m pendiente arriba del sitio donde se depositaron los restos del muelle deslizado.

Deslizamiento subacuático de un sector de la playa de Quila Quina (lago Lacar)

El día 28 de febrero de 2015, pobladores y turistas que visitaban el balneario Quila Quina (lago Lacar) fueron testigos del desmoronamiento del veril en un sector de playa de unos 40 m de longitud. El evento ocurrió en cercanías del muelle donde amarran los catamaranes de las excursiones diarias que parten de San Martín de los Andes. Fue documentado por medios periodísticos (Redacción Diario Río Negro 7 de marzo 2015, Redacción Diario Andino 7 de marzo 2015, entre otros) y personal del Parque Nacional Lanín realizó una inspección visual del mismo, días después de ocurrido. Se dispuso un perímetro de seguridad con cintas de peligro para evitar la circulación en el área considerada inestable.

En mayo 2015 se realizó una salida de campo a fin de registrar el fenómeno, relevando el lecho lacustre con sonar batimétrico por medición de fase. El equipo fue montado en el guardacostas de Prefectura Naval Argentina (SMA). La

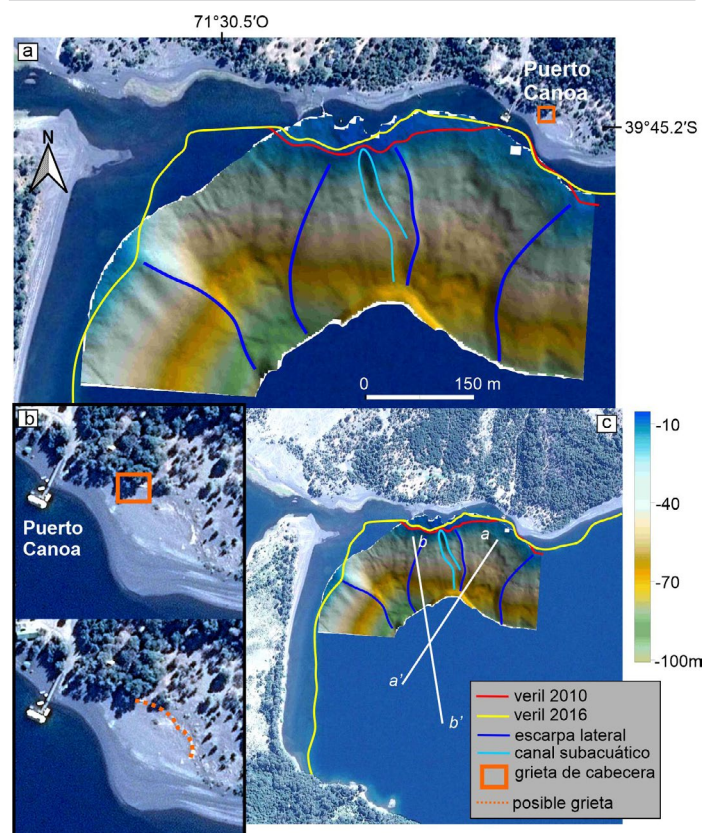


Figura 8. a) Sectores movilizados en el lecho lacustre frente a Puerto Canoa; b) Ubicación de la grieta de cabecera registrada en 2010 (recuadro naranja) sobre imagen satelital de 2016. En línea punteada se indica un lineamiento que podría indicar la presencia de otra grieta de cabecera en años posteriores al evento de 2010; c) Registro del sector de interés utilizando perfilador acústico (líneas blancas).

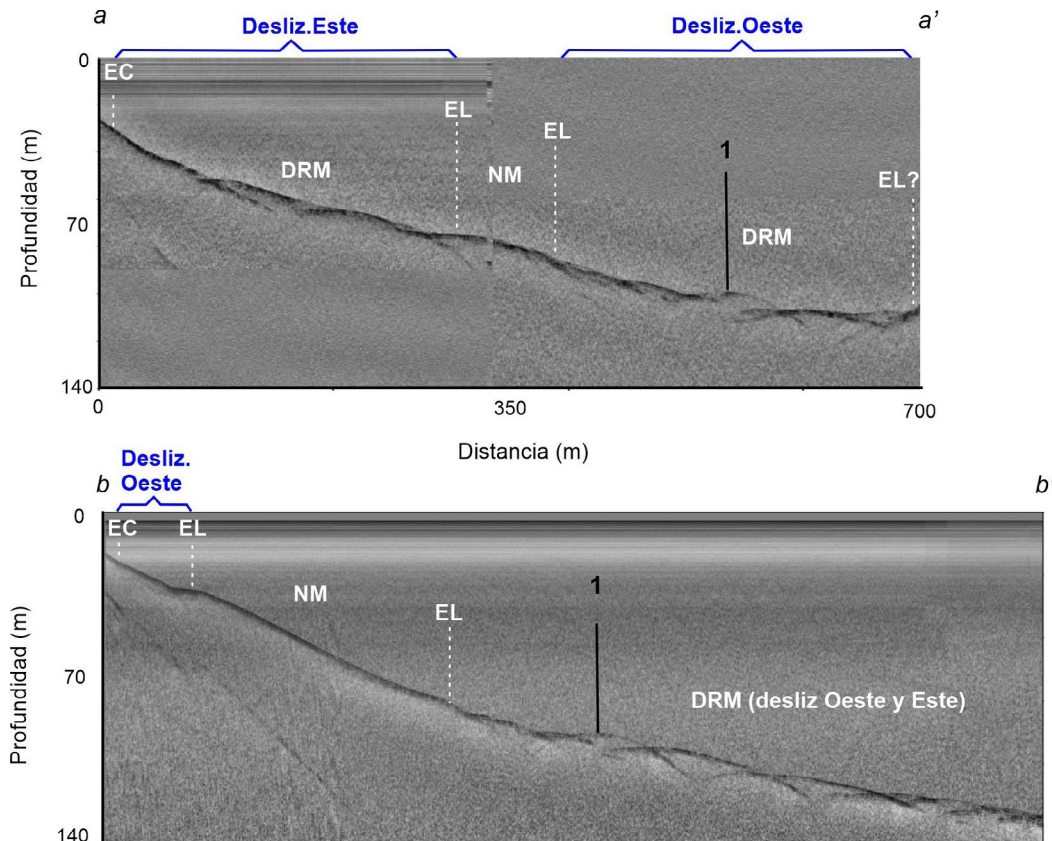


Figura 9. Perfilajes acústicos en el lecho lacustre frente a Puerto Canoas (ubicación en figura 8c). EC= escarpa de cabecera, EL= escarpa lateral, NM= área no movilizada, DRM= depósitos de remoción en masa, 1= punto de intersección de ambas transectas.

inspección visual durante la navegación permitió registrar la escarpa formada en la playa en el sector mencionado (Fig. 11a). El correspondiente retroceso del veril se observa claramente en una imagen satelital de julio 2016, la cabecera de este movimiento en masa presenta una escarpa en forma de medialuna de unos 50 m de longitud (Fig. 11b). El relevamiento batimétrico en el área de estudio mostró evidencias de este movimiento en masa subacuático iniciado en la zona del veril, con pendientes de aproximadamente 30° (según estimaciones realizadas en sectores no movilizados del veril). En el mapa de relieve sombreado (Fig. 12a) y en el DEM del lecho lacustre (Fig. 12b) se observa claramente el recorrido de los sedimentos movilizados a lo largo de la zona relevada (una franja de unos 250 m de ancho), generando un canal subacuático de unos 20 m de ancho que se extiende hasta profundidades superiores a los 90 m. En todo este trayecto no se observan depósitos de remoción en masa.

DISCUSIÓN

Movimiento en masa subacuático en el balneario de lago Espejo

Según lo documentado en el Libro de Agua de los guarda-

vidas, el colapso del veril tuvo lugar durante los días previos al 12 de marzo de 2021, fecha en que se procedió a reacomodar el boyado desplazado por el movimiento en masa. Allí se consigna que el día 12 “se acomodó el boyado, ya que el muerto se hundió aún más”, lo cual indicaría que el colapso se produjo al menos en dos etapas.

Las bases de datos del USGS para los días 7 al 12 de marzo de 2021 muestran la ocurrencia de sismos de hasta 5.2 Mw con epicentros a distancias superiores a 700 km del sitio de estudio. En este catálogo no figuran sismos originados a distancias menores a los 700 km. Sin embargo, los registros del INPRES muestran dos sismos ocurridos los días 8 y 10 de marzo de 2021, ambos con epicentros en la provincia de Neuquén (2.9 Mw a 37 km al N de Caviahue a 216 km de profundidad y 3.5 Mw a 34 km al O de San Martín de los Andes a 147 km de profundidad, respectivamente). Estos sismos, distantes a 350 y 65 km del sitio de estudio, son los únicos posibles disparadores de origen sísmico que se identificaron en la región para las fechas mencionadas.

Paralelamente, un análisis de procesos sedimentarios ocurridos durante la última década en el sector de estudio nos da indicios de factores condicionantes que favorecieron la ocurrencia de este fenómeno de remoción en masa. La zona de Lago Espejo fue una de las áreas más severamente

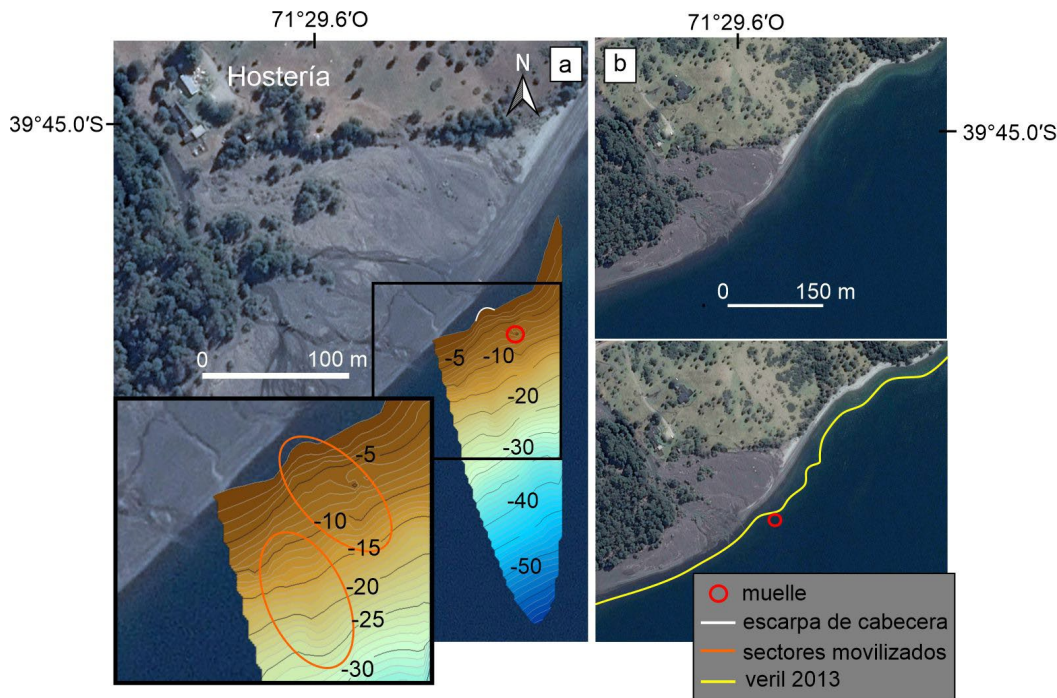


Figura 10. a) Batimetría realizada con ecosonda bifrecuencia en el sector del muelle deslizado frente a la Hostería Huechulafquen; b) Ubicación del muelle en relación al veril (imagen satelital de octubre 2013).

impactadas en Argentina por la erupción del cordón Caulle 2011, a consecuencia de las caídas de ceniza volcánica que afectaron la región durante varios meses (Beigt et al. 2019). Según datos propios obtenidos el 14 de junio de 2011, se registró un espesor de tefra de 13 cm en la seccional de Parques Nacionales del lago Espejo, ubicada a unos 4 km al norte del sitio de estudio. En la figura 13a se muestra una fotografía de la playa del camping diurno de lago Espejo tomada durante los días posteriores al inicio de la erupción, donde se observan los depósitos de material piroclástico, de coloración blancuzca, sobre el sector costero (playa y ambiente subacuático).

Al igual que otros ambientes similares de la región (Beigt et al. 2019), el pequeño delta ubicado en la margen NE del balneario experimentó una progradación por efecto de la removilización fluvial de la tefra acumulada en 2011. Estos depósitos piroclásticos deltaicos fueron rápidamente erosionados por acción de las olas, que los redistribuyeron a lo largo del litoral lacustre, depositándolos principalmente en la zona del veril. En la figura 13b se observa que en años posteriores a la erupción del cordón Caulle la línea de costa retrocedió en el sector del delta, comprendiendo un área de aproximadamente 730 m².

Es de destacar también que el sector en estudio se ubica en el extremo sudeste de la cubeta lacustre, por lo que se halla expuesto a los vientos predominantes del oeste. En costas como esta, situadas a barlovento, se acumularon considerables volúmenes de la tefra de 2011, a partir del transporte

de pómez flotante movilizada por el viento (Beigt y Villarosa 2022). Este material, al saturarse en agua, se hunde luego para acumularse sobre las pendientes del veril, por debajo del nivel de acción de las olas, generando depósitos de un material granular, poco cohesionado y altamente inestable. El fenómeno de remoción en masa subacuática ocurrido en marzo de 2021, diez años después del inicio de la erupción volcánica, es probablemente producto de estos procesos de removilización y redepositación del material piroclástico sobre las pendientes subacuáticas, que condicionaron la estabilidad del veril. Finalmente el colapso se produjo concomitantemente a terremotos con epicentros en la región, en un período estival con bajas históricas del nivel de los lagos norpatagónicos.

Deslizamientos subacuáticos en la margen norte de Brazo Huemul

A partir de los resultados hallados se interpreta que el deslizamiento B (Fig. 5c) corresponde al evento de octubre 2005, responsable de la afectación del sector de playa sumergido (Fig. 4a) y la destrucción parcial del muelle. Las características de las escarpas laterales registradas en la batimetría 2010, en las que los límites de cada deslizamiento se presentan nítidos y bien definidos, sugieren que tanto el deslizamiento A como el B ocurrieron en años recientes al registro de 2010, pudiendo ser o no sincrónicos. Por su parte, el deslizamiento C habría sido iniciado en la escarpa de cabecera del deslizamiento B, involucrando la removilización de sus depósitos de remoción en masa. Finalmente, el deslizamiento



Figura 11. a) Fotografía obtenida durante una salida de campo en mayo 2015, donde se observa claramente la escarpa de cabecera del movimiento en masa ocurrido en el delta del río Grande (Quila Quina) en marzo 2015; b) Imagen satelital (Google Earth) obtenida en julio 2016. La ubicación del veril (en amarillo) muestra la extensión de la escarpa de cabecera del deslizamiento subacuático.

D involucró un sector del lecho no movilizado previamente (según el registro de 2010).

Dado que el sector en estudio se halla en proximidades del delta del río Huemul y bajo la influencia de varios arroyos que desembocan en la margen norte de Brazo Huemul, se considera que estos eventos pudieron haber sido favorecidos por altas tasas de sedimentación en los frentes deltaicos, lo que condicionó la estabilidad de las pendientes subacuáticas.

Se investigó la posible ocurrencia de un terremoto desencadenante del evento de remoción en masa ocurrido en octubre 2005. Las bases de datos del USGS para los días 12 al 16 de octubre de ese año muestran sismos de hasta 4.9 Mw y 3.4 Mw para epicentros a distancias mayores a 1000 km y 650 km del sitio de estudio, respectivamente. No hay registro de sismos a distancias menores a 650 km. El INPRES, por su parte, no registró sismos en el período analizado. Por lo tanto, en principio este evento no parecería vincularse a un sismo desencadenante. Por otro lado, y dependiendo del momento de ocurrencia dentro del periodo marzo 2011- enero 2012, el deslizamiento D pudo ser desencadenado por los movimientos sísmicos ligados a la erupción del Cordón Caulle iniciada en junio 2011, o bien relacionarse al condicionamiento derivado de la extraordinaria acumulación de material piroclástico durante los meses posteriores.

Cabe mencionar que pendiente arriba del sector movilizado en el lecho lacustre, se extiende un área de aproximadamente 76500 m², escasamente vegetada hasta el año 2016, que parece corresponder a un movimiento en masa subaéreo previo a 1981 (Fig. 4c). Una visita al sitio realizada en agosto 2022 mostró que actualmente está parcialmente cubierto por vegetación exótica, joven y dispersa, que contrasta con la densa vegetación nativa caracterizada por especímenes longevos y de gran porte típica de áreas adyacentes. Según tes-

timonios de los pobladores locales, en los años '80 el sector se identificaba como una "pampa", sin vegetación arbórea ni presencia de tocones, por lo que se puede descartar la deforestación reciente como su principal origen. Depósitos remanentes de este posible deslizamiento subaéreo podrían estar representados por el lóbulo con relieve positivo y la topografía hummocky, con depresiones y altos internos, ubicada a medio camino entre el inicio de la zona escasamente vegetada y la costa lacustre.

Remoción en masa subacuática, ola de tsunami y cambio de coloración del lago Huechulafquen

Los sismos registrados en la región el 27 de febrero y el 1 de marzo 2010 impactaron de diversas maneras sobre el lago Huechulafquen y sus áreas costeras. Producto de los movimientos sísmicos, una decena de viviendas de pobladores rurales asentadas en la margen norte del lago Huechulafquen sufrieron roturas de vidrios en ventanas, grietas en paredes y/o desprendimientos de mampostería y maderas (Redacción Diario Río Negro 2 de marzo 2010). Como consecuencia, algunos de estos pobladores debieron ser evacuados hacia un salón comunitario mientras duraron las tareas de reconstrucción (Maradona 2010).

El área de Puerto Canoa fue una de las más severamente impactadas por los movimientos sísmicos y sus fenómenos asociados. Los reportes señalan el hundimiento del muelle recientemente construido de la Hostería Huechulafquen, sitio donde los periódicos reportan un "socavón" en el sector de playa (Redacción Diario Río Negro 2 de marzo 2010). Paralelamente, una grieta (interpretada en este trabajo como grieta de cabecera) y un volcán de barro / arena se formaron en un sector de playa en proximidades del muelle de Puerto Canoa.

Pobladores de la margen sur del lago Huechulafquen reportaron además que sus embarcaciones, amarradas en la costa, fueron arrastradas y depositadas varios metros por encima del nivel del lago.

Los resultados hallados en este trabajo sugieren que los movimientos sísmicos registrados en febrero/marzo 2010 desencadenaron un movimiento en masa iniciado en el veril en el sector de Puerto Canoa (deslizamiento Este, Fig. 8). Este evento, que pudo haber sido concomitante o no a la ocurrencia del deslizamiento Oeste, provocó que el sector de playa sufriera un asentamiento, con la consecuente formación de la grieta de cabecera registrada. La presencia de volcanes de barro y *pockmarks* en cercanías de un fallo de pendiente en ambiente subacuático se considera usualmente como un indicador de la sobrepresión de fluidos (agua y/o gas) en la secuencia sedimentaria subyacente (Hovland et al. 2002, Moernaut et al. 2017). El escape focalizado de fluidos juega un rol clave en la iniciación de movimientos en masa subacuáticos (McAdoo et al. 2000, Naudts et al. 2006, Moernaut et al. 2017). El hallazgo del volcán de barro asociado a la grieta de cabecera (Fig. 7) permite inferir que una sobrepresión de fluidos generada en los sedimentos lacustres a partir de los movimientos sísmicos del 27 de febrero y/o el 1 de marzo

2010, fue el factor desencadenante del fenómeno de remoción en masa (deslizamiento Este) ocurrido en Puerto Canoa.

Concomitantemente, a unos 800 m al este de Puerto Canoa, un colapso de un sector del veril arrastró aguas adentro un muelle recientemente construido, dejando al muelle casi intacto sumergido a unos 6 m de profundidad y una escarpa en el sector de playa. Se considera que el hincado de postes durante la construcción del muelle de la hostería Huechulafquen pudo haber debilitado el sustrato, incrementando su susceptibilidad a deslizarse durante los movimientos sísmicos de febrero y marzo de 2010.

Es de destacar que ambos eventos de remoción en masa se produjeron frente al sector activo del delta del río Rucu Leufú, cuyas nacientes se encuentran en la ladera sur del volcán Lanín. Los materiales transportados por este curso de agua, entre ellos el abundante aporte de material piroclástico derivado de la erosión de conos adventicios, y altas tasas de sedimentación en el ambiente deltaico probablemente actuaron como factores condicionantes de inestabilidad en estas pendientes subacuáticas. Por otro lado, teniendo en cuenta las magnitudes del deslizamiento Este, es probable que la ola que impactó en la margen sur del lago haya sido generada por este movimiento en masa.

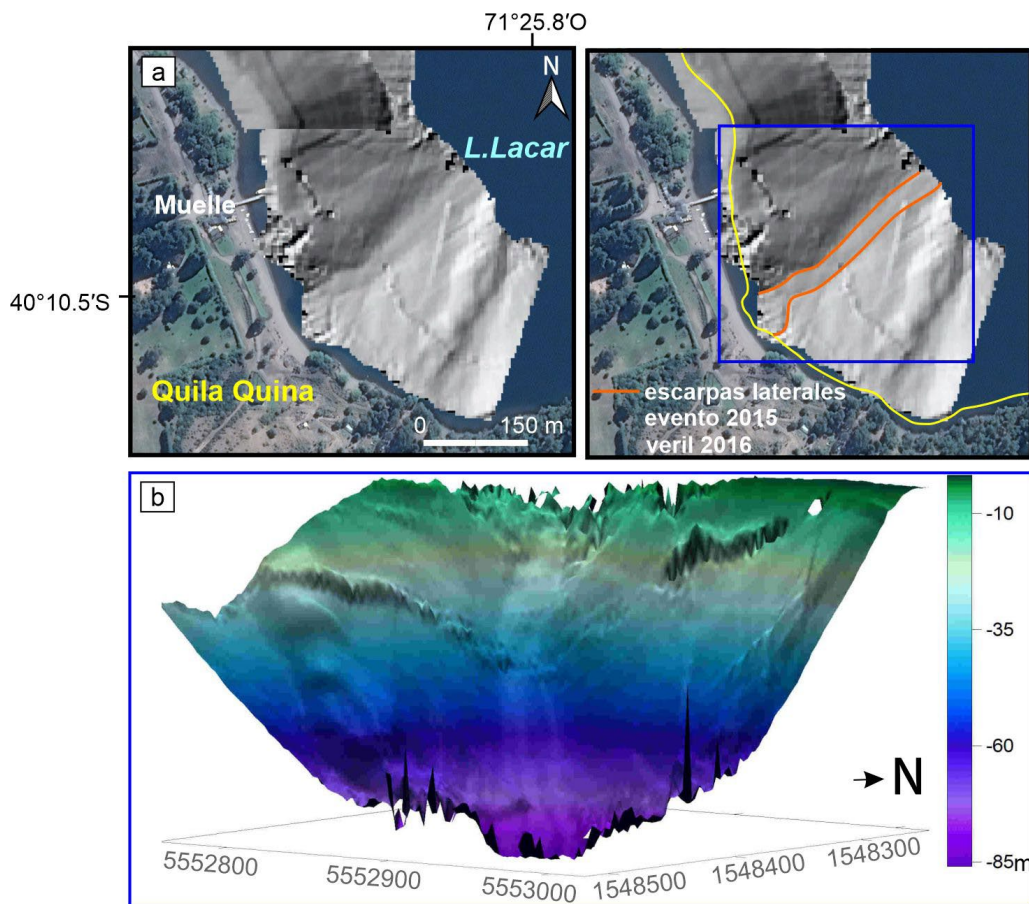


Figura 12. a) Mapa de relieve sombreado y b) modelo digital del terreno en el sector del lecho donde se produjo el colapso del veril (Quila Quina, marzo 2015).

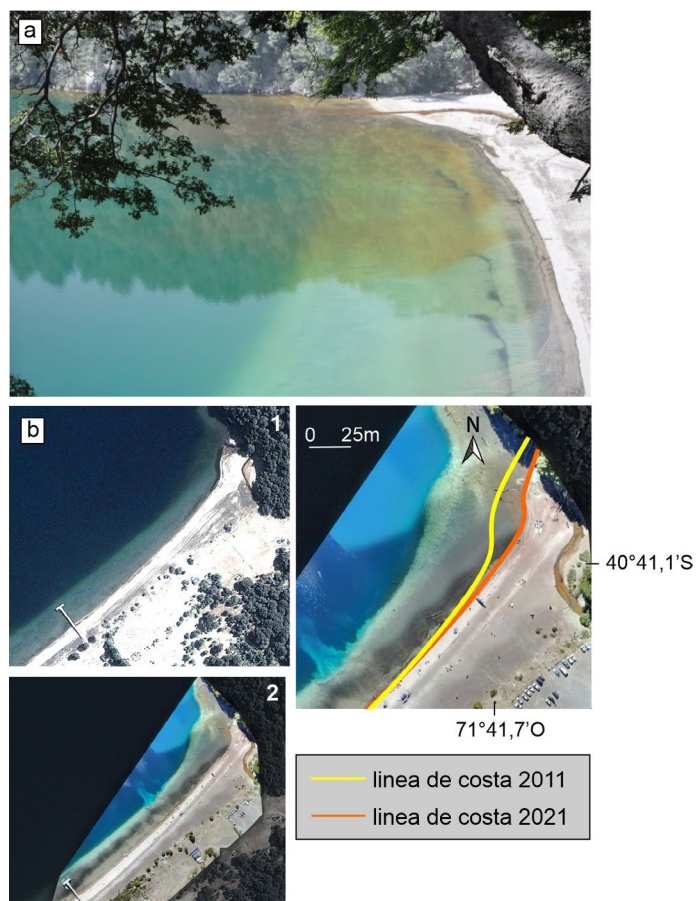


Figura 13. a) Fotografía de la playa de Lago Espejo tomada días después del inicio de la erupción del Cordón Caulle 2011; b) Comparación entre una imagen satelital de enero 2012 (1) y la imagen dron obtenida en marzo 2021 (2).

Algunos meses después (en agosto de 2010), pobladores en proximidades de Puerto Canoa comenzaron a notar un cambio de coloración en el lago Huechulafquen. Frente al hallazgo de valores anómalos de STS en el lago, factor que otorgó la coloración turquesa al cuerpo de agua, Queimaliños y Reissig (2010) proponen que la presencia de este material suspendido fue producto de la movilización de sedimentos de origen glaciar en las cuencas de arroyos tributarios que ingresaron finalmente al lago Huechulafquen. Sin embargo este lago no se encuentra vinculado a un sistema fluvial con posibilidades de transportar altas cargas de sedimentos finos de origen glaciar como es el caso del sistema río Manso superior - lago Mascardi, que se toma como modelo análogo en el informe.

Los resultados de este trabajo sugieren que el cambio de coloración se asocia a la resuspensión de sedimentos lacustres a partir de procesos de remoción en masa subacuáticos desencadenados por sismos. Estos fenómenos gravitacionales subacuáticos juegan un papel importante en la movilización de grandes cantidades de sedimentos dentro de las cuencas lacustres, pudiendo desarrollarse como flujos de características hiperpícnicas (Zavala y Pan 2018). Estos flujos se desplazan cubriendo grandes extensiones de los fondos lacustres y poniendo en suspensión importantes cantidades de sedimentos finos que se movilizan según las corrientes internas y la estructura térmica de la columna de agua (Okubo et al. 1996), pudiendo permanecer en suspensión por largos períodos. Se propone aquí que la razón para el retardo en la aparición de turbidez en los niveles superiores de la co-

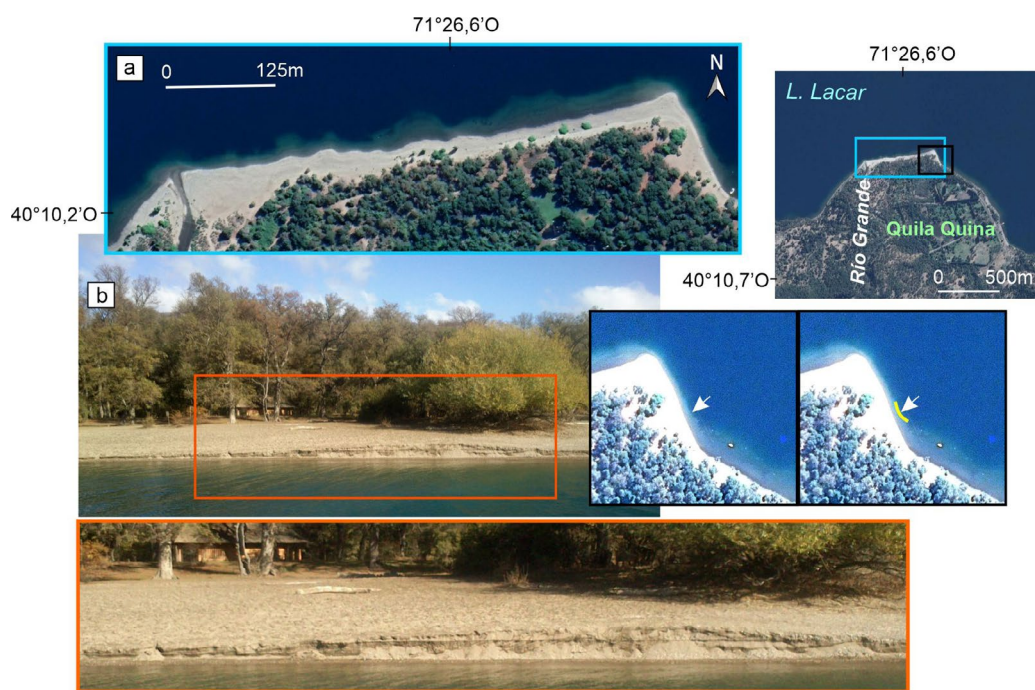


Figura 14. a) Imagen satelital de febrero 2021 en el sector activo del delta del Río Grande. La morfología del frente deltaico sugiere una recurrencia de procesos de remoción en masa subacuáticos; b) Escarpa de cabecera de deslizamiento subacuático registrada en salida de campo (mayo 2015) y su ubicación (en línea amarilla) sobre imagen satelital de julio 2016.

lumna de agua puede atribuirse a la marcada estratificación térmica que caracteriza a los grandes lagos de la región, en los que suele verificarse un fuerte gradiente de temperatura descendiente (termoclina) que se ubica normalmente entre los 15 y los 45 m de profundidad (Milano et al. 2021), imponiendo una barrera física a la mezcla de aguas por arriba y por debajo de ella. En la temporada invernal, el descenso de la temperatura del agua en los niveles superiores suele desencadenar un proceso de inversión de temperaturas y mezcla de niveles (mixis). En este caso, dicho fenómeno habría favorecido el ascenso de aguas con importante carga en suspensión, mostrando los característicos colores turquesa que se apreciaron sólo en el lago Huechulafquen, y no en los dos lagos que se encuentran directamente conectados (Paimún y Epulafquen). Las características de este fenómeno y los mecanismos que lo originaron están siendo estudiados en mayor detalle actualmente.

Deslizamiento ocurrido en un sector de playa de Quila Quina (lago Lacar)

El balneario Quila Quina, donde ocurrió el evento de remoción en masa de 2015, está situado en la porción este del delta del río Grande y ocupa principalmente un sector actualmente inactivo del ambiente deltaico. El mencionado colapso del veril movilizó sedimentos del lecho depositados en el extremo sudeste del delta. Los buzos convocados por autoridades del Parque Nacional Lanín que realizaron una primera inspección del sitio en días posteriores a su ocurrencia, reportaron “el desplazamiento de la línea del veril”, y observaron “un escalonamiento del suelo con intervalos de distintas dimensiones”. También advirtieron la composición arcillosa del suelo lacustre en ese tramo, así como gran cantidad de materia vegetal” (Redacción Diario Andino 7 de marzo 2015). El escalonamiento mencionado sugeriría que este evento se inició como un deslizamiento rotacional en el frente deltaico. El movimiento en masa evolucionó a un flujo canalizado que movilizó los sedimentos hacia el interior de la cuenca lacustre a lo largo de un trayecto de más de 200 m (Fig. 12).

En relación a sismos tectónicos ocurridos el 28 de febrero de 2015 que pudieran ser considerados disparadores, el evento más cercano al sitio estudiado (4.8 Mw, 35.4 km de profundidad) tuvo su epicentro en cercanías de Chiguayante (Chile), a unos 370 km al NO del sitio de estudio (USGS, 2022). Los restantes sismos se registraron a distancias mayores a los 900 km, por lo que no es posible establecer un vínculo claro con un terremoto tectónico desencadenante. En el archivo del INPRES no figuran sismos durante febrero - marzo 2015. Por otro lado, cabe mencionar la posibilidad de un desencadenante sísmico de origen volcánico, dado que

desde fines del año 2014 hasta finales de febrero de 2015, se registró un incremento sostenido en la actividad sísmica del Vn. Villarica, que tuvo su punto más alto durante el día 3 de marzo (06:08 GMT), con la ocurrencia de un evento eruptivo de corta duración y alta energía (VEI=2-3, OVDAS-SERNA-GEOMIN, 2015). Dada la cercanía del delta del río Grande respecto al Vn. Villarica (distante unos 90 km), un sector del frente deltaico pudo haber colapsado producto de la sostenida actividad sísmica registrada durante más de 2 meses en torno a esta erupción.

A pesar de que este evento en especial despertó alarma e interés en pobladores y autoridades de Parques Nacionales (por su particular localización en un sector altamente transitado y su ocurrencia en temporada estival), no es frecuente encontrar referencias específicas a estos eventos. Sin embargo, los datos limnogeológicos muestran que este tipo de fenómenos ocurren recurrentemente en los deltas lacustres patagónicos (Beigt et al. 2014a, b, 2016, 2019, este trabajo), frecuentemente asociados a sismos significativos con epicentros localizados en regiones próximas. Cabe mencionar que la morfología del frente deltaico en los depósitos más recientes del delta del río Grande (Fig. 14a) sugiere una cierta recurrencia de procesos gravitacionales subacuáticos. Una escarpa registrada durante la salida de campo de mayo 2015 (Fig. 14b), de características similares a la de la cabecera del deslizamiento estudiado, indicaría en efecto la ocurrencia de un fenómeno similar en la porción norte de la playa de Quila Quina.

Discusión general

Los ambientes subacuáticos costeros someros de los lagos patagónicos se caracterizan por la presencia casi constante de un “veril”. Este quiebre de pendiente de menor a mayor ángulo en profundidad se origina a partir de la acumulación de sedimentos movilizados por acción de las olas sobre el sector costero y redepositados en ambientes algo más profundos y de menor energía. La profundidad en la cual se desarrolla el veril se relaciona entonces con el nivel de la base de acción de olas en cubetas cuyas pendientes son significativamente pronunciadas en consistencia con su origen a partir de artesas glaciarias. En deltas lacustres, el veril coincide con la porción superior de los frentes deltaicos, que en ocasiones se ubica en cercanías de la línea de costa, y en otras se ha llegado a registrar hasta a unos 100 m de distancia aguas adentro, debido a la presencia de amplias terrazas subacuáticas labradas por el oleaje en períodos de bajos niveles de los lagos (Beigt et al. 2019). En este trabajo nos enfocamos en particular en procesos gravitacionales que se han iniciado a pocos metros de la línea de costa, involucrando

una porción subaérea del sector costero, o bien afectando una porción subacuática de una playa destinada a actividades recreativas.

Los resultados muestran que en general el mecanismo de ruptura es un movimiento rotacional iniciado en el veril, con pendientes de entre 18° y 32°. El inicial movimiento en masa rotacional induce a su vez la movilización de los materiales ubicados pendiente abajo a través de un mecanismo traslacional, transportando a estos sedimentos a lo largo de cientos de metros hacia el interior de la cuenca lacustre. En algunos casos (ej. el evento ocurrido en Quila Quina) se registró la evolución de estos procesos en flujos canalizados. Prior y Suhayda (1979) identificaron este tipo de deslizamientos inicialmente rotacionales con posterior desplazamiento de carácter traslacional en el delta del río Mississippi. A su vez, deslizamientos subacuáticos complejos, involucrando mecanismos traslacionales y rotacionales, han sido identificados por Carter et al. (2020) en la costa noroeste del Reino Unido.

Las áreas movilizadas por estos fenómenos de remoción en masa subacuática en los lagos patagónicos varían entre pequeños sectores de unos 500 m² (evento balneario lago Espejo) a amplias superficies del lecho lacustre que superan los 90000 m² (deslizamiento Este, Puerto Canoa). En los eventos de mayores magnitudes, las escarpas de cabecera presentaron longitudes de hasta 500 m y alturas de hasta 15 m.

Respecto a los factores condicionantes de estos fenómenos subacuáticos, además de las pronunciadas pendientes del veril, un denominador común que caracteriza a los ambientes donde se han desarrollado estos procesos lo constituyen las altas tasas de sedimentación, ya sea por acción fluvial (ambientes deltaicos) como por removilización y redepositación por vientos y olas del material piroclástico de erupciones recientes. Por otro lado, la intervención antrópica reciente (cortes de pendiente, rellenos sedimentarios, construcción de muelles, etc) en las áreas costeras constituye asimismo un factor potencial de desestabilización de las pendientes subacuáticas, principalmente en caso de ocurrencia de eventos sísmicos de magnitud en la región. En este sentido, Villarosa et al. (2009), señalan por ejemplo al hincado de postes durante la reconstrucción del muelle de Puerto San Carlos (Bariloche) como un probable condicionante del evento de remoción en masa subacuático ocurrido en dicho sector durante el terremoto de 1960, que provocó el arrastre y hundimiento del muelle y generó la ola de tsunami que impactó en las costas de la ciudad. Dado que es recurrente el reporte de muelles que son repentinamente desplazados hacia el interior de las cuencas lacustres (Nahuel Huapi 1960, Morenito 2000, Huechulafquen 2010), consideramos que la debilitación del sustrato lacustre debido a esta intervención es considerable.

Cuando ello se suma a otros condicionantes (ej, ambiente con altas tasas de sedimentación, costas con rellenos sedimentarios, etc), la amenaza de deslizamiento subacuático en años posteriores a la construcción de un muelle se vería incrementada.

En relación a los desencadenantes de estos fenómenos subacuáticos, en la mayoría de los casos estudiados en este trabajo fue posible inferir un vínculo con un terremoto desencadenante ocurrido en la región, e incluso en cercanías de un sitio movilizado (caso del terremoto ocurrido en la cuenca del lago Huechulafquen, a 11 km aproximadamente de Puerto Canoa). No obstante, en otros casos (ej. brazo Huemul 2005) no se registraron sismos concomitantes que hayan podido inducir la ocurrencia de estos procesos subacuáticos. Puede mencionarse como un posible desencadenante los cambios bruscos de nivel del agua que en esta región se asocian al régimen de precipitación estacional. Por otro lado, la mencionada presencia de altas tasas de sedimentación en todos los ambientes estudiados (3 deltas y un ambiente costero que recibió importantes volúmenes de tefra de una erupción reciente) nos indica la importancia de este factor que podría ser clave en el desarrollo de estos procesos en los lagos patagónicos. Altas tasas de sedimentación no sólo aportan grandes volúmenes de material altamente inestable a las pendientes subacuáticas, sino que también pueden jugar un papel importante en el grado de cohesión de los depósitos saturados del talud. Esto se debe a que, al incrementar la carga, aumenta la presión de poros de estos sedimentos (Sultan et al. 2007), lo cual tiende a reducir la fricción interna y aumentar la inestabilidad de niveles susceptibles (Masson et al. 2006). Este tipo de procesos han demostrado ejercer un control significativo en eventos de remoción en masa subacuáticos ocurridos en sistemas lacustres similares, como es el caso del lago Villarica en Chile, donde Moernaut et al. (2017) registraron varias estructuras de sobrepresión y escape de fluidos (como *pockmarks* y volcanes de barro, estrechamente asociadas a procesos de remoción subacuática) y midieron in situ la presión de poros sobre la columna de sedimentos. Los autores concluyeron que esta sobrepresión está asociada a una rápida sedimentación de materiales con permeabilidad y consolidación diferencial altamente saturados, lo que puede precondicionar el talud, aumentando su susceptibilidad ante una remoción en masa incluso en ambientes muy poco profundos. Tanto para estos autores, como para otros (Urgeles et al. 2006), este tipo de sobrepresión actuaría principalmente como un condicionante de estos procesos, necesitando de todas maneras un desencadenante como cierta magnitud sísmica, o inclusive una incisión basal del talud (Lacoste et al. 2012). Otros autores como Masson et al. 2006, en cambio, proponen que esta

sobrepresión puede ser un factor crítico para desencadenar por sí mismo un evento de remoción en masa subacuático. Los hallazgos de este trabajo en relación a los ambientes donde tienen lugar estos fenómenos y la evidencia de procesos que se desarrollan en el paquete sedimentario (sobrepresión de flúidos registrada en el evento de Puerto Cano a partir de un indicador geomorfológico) concuerdan con los hallazgos de Moernaut et al. (2017) en el lago Villarica. La ausencia de un terremoto desencadenante en algunos de estos eventos podría indicar sin embargo que, tanto la inestabilidad gravitacional derivada de una rápida depositación de sedimentos en las pendientes del veril, como una sobrepresión de flúidos resultante de procesos depositacionales, podrían estar actuando incluso como desencadenantes en estas cuencas lacustres. A fin de constatar esta hipótesis, serán necesarios futuros estudios sobre la estructura interna subsuperficial y propiedades geomecánicas e hidrogeológicas de los materiales de talud, que permitan analizar en detalle los mecanismos desencadenantes de estos procesos de remoción subacuática en los lagos de la región.

CONCLUSIONES

El presente trabajo muestra los primeros resultados sobre características, condicionantes y posibles desencadenantes de procesos gravitacionales registrados en ambientes costeros lacustres de Patagonia Norte, y que involucran a sectores subaéreos donde se han registrado diversos impactos. Estos procesos suelen ser complejos y traen aparejadas múltiples amenazas, como la afectación directa de infraestructuras sumergidas o semisumergidas, desaparición o alteración grave de playas recreativas e inclusive la potencial generación de olas de tsunami que impacten sobre costas vulnerables. La ocupación costera y la intervención antrópica en las costas de los lagos patagónicos se han intensificado en las últimas décadas, al ritmo del desordenado crecimiento de las poblaciones costeras y el incremento de las actividades turísticas, aumentando no sólo la exposición a estas amenazas, sino también la probabilidad de ocurrencia de estos fenómenos gravitacionales. En efecto, la intervención antrópica (ya sea por rellenos de sectores costeros, cortes de pendiente y otras modificaciones en la topografía natural, hincado de postes para la construcción de muelles, etc.) puede propiciar la inestabilidad, al modificar los patrones de sedimentación natural o las propiedades geomecánicas e hidrogeológicas del talud. Esta amenaza de desestabilización de las pendientes subacuáticas se vería incrementada en ambientes que por sus altas tasas de sedimentación son especialmente susceptibles,

como los deltas y las costas lacustres donde se han depositado importantes volúmenes de tefra de erupciones recientes. Por otro lado, se destaca que los deltas son los ambientes más elegidos para ocupación permanente, uso recreativo o instalación de infraestructuras, muchos de los cuales están incorporados a los ejidos urbanos. En este sentido, cabe mencionar que procesos similares a los analizados en este trabajo se han registrado en el lago Nahuel Huapi en la porción superior de frentes deltaicos (Beigt et al. 2014a, b, 2016, 2019). Aunque estos procesos se verifican a mayores distancias de la línea de costa que los eventos estudiados aquí, sus escarpas de cabecera retrocedentes sugieren la posibilidad de que a futuro algunas de estas escarpas comprometan la línea de costa, jugando un rol desestabilizante de ambientes subaéreos adyacentes. Los mencionados frentes de delta presentan numerosos movimientos en masa; Beigt et al. (2014b) estimaron que en la cuenca distal del lago Nahuel Huapi (en cuyas costas se ubican las localidades de Bariloche y Dina Huapi), la superficie movilizada de los frentes de delta corresponde a un 30 a 60% de la superficie total de estos frentes.

La frecuente actividad sísmica y volcánica que caracteriza a la región otorga un marco complejo a estos procesos, potenciando la amenaza 1) durante la ocurrencia de sismos de magnitud a nivel regional y 2) durante erupciones volcánicas andinas, con consecuentes caídas de ceniza y removilización de enormes volúmenes de material piroclástico principalmente a lo largo de las cuencas fluviolacustres, a lo que se suma el potencial efecto disparador de los sismos volcánicos originados a partir de erupciones de volcanes cercanos. Todo ello plantea un desafío para las instituciones encargadas de la gestión de las costas lacustres patagónicas (Administración de Parques Nacionales y administraciones municipales y provinciales), cuya planificación y ordenamiento territorial deberá tomar en consideración la amenaza de estos procesos gravitacionales costeros, a fin de reducir la exposición en costas lacustres vulnerables. En particular resulta pertinente advertir la necesidad de incorporar, con una ventana temporal adecuada de previsión de ocurrencia, a los procesos gravitacionales costeros dentro de los riesgos secundarios derivados de eventos sísmicos y volcánicos en la Patagonia Andina.

Si bien los datos aportados por batimetrías, perfiles sísmicos y testigos son irremplazables para identificar estos fenómenos, la naturaleza somera de muchos de estos procesos permite el uso de métodos indirectos menos costosos a nivel económico y logístico, como las imágenes satelitales ópticas e imágenes dron, que permiten realizar una identificación primaria y monitoreo (retroceso de escarpas) en las cabeceras, metodología que puede colaborar en la elaboración de estrategias de manejo de este tipo de costas.

AGRADECIMIENTOS

Este estudio se financió a través de la ANPCyT (PICT 2015-1322, PICT 2016–0084 y PICT 2020-2245), CONICET (PIP 2020 11220200102980CO, PUE 2018 IPATEC) y la UNCo (PIN I B 191). Los autores agradecen a Prefectura Naval Argentina (Bariloche y SMA), Protección Civil (VLA), a la empresa José Julián (catamarán L. Huechulafquen) y a Javier Lantz (concesionario del camping diurno del lago Espejo) por el apoyo logístico durante las salidas de campo. Se agradece especialmente a todos aquellos que aportaron información acerca de los eventos estudiados (Marcos Arretche, Roy Scott, Bety Barbagelata, Beatriz Gomez Alzuarena, personal de Parques Nacionales y de Puerto Canoas). Finalmente, un agradecimiento muy especial al Guardaparques Domingo Núñez, por el apoyo permanente y la ayuda que generosamente nos brindó en numerosas campañas al área de estudio.

REFERENCIAS

- Avdievitch, N. y Coe, J. 2022. Submarine landslide susceptibility mapping in recently deglaciated terrain, Glacier Bay, Alaska. *Frontiers in Earth Science* 10: 821188.
- Bardet, J., Synolakis, C., Davies, H., Imamura, F. y Okal, E. 2003. Landslide Tsunamis: Recent Findings and Research Directions. *Pure and Applied Geophysics* 160: 1793-1809.
- Barnhart, K.R., Jones, R.P., George, D.L., Coe, J.A. y Staley, D.M. 2021. Preliminary assessment of the wave generating potential from landslides at Barry Arm, Prince William Sound, Alaska: U.S. Geological Survey Open-File Report 2021-1071, 28 p.
- Beigt, D., Manzoni, C., Villarosa, G. y Gómez, E.A. 2014b. Estudio de los deslizamientos subacuáticos en la cuenca distal del lago Nahuel Huapi (Argentina) a partir de batimetrías de alta resolución. 19° Congreso Geológico Argentino, Actas CD: 2p, Córdoba.
- Beigt, D., Villarosa, G., Gómez, E.A. y Manzoni, C. 2016. Subaqueous landslides at the distal basin of Lago Nahuel Huapi (Argentina): towards a tsunami hazard evaluation in Northern Patagonian lakes. *Geomorphology* 268: 197-206.
- Beigt, D., Villarosa, G., Outes, V., Gómez, E.A. y Toyos, G. 2019. Remobilized Cordón Caulle 2011 tephra deposits in north-Patagonian watersheds: Resedimentation at deltaic environments and its implications. *Geomorphology* 341:140-152.
- Beigt, D. y Villarosa, G. 2022. Redeposición de tefra del Cordón Caulle 2011 en ambientes litorales lacustres de Patagonia Norte: implicancias para la estabilidad de pendientes subacuáticas. 21° Congreso Geológico Argentino, Actas CD: 2 p, Neuquén.
- Carter, G.D.O., Cooper, R., Gafeira, J., Howe, J.A. y Long, D. 2020. Morphology of small-scale submarine mass movement events across the northwest United Kingdom. *Geomorphology* 365: 107282.
- Chapron, E., Ariztegui, D., Mulsow, S., Villarosa, G., Pino, M., Outes, V., Juvignie, E. y Crivelli, E. 2006. Impact of the 1960 major subduction earthquake in Northern Patagonia (Chile, Argentina). *Quaternary International* 158: 58-71.
- Garcin M., Desprats, J.F., Fontaine, M., Pedreros, R., Attanayake, N., Fernando, S., Siriwardana, C., DeSilva, U. y Poisson, B. 2008. Integrated approach for coastal hazards and risks in Sri Lanka. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 8:577-586.
- Girardclos, S., Schmidt, O.T., Sturm, M., Ariztegui, D., Pugin, A. y Anselmetti, F.S. 2007. The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology* 241: 137-154.
- Haeussler, P. J., Lee, H. J., Ryan, H. F., Labay, K., Kayen, R. E., Hampton, M. A. y Suleimani, E. 2007. Submarine Slope Failures Near Seward, Alaska, during the M9.2 1964 Earthquake. En: Lykousis, V., Sakellariou, D. y Locat. J. (eds.), *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, 269-278, Dordrecht.
- Hayes, S.K., Montgomery, D.R. y Newhall, C.G. 2002. Fluvial sediment transport and deposition following the 1991 eruption of Mount Pinatubo. *Geomorphology* 45 (3–4): 211-224.
- Higman, B., Shugar, D., Stark, C., Ekström, G., Koppes, M., Lynett, P., Dufresne, A., Haeussler, P., Geertsema, M., Gulick, S., Mattox, A., Venditti, J., Walton, M., McCall, N., Mckittrick, E., MacInnes, B., Bilderback, E., Tang, H., Willis, M., Richmond, B., Reece, R., Larsen, C., Olson, B., Capra, J., Ayca, A., Bloom, C., Williams, H., Bonno, D., Weiss, R., Keen, A., Skanavis, V. y Loso, M. 2018. The 2015 landslide and tsunami in Taan Fiord, Alaska. *Scientific Reports* 8:12993.
- Hovland, M., Gardner, J.V. y Judd, A.G. 2002. The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids* 2: 127-136.
- INPRES 2022. <https://www.inpres.gob.ar>
- Kuenen, P.H. y Migliorini, C.I. 1950. Turbidity currents as a cause of graded bedding. *The Journal of Geology* 58 (2): 91-127.
- Lacoste, A., Vendeville, B., Mourgues, R., Loncke, L. y Lebacqz, M. 2012. Gravitational instabilities triggered by fluid overpressure and downslope incision: Insights from analytical and analogue modelling. *Journal of Structural Geology* 42: 151-162.
- Lee, C., Huang, W., Chang, Y., Chi, S. and Liao, W. 2018. Regional landslide susceptibility assessment using multi-stage remote sensing data along the coastal range highway in northeastern Taiwan. *Geomorphology* 300: 113-127.
- L'Heureux, J.S., Longva, O., Hansen, L. y Vanneste, M. 2014. The 1930 Landslide in Orkdalsfjorden: Morphology and Failure Mechanism. In: Krastel, S., Behrmann J-H, Völker, D., Stipp, M., Berndt, C., Urgeles, R., Chaytor, J., Huhn, K., Strasser, M. y Harbitz, C.B. (eds.). *Submarine Mass Movements and Their Consequences*. Springer, 239 – 247, Dordrecht.
- Løvholt, F., Pedersen, G., Harbitz, C. B., Glimsdal, S. y Kim, J. 2015. On

- the characteristics of landslide tsunamis. *Philosophical Transactions of the Royal Society A* 373: 20140376.
- Major, J.J., Bertin, D., Pierson, T.C., Amigo, A., Iroumé, A., Ulloa, H. y Castro, J. 2016. Extraordinary sediment delivery and rapid geomorphic response following the 2008–2009 eruption of Chaitén Volcano, Chile. *Water Resources Research* 52: 5075–5094.
- Major, J.J., Pierson, T.C., Dinehart, R.L. y Costa, J.E. 2000. Sediment yield following severe volcanic disturbance. A two-decade perspective from Mount St. Helens. *Geology* 28(9): 819-822.
- Manzoni, C., Delmónico, A., Beigt, D. y Villarosa, G. 2013. Análisis preliminar de susceptibilidad frente a tsunamis lacustres en costas urbanizadas del lago Nahuel Huapi (Río Negro) en base a la interpretación de imágenes satelitales y fotos aéreas. 1° Congreso Internacional sobre Riesgos de Desastres y Desarrollo Territorial Sostenible (CIRiDe), Actas: 446-447, San Fernando del Valle de Catamarca.
- Maradona, S. 29 de noviembre 2010. El lago Huechulafquen cambió de color por un sismo. *Diario Andino*. <https://www.diarioandino.com.ar>
- Masson, D., Harbitz, C., Wynn, R., Pedersen, G. y Løvholt, F. 2006. Submarine Landslides: Processes, Triggers and Hazard Prediction. *Philosophical Transactions: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 364 (1845): 2009-39.
- McAdoo, B., Pratson, L.F. y Orange, D.L. 2000. Submarine landslide geomorphology, US continental slope. *Marine Geology* 169: 103-136.
- Milano, D., Rechencq, M., Lippolt, G.E. y Vigliano, P.H. 2021. The effect of climate change on *Galaxias maculatus* thermal habitat availability in northern Andean Patagonian lakes. *Freshwater Biology* 66: 2210-2222.
- Moernaut, J., Van Daele, M., Heirman, K., Wiemer, G., Molenaar, A., Vandorpe, T., Melnick, D., Hajdas, I., Pino, M., Urrutia, R. y De Batist, M. 2019. The subaqueous landslide cycle in south-central Chilean lakes: The role of tephra, slope gradient and repeated seismic shaking. *Sedimentary Geology* 381: 84-105.
- Moernaut, J., Wiemer, G., Reusch, A., Stark, N., De Batist, M., Urrutia, R., Ladrón de Guevara, B., Kopf, A. y Strasser, M. 2017. The influence of overpressure and focused fluid flow on subaquatic slope stability in a formerly glaciated basin: Lake Villarrica (South-Central Chile). *Marine Geology* 383: 35-54.
- Naudts, L., Greinert, J., Artemov, Y., Staelens, P., Poort, J., Van Rensbergen, P. y De Batist, M. 2006. Geological and morphological setting of 2778 methane seeps in the Dnepr paleo-delta, northwestern Black Sea. *Marine Geology* 227: 177-199.
- Okubo, K., Morikawa, H., Kimoto, T. y Tanaka, Y. 1996. Turbid intrusion below the thermal staircase in the seasonal thermocline of Lake Biwa. *Journal of the Faculty of Environmental Science and Technology* 1 (1): 77 - 89.
- OVDAS-SERNAGEOMIN. 2015. Volcán Villarrica. Informe de Resumen Crisis Volcán Villarrica (Febrero-Marzo 2015), Región de la Araucanía, año 2015. 17p.
- Paruelo, J.M., Beltrán, A., Jobbágy, E., Sala, O.E. y Golluscio, R.A. 1998. The climate of Patagonia: general patterns and controls on biotic processes. *Ecología Austral* 8: 85–101.
- Pope, E., Talling, P. y Carter, L. 2016. Which earthquakes trigger damaging submarine mass movements: Insights from a global record of submarine cable breaks. *Marine Geology* 384: 131-146.
- Prior, D.B. y Suhayda, J.N. 1979. Application of infinite slope analysis to subaqueous sediment instability, Mississippi delta. *Engineering Geology* 14: 1-10.
- Queimalifos, C. y Reissig, M. 2010. Muestreo Lagos Huechulafquen y Epulafquen (15 sep 2010). Informe técnico, INIBIOMA (CONICET/UNCo) (inédito), 3 p., San Carlos de Bariloche.
- Redacción Diario Río Negro. 2 de marzo 2010. Una réplica causó daños en viviendas del área Huechulafquen. <https://www.rionegro.com.ar>
- Redacción Diario Andino. 7 de marzo 2015. Socavón en la playa de Quila Quina. <https://www.diarioandino.com.ar>
- Redacción Diario Río Negro. 7 de marzo 2015. Socavón bajo el agua de la playa de Quila Quina. <https://www.rionegro.com.ar>
- Salas-Romero, S., Malehmir, A., Snowball, I. y Dessirier, B. 2019. Subsurface characterization of a quick-clay vulnerable area using near-surface geophysics and hydrological modelling, *Solid Earth* 10: 1685-1705.
- Segschneider, B., Landis, C.A., White, J.D.L., Wilson, C.J.N. y Manville, V. 2002. Resedimentation of the 1.8 ka Taupo ignimbrite in the Mohaka and Ngaruroro river catchments, Hawke's Bay, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 45 (1): 85-101.
- Sultan, N., Mathieu, G., Berne, S., Canals, M., Urgeles, R. y Lafuerza, S. 2007. Analysis of slope failures in submarine canyon heads: An example from the Gulf of Lions. *Journal of Geophysical Research* 112 (F1): 1- 61.
- Urgeles, R., Didier, L., Lastras, G., Canals, M. y Mienert, J. 2006. Back-analysis and failure mechanisms of a large submarine slide on the ebro slope, NW Mediterranean. *Marine Geology* 226: 185-206.
- USGS 2022. <https://earthquake.usgs.gov/>
- Villarosa, G., Outes, V., Gómez, E.A., Chapron, E. y Ariztegui, D. 2009. Origen del tsunami de mayo de 1960 en El Lago Nahuel Huapi, Patagonia: aplicación de técnicas batimétricas y sísmicas de alta resolución. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (3): 593-597.
- Watts, P., Grilli, S., Kirby, J., Fryer, G. y Tappin, D. 2003. Landslide tsunami case studies using a Boussinesq model and a fully nonlinear tsunami generation model. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 3: 391- 402.
- William, J.P. 2016. Two-way coupled multiscale tsunami modelling from generation to coastal zone hydrodynamics. Tesis doctoral, Kyoto University (inédita). 232 p. Kyoto.
- Zavala, C. y Pan, S.X. 2018. Hyperpycnal flows and hyperpycnites: Origin and distinctive characteristics. *Lithologic Reservoirs* 30 (1): 1-27.