

Caracterización y reconstrucción del deslizamiento Agassiz mediante el uso de datos geoespaciales. Patagonia Austral, Argentina

*Silvana Moragues^{1,2}, M. Gabriela Lenzano¹, Andrés Rivera^{3,4}, Jonathan Oberreuter⁵, Alberto Vich^{1,2}

¹ Laboratorio de Geomática Andina (LAGEAN), Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA)-Centro Científico Tecnológico (CCT). CONICET, Avda. Ruiz Leal s/n, Parque General San Martín, Código Postal 5500, Mendoza, Argentina. smoragues@mendoza-conicet.gob.ar; mlenzano@mendoza-conicet.gob.ar; aijvich@mendoza-conicet.gob.ar

² Facultad de Filosofía y Letras, Universidad Nacional de Cuyo, Centro Universitario, Parque San Martín s/n, M5502JMA Mendoza, Argentina.

³ Departamento de Geografía, Universidad de Chile, Avda. Libertador General Bernardo O'Higgins 1058 Santiago, Región Metropolitana, Chile. arivera@uchile.cl

⁴ Instituto de Conservación, Biodiversidad y Territorio, Facultad de Ciencias Forestales y Recursos Naturales, Universidad Austral de Chile, Campus Isla Teja, Casilla 567, Valdivia, Chile.

⁵ Centro de Estudios Científicos de Chile, Avda. Prat 514, Valdivia, Chile. jober@cecs.cl

* Autor de correspondencia: smoragues@mendoza-conicet.gob.ar

RESUMEN. La glaciación y deglaciación modifican las tensiones de las laderas afectadas por estos procesos y pueden desencadenar su inestabilidad y deslizamientos. En el presente estudio se describe, caracteriza y reconstruye un deslizamiento rotacional de suelo y material morrénico de gran magnitud, ocurrido el 10 de febrero de 2013, sobre la ladera oeste del canal Upsala, brazo norte del lago Argentino, en la Patagonia Austral. Con este fin, se realizó un análisis cualitativo del estado de la ladera en épocas anteriores y posteriores a la fecha de ocurrencia del deslizamiento, se analizaron los posibles factores condicionantes y desencadenantes de la remoción en masa, y las consecuencias destructivas del tsunami relacionado que afectó los márgenes del lago. Para la reconstrucción del estado de las laderas antes y después del evento, se utilizaron técnicas de fotointerpretación de imágenes satelitales ópticas, modelos digitales de elevación, fotografías históricas, observaciones *in situ*, datos batimétricos y relatos del personal de guardaparques del Parque Nacional Los Glaciares. El retroceso del glaciar Upsala ha ocasionado la relajación de las laderas del canal condicionando así su estabilidad. Entre los factores condicionantes y desencadenantes que alimentaron el proceso de activación y generación del evento de remoción en masa se destacan la presencia de material morrénico no consolidado que cubre las laderas del canal, las pendientes empinadas expuestas hacia el Este, lo que aumenta su exposición al sol y derretimiento de nieve acumulada durante el invierno, y la existencia de procesos de reptación de suelo. Aunque se desconoce el factor gatillante específico se puede mencionar la saturación de los sedimentos por escurrimiento superficial e infiltraciones de agua, eventualmente lluvias intensas, erosión del pie de la ladera por la actividad glacial y la actividad sísmica local y regional como potenciales factores desencadenantes. La ladera mostró indicios de inestabilidad por más de 20 años antes de la generación del deslizamiento, y en la actualidad existen evidencias de que puede sufrir nuevas remociones en masa.

Palabras clave: Deslizamiento, Factores condicionantes y desencadenantes, Tsunami, Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS).

ABSTRACT. Characterization and reconstruction of the Agassiz landslide using geospatial data. Southern Patagonia, Argentina. Glaciation and deglaciation modify the stress of the slopes affected by these processes and can trigger their instability and landslides. This study describes, characterizes and reconstructs a large rotational landslide of soil and moraine material, which occurred on February 10, 2013 on the western slope of Upsala Channel, North Branch of Argentino Lake, in Southern Patagonia. With this aim a qualitative analysis of the slope condition before and after the date of the landslide occurrence, the possible conditioning and triggering factors, and the destructive consequences of the related tsunami that affected the margins of the lake was carried out. To reconstruct the state of the slope before and after the event, techniques of photo-interpretation of optical satellite imagery, digital elevation models, historical photographs, *in situ* observations, bathymetric data and stories of the park rangers of Los Glaciares National Park were used. The retreat of the Upsala Glacier has caused the relaxation of the slopes of the channel conditioning its stability. Among the conditioning and triggering factors that favored the process of activation and generation of the landslide event, are the presence of unconsolidated moraine material covering the channel slopes, steep slopes exposed to the east, which increases its exposure to the sun and melting of snow accumulated during the winter, and the existence of soil creep processes. Although the specific triggering factor is unknown, sediment saturation by surface runoff and water infiltration, eventually a severe rain event, foot slope erosion by glacial activity, and local and regional seismic activity can be mentioned as potential triggering factors. The slope showed evidences of instability for more than 20 years prior to the generation of the landslide, and there is currently evidence that the slope may undergo.

Keywords: Landslide, Conditioning and Triggering Factors, Tsunami, Southern Patagonian Ice Field (SPI).

1. Introducción

Los procesos de remoción en masa de origen natural son muy comunes en las áreas montañosas y suelen ocasionar desastres naturales debido a su carácter repentino y volumen del material involucrado (Moreiras *et al.*, 2008). Los fenómenos de remoción en masa ligados a la dinámica de las laderas suelen asociarse con eventos puramente naturales. Sin embargo, las transformaciones del medio natural producto de la actividad humana son cada vez más habituales, lo que puede propiciar eventos de remoción en masa de origen antrópico, cada vez con mayor frecuencia y magnitud (Páez, 2009). El impacto negativo de la amenaza en el ambiente circundante, generada por la inestabilidad de laderas y la consecuente vulnerabilidad, convierten a este tópico en un tema relevante de estudio. Una amenaza de deslizamiento es “la probabilidad de que este evento ocurra dentro de un cierto período de tiempo en un lugar específico” (Althuwaynee *et al.*, 2015). Esta definición suele responder a la pregunta sobre el lugar, es decir, dónde ocurrirá, y sobre el tiempo, cuándo y con qué frecuencia ocurrirá. Por el contrario, algunos investigadores multiplican directamente los tres componentes de la probabilidad de las amenazas (es decir, espacial, temporal y magnitud) porque suponen una relación independiente entre estas variables (Erener y Düzgün, 2013; Lucà *et al.*, 2014).

En el Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) (Fig. 1), las laderas de la cuenca del glaciar Upsala

se encuentran fuertemente desestabilizadas debido al retroceso glaciar que ha favorecido la generación de procesos geomorfológicos paraglaciales, entre los que destacan los eventos de inestabilidad de las laderas (Moragues *et al.*, 2019). Esta área es un ambiente natural que representa un gran atractivo turístico que es recorrido por embarcaciones que navegan frecuentemente por el brazo norte (49°57'29,10"S-73°18'22,65"O) del lago Argentino, hasta los glaciares Upsala y Spegazzini. Esta actividad turística es un polo de desarrollo económico importante para la región, por lo que su vulnerabilidad frente a eventos peligrosos de origen natural debe ser analizada. Para estudiar esta vulnerabilidad resulta necesario determinar el nivel de exposición al peligro (*e.g.*, de turistas, embarcaciones, infraestructura) y la predisposición a las pérdidas que pudiesen ocasionar amenazas específicas (Cardona, 1993).

La fuerte deglaciación de la zona donde se ubica el glaciar Upsala en las últimas décadas (Naruse y Skvarca, 2000; Sakakibara *et al.*, 2013; Moragues *et al.*, 2018, entre otros) ha resultado en la generación de una variedad de procesos que conllevan la inestabilidad del material morrénico depositado en las laderas de los valles glaciares. En esta zona del Parque Nacional Los Glaciares (PNLG), particularmente en el margen donde se encuentra la laguna proglacial Agassiz (Fig. 1), el 10 de febrero de 2013 se produjo un evento súbito de deslizamiento del material superficial de la ladera que cayó a las aguas del canal Upsala. El deslizamiento causó un

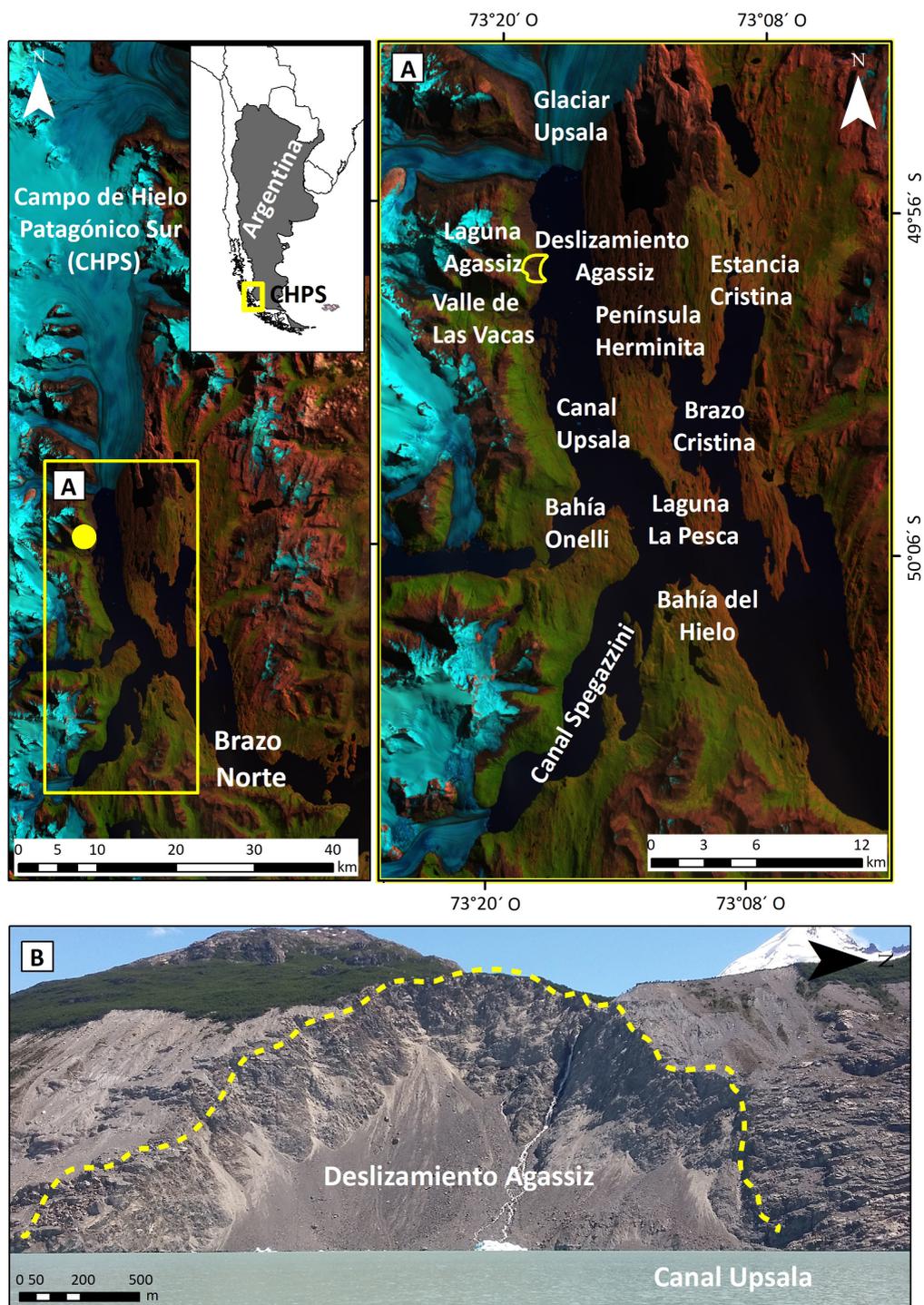


FIG. 1. Área de estudio. A. Imagen satelital Landsat del 8 de noviembre de 2019, composición falso color 752 (RGB) con los topónimos principales. Ubicación del deslizamiento Agassiz sobre la ladera occidental del canal Upsala (línea sólida color amarillo), brazo norte del lago Argentino, Parque Nacional Los Glaciares, Santa Cruz, Argentina. B. Vista panorámica del deslizamiento Agassiz desde las aguas del canal Upsala, en dirección este-oeste tomada el 17 de noviembre de 2017 (fotografía: Silvana Moragues).

tsunami con efectos destructivos aguas bajo del lago Argentino. La carencia de monitoreo continuo y/o activo en la zona ha limitado la posibilidad de efectuar un análisis cuantitativo del momento en el que sucedió el evento; sin embargo, a partir de los relatos de guardaparques y turistas y las reconstrucciones temporales sobre la base de datos geoespaciales existentes desde 1979 y las visitas al sitio afectado, se ha logrado analizar cualitativamente el desarrollo del evento.

Considerando lo anterior, el objetivo del presente estudio es identificar los posibles factores que intervinieron en la generación del deslizamiento Agassiz, a través de la descripción, caracterización y análisis de la zona en épocas anteriores y posteriores al evento, y el análisis cualitativo de las consecuencias de este. Cabe destacar que es la primera vez que se denotó un evento súbito con características amenazantes para las embarcaciones que navegan diariamente el canal Upsala, teniendo en cuenta que el PNLG es el segundo parque más visitado de la Argentina. Por ello, el caso de estudio contribuye a mejorar el entendimiento del ambiente paraglacial en el canal Upsala y la potencial peligrosidad que afecta a la actividad turística en esta zona del Parque.

2. Área de estudio

Durante el verano del año 2013 se generó un deslizamiento de gran magnitud sobre la ladera oeste del canal Upsala, correspondiente al brazo norte del lago Argentino, en Santa Cruz, Argentina. Este deslizamiento que se ha denominado Agassiz, se situó en la zona inferior de la laguna proglacial Agassiz, ubicada en la base del cerro Mc Andrew, próximo al valle de Las Vacas y al frente del glaciar Upsala (Fig. 1). El área de estudio está localizada a ~90 km de la ciudad de El Calafate, y únicamente es accesible por vía lacustre, con embarcaciones provenientes desde el puerto Punta Banderas (a 47 km de la ciudad). Se estima que el evento se produjo en la noche del día 10 de febrero de 2013, dado que las embarcaciones turísticas que circundan la zona solo detectaron los efectos del evento al día siguiente.

Al canal Upsala ingresan ~700.000 turistas por año para conocer sus imponentes paisajes. Actualmente, es un área donde no existen elementos o construcciones antrópicas que puedan ser dañadas en caso de ocurrencia de un deslizamiento (*e.g.*, casas, infraestructuras, vías vehiculares, puentes,

redes eléctricas, redes de agua potable, cultivos, acueductos, elementos estructurales). Sin embargo, la frecuente presencia de embarcaciones turísticas en la zona incrementa el riesgo al cual se exponen los turistas, ante un posible deslizamiento del material de la ladera.

3. Metodología y datos utilizados

El análisis del deslizamiento Agassiz fue llevado a cabo mediante técnicas de fotointerpretación a partir de imágenes satelitales ópticas SPOT 7 (fecha: 01-04-2017), de 1,5 m de resolución, nivel de procesamiento L2A, facilitadas por la Comisión Nacional de Actividades Espaciales (CONAE-Argentina), y datos extraídos de la plataforma *Google Earth*. Se utilizaron también, para complementar la interpretación, fotografías históricas y datos *in situ* (Fig. 2). Para la caracterización topográfica 3D de la zona se analizó un Modelo Digital de Elevación (MDE) ALOS PALSAR, de 12,5 m de resolución obtenido del sitio *Satellite Facility platform* (<https://www.asf.alaska.edu/sar-data/palsar/>), y un MDE generado a partir de imágenes estereoscópicas Corona/Hexagon de 7-9 m de resolución del año 1979 (Holzer *et al.*, 2015) (Fig. 2). Este último, fue realizado sobre la base del proceso de fotogrametría con el *software Photomod 4.4*. En primer lugar, se realizó un procesamiento previo que corrigió las alteraciones geométricas producidas por el almacenamiento y digitalización de los filmes (Surazakov y Aizen, 2010). La orientación de la imagen se resolvió añadiendo puntos de control fotogramétricos (PCF) para optimizar la calidad de los resultados. En este estudio, fueron utilizados 10 PCF para lo cual se usaron sitios de estaciones de monitoreo GNSS (*Global Navigation Satellite System*), que fueron proyectados en la cartografía local que posee proyección Gauss Krüger, faja 2 de Argentina. A partir de la resolución de los procesos numéricos de orientación interna, relativa y absoluta se obtuvo el producto final de MDE con una resolución espacial de 30 m.

Los datos descritos anteriormente proporcionaron la base para analizar los rasgos geomorfológicos pre y posevento Agassiz. Para estudiar las condiciones previas al año 2013 se utilizó como base el MDE del año 1979. Para la evaluación de la situación posterior hasta el año 2018 se usó información extraída de *Google Earth*, y datos tomados *in situ* durante campañas de investigación llevadas a cabo en los años 2016,

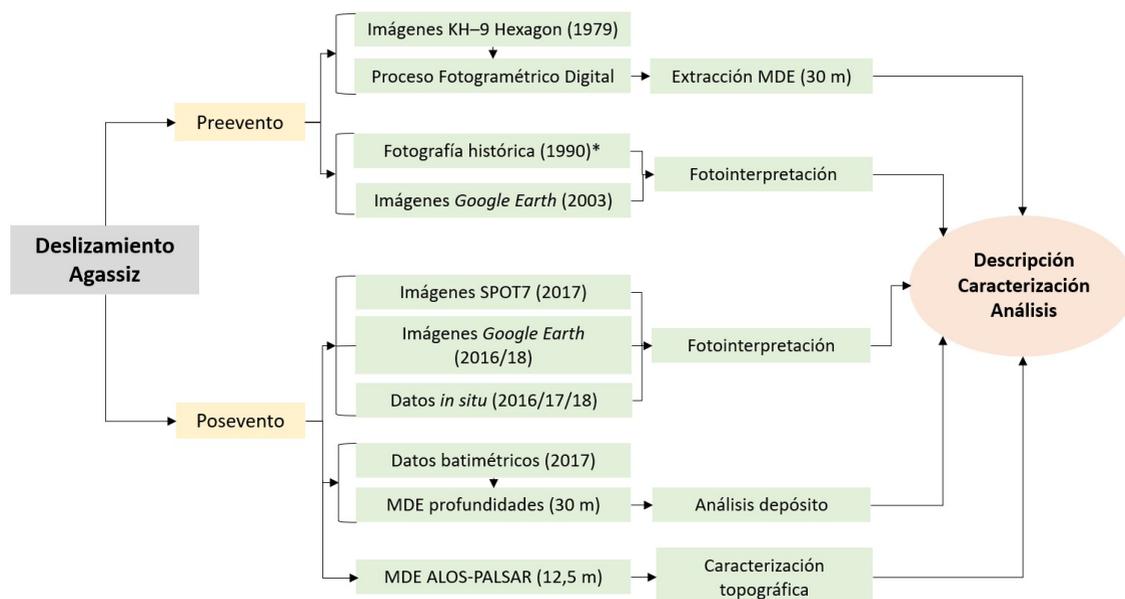


FIG. 2. Diagrama de flujo de los datos y métodos aplicados en el estudio preevento y posevento. *Fotografía tomada de Aniya y Skvarca (1992). MDE (Modelo Digital de Elevación).

2017 y 2018. Cabe destacar que los datos de ambos MDE presentaron algunas discrepancias debido a los métodos y técnicas numéricas que los generaron, así como al fuerte adelgazamiento experimentado por los glaciares del área (Jaber *et al.*, 2019; Malz *et al.*, 2018). Es importante enfatizar que, si bien se hizo una exhaustiva búsqueda de información y registros escritos y/o fotográficos sobre la situación posevento del deslizamiento Agassiz, no hay registros oficiales de las personas/agentes que visitaron el lugar al día siguiente del suceso. Por esta razón, para esta reconstrucción del evento fueron contempladas consultas a los guardaparques, personal de las empresas turísticas y pobladores, entre otros.

Para el análisis del posible depósito subacuático causado por el evento se utilizaron datos batimétricos (Fig. 2) generados por Rivera *et al.* (2019) en el verano del año 2017, cuando se mapeo el fondo del lago a lo largo de varios perfiles, cuyas coordenadas superficiales (x, y, z) fueron obtenidas por el método geodésico DGNS (diferencial). Mientras que las profundidades del agua fueron medidas con dos sistemas: un sistema sísmico del tipo *Bubble Pulser (BP)* (Sylwester, 1983) y una ecosonda Garmin (GPSMAP 188C). Estos dos sistemas fueron montados en un bote donde también se colocó el equipo GNSS, Trimble 5700, lográndose

la sincronización gracias a la medición precisa del tiempo de adquisición de los 3 sistemas. Los datos obtenidos fueron filtrados, interpolados y suavizados hasta construir una grilla o MDE batimétrico con una resolución espacial de 30 m.

El BP es un sistema de reflexión sísmica que emite ondas de baja frecuencia (300-400 Hz) que son producidas por discos metálicos que se separan eléctricamente por un pulso de 650 V (Oberreuter *et al.*, 2017). Este equipo ha sido utilizado para medir de manera eficaz el espesor de sedimentos en los fiordos patagónicos (Rivera *et al.*, 2012; Bown *et al.*, 2019). Los datos sísmicos se obtienen a lo largo de perfiles que en la medida de lo posible son líneas rectas definidas con antelación a la campaña. Esta linealidad no siempre se logra debido a la presencia de témpanos, que obligan a desviar el curso de la navegación durante la medición. Los datos obtenidos constituyen sismogramas en los que el eje de las abscisas es la distancia recorrida y el de las ordenadas el tiempo de retorno de las señales. Considerando las distintas velocidades de propagación de las ondas generadas por el BPS en el agua, los sedimentos basales y el aire, se puede estimar el tiempo de retardo que se convierte en profundidad del agua y espesor de sedimentos. Los datos obtenidos son procesados

con el *software* Reflexw 8.0.2 (Sandmeier, 2011) mediante el módulo 2D-data-analysis, que permite aplicar diversos filtros, ajustes y funciones a los datos en bruto, como, por ejemplo, migración. Con estos datos procesados se lleva a cabo la interpretación del fondo del lago y del espesor de los sedimentos.

Para determinar las características del fondo del lago se realizó un análisis topográfico y geomorfológico básico, en el que se diferenció la morfología en forma de U de origen glacial predominante a lo largo del canal Upsala, que tiene un eje Norte-Sur en paralelo a la falla de empuje Upsala (Ghiglione *et al.*, 2009), de una zona o montículo con morfología subacuática prominente existente a la latitud del deslizamiento Agassiz y que interrumpe el eje principal del lago en su parte occidental. Para determinar el volumen aproximado de esta forma, se estimó su largo, alto y ancho respecto del entorno en 3 perfiles longitudinales medidos con el BP.

4. Resultados: caracterización y reconstrucción del evento

4.1. Características preevento

El sector de la ladera donde se originó el deslizamiento (Fig. 3A) presentaba indicios de inestabilidad que favorecieron a la generación de este; entre ellos se destacan el escurrimiento superficial de agua, la ausencia de vegetación en la zona inferior de la ladera y la presencia de grietas de tensión (Moragues *et al.*, 2019). La figura 3B corresponde a una imagen Corona/Hexagon del 20 de marzo del año 1979, superpuesta al MDE generado a partir de estas imágenes. La interpretación geomorfológica de la zona del deslizamiento, con base en esta imagen, permite observar la presencia de una cascada proveniente de la laguna proglacial Agassiz que en esa fecha (marzo, 1979) tenía un área de 0,59 km². La ladera tenía una altura de 358 m, medida desde la boca de la cascada (764 m s.n.m.) hasta el nivel del hielo glaciar (406 m s.n.m.) (Fig. 3B). La figura 3C corresponde a una fotografía tomada el 17 de noviembre de 1990, en ella se aprecia que la cascada continúa cayendo a un costado del glaciar Upsala, como se muestra en la foto de 1979. Cabe destacar que el frente del glaciar entre 1979 y 1990, retrocedió 3,24 km (Fig. 3A).

La ladera oeste del canal Upsala se encontraba cubierta por material morrénico (morrena lateral) no

consolidado, heterogéneo y altamente permeable. La parte alta de la ladera desde la cota 600-650 m estaba cubierta por un denso bosque de árboles de *Nothofagus* (Fig. 1B).

En la imagen del año 2003 (Fig. 3D), se evidencian en la ladera grietas de tensión bien definidas que afectan tanto el material morrénico como la zona del bosque, además del continuo flujo de agua de la cascada proveniente de la laguna. Las grietas de mayor longitud se localizan en la zona donde, posteriormente, se generó la corona del deslizamiento, sobre la zona cubierta por el bosque (Fig. 3D.1). En ese año, el frente del glaciar (línea sólida color rojo) se encontraba 2,71 km hacia el norte, con respecto a su posición en el año 1990, sobrepasando el frente de la laguna. Entonces, se denota que la ladera había experimentado y mostrado indicios de inestabilidad durante más de 20 años, como así también recibido aporte de agua y material proveniente de la laguna sobre el material morrénico, que coadyuvó a la generación del evento del 2013.

4.2. Características posevento

El análisis posterior al evento presenta limitaciones debido a la escasez de registros del momento en que ocurrió, se adiciona el condicionamiento de que parte del material desplazado se encuentra bajo el agua del canal Upsala. Durante el evento, se movilizó una sola masa direccionada por la pendiente con una superficie de falla curva y cóncava, depositando el material desplazado (*e.g.*, suelo, sedimento y árboles desprendidos del bosque) en el lago. En el coronamiento del deslizamiento (~375 m de ancho) el desplazamiento fue del tipo semivertical y formó la escarpa principal que dejó expuesto el sustrato rocoso de volcanitas de la Formación Complejo El Quemado (Ghiglione *et al.*, 2009; Lo Vecchio *et al.*, 2016) (Fig. 1B). El punto más alto de la corona (cima) se encuentra a 789 m s.n.m. (Fig. 4) y su eje mayor está orientado hacia el este, con un área de 0,56 km²; posee una longitud total (L) estimada de 616 m y un ancho (Wr) de 876 m (Tabla 1). Según observaciones, en la zona del desprendimiento el material es más fino y suelto, donde se generan constantes movimientos y caídas de detritos de menor tamaño. La pendiente en la ladera es pronunciada (~45°), el desnivel existente entre la corona (Hmax-789 m s.n.m.) y la zona más baja en contacto con el agua del lago Argentino (Hmin-254 m s.n.m.) es de

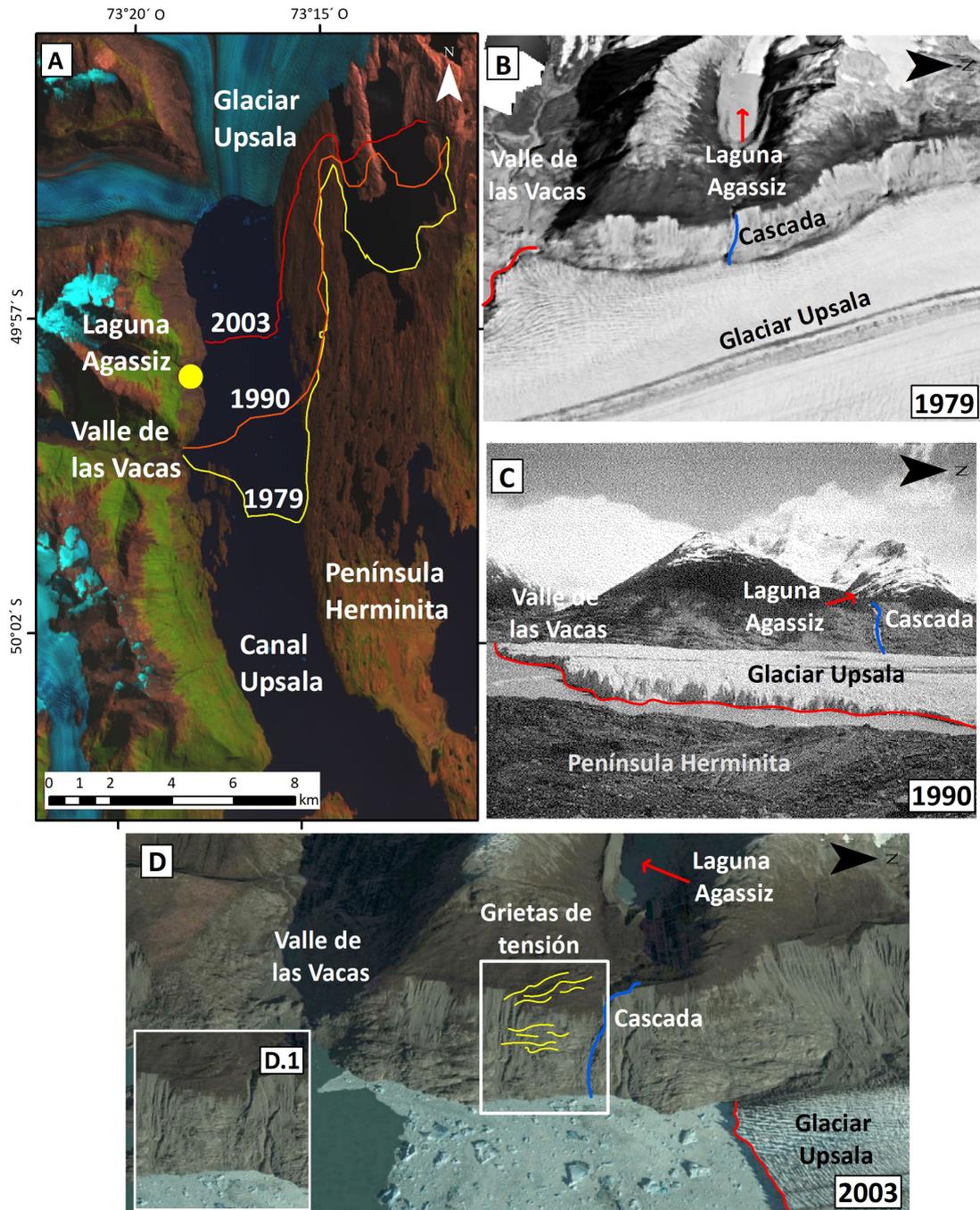
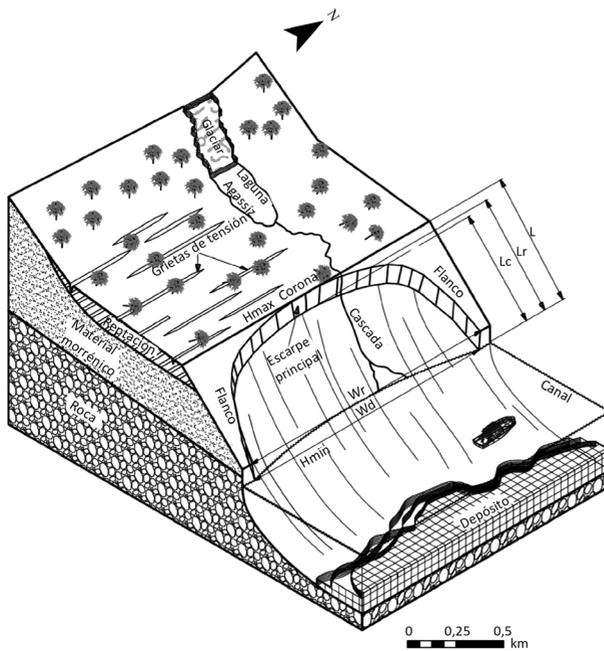


FIG. 3. **A.** Fluctuaciones del frente del glaciar Upsala en los años 1979, 1990 y 2003, medidas a partir de imágenes satelitales Landsat para los correspondientes años, ubicación del deslizamiento Agassiz (punto sólido color amarillo), sobre imagen Landsat 8 composición falso color 752 (RGB). **B.** Ladera occidental del canal Upsala sobre una imagen Corona/Hexagon del 20 de marzo de 1979. **C.** Fotografía de la ladera occidental del canal Upsala del 17 de noviembre de 1990, con la cascada de agua claramente identificada (línea color azul) en el área donde se generó el deslizamiento Agassiz y el frente del glaciar Upsala (línea color rojo). Fotografía obtenida desde península Herminita, margen este del canal, modificada de Aniya y Skvarca (1992). **D.** Imagen de *Google Earth* de mayo de 2003, en la cual se evidencia las grietas extensionales (líneas color amarillo) en la zona en la que se inicia el deslizamiento. **D.1.** Detalle de las grietas sobre la vegetación y material morrénico.



| Caracterización del deslizamiento Agassiz, sobre la ladera oeste del canal Upsala, brazo norte del lago Argentino | |
|---|---|
| Caracterización del movimiento | Deslizamiento |
| Tipo de deslizamiento | Deslizamiento de suelo y depósito morrenico |
| Mecanismo del movimiento | Rotacional |
| Evento disparador | Desconocido. Posibles: saturación de sedimentos; erosión por acción de témpanos de hielo y agua del canal; lluvias intensas, sismo. |
| Tipo de material | Suelo y material morrenico no consolidado |
| Roca del sustrato | Rocas volcánicas plegadas y fracturadas |
| Humedad | Probablemente saturados |
| Secuencia de repetición | Progresivo-Confinado |
| Estado de actividad | Activo |
| Velocidad del movimiento | Rápido |
| Estilo | Sencillo (un solo tipo de movimiento) |

FIG. 4. Esquema y características del deslizamiento Agassiz con sus partes y dimensiones. **Hmax.**: altura máxima (m s.n.m.); **Hmin.**: altura mínima (m s.n.m.); **Lc**: longitud de la línea central (m); **Lr**: longitud de la superficie de falla (m); **L**: longitud total (m); **Wr**: ancho de la superficie de falla (m); **Wd**: ancho de la masa desplazada (m).

535 m. Las características del sitio donde se produjo el deslizamiento sugieren que este podría haber sido rápido, repentino, del tipo rotacional (Varnes, 1978), que deslizó la masa completa de material, suelos, sedimentos, rocas y árboles de forma súbita hacia el agua del canal.

Estudios batimétricos realizados después del evento (Rivera *et al.*, 2019) arrojaron indicios de la presencia del material desplazado debajo del agua. En la figura 5A, se muestran las mediciones realizadas y como resultado en el mapa de profundidades (en metros) se denota, en la zona del evento, un depósito bajo el agua de forma lobular direccionado hacia el sureste del canal (ver recuadro color rojo), probablemente levemente desviado por las corrientes de agua (Fig. 5B). En cuanto a las profundidades del lecho, se destaca que la zona del deslizamiento bajo el agua presenta valores cercanos a los ~150 m, comparado con las profundidades de las zonas que la circundan (300 m). Esta disminución de la profundidad del canal indicaría la presencia del posible depósito subacuático originado. En función de los datos provistos por el sonar y el modelo digital de

profundidades, se efectuaron cálculos del volumen del depósito y se estimó un rango posible entre 0,07 y 0,13 km³ aproximadamente. Cabe destacar que la batimetría fue realizada tres años después de la ocurrencia del evento; por ello, los datos registrados por el sonar posiblemente son aquellos que presentan una granulometría más gruesa, el material más fino es probable que haya sido erosionado por las corrientes de agua del lago Argentino y que se encuentre en su fondo de manera estratificada.

4.3. Efectos causados por el deslizamiento

La reconstrucción del evento y sus consecuencias generadas sobre las costas del canal, especialmente en la zona de la bahía Onelli, fueron realizadas en base a relatos y comunicaciones personales por parte del personal del PNLG y de las embarcaciones turísticas. Lamentablemente se carece de mediciones continuas en la zona que posibiliten una reconstrucción/modelación numérica del evento. Al día siguiente del deslizamiento, sin saber que este había ocurrido, se realizó una navegación turística por el canal como era

TABLA 1. DIMENSIONES APROXIMADAS DEL DESLIZAMIENTO AGASSIZ, DE ACUERDO CON LOS PARÁMETROS DE LA INTERNATIONAL ASSOCIATION FOR ENGINEERING GEOLOGY AND THE ENVIRONMENT (IAEG) COMMISSION ON LANDSLIDES (1990).

| Parámetros | Descripción | Medidas |
|--|--|--|
| Altura (H) | Máxima (Hmax)* | 789 m s.n.m. |
| | Mínima (Hmin)* | 254 m s.n.m. |
| | Media (Hm) | 552 m s.n.m. |
| Pendiente (S) | Máxima (Smax) | 49,82° |
| | Mínima (Smin) | 19,69° |
| | Media (Sm) | 38,71° |
| Coordenadas del punto central | Latitud | 49°57'29,10"S |
| | Longitud | 73°18'22,65"O |
| Superficie de ruptura | Curva | |
| Longitud perimetral (P) | | 3,34 km |
| Área (A) | Total (At) | 0,56 km ² |
| Orientación de la ladera* | | Este |
| Longitud total (L)* | Distancia mínima desde la punta del deslizamiento a la corona del deslizamiento. | 616 m |
| Longitud de la línea central (Lc)* | Distancia desde la punta o uña hasta la corona del deslizamiento a lo largo de la superficie original de la ladera equidistante de los bordes laterales. | 906 m |
| Longitud de la superficie de falla (Lr)* | Distancia mínima entre la punta y la cabeza. | 536 m |
| Ancho de la superficie de falla (Wr)* | Ancho máximo entre los flancos del deslizamiento perpendicularmente a la longitud Lr. | 876 m |
| Ancho de la masa desplazada (Wd)* | Ancho máximo de la masa desplazada perpendicularmente a la longitud, Ld. | 652 m |
| Profundidad de la masa desplazada (Dd) | Máxima profundidad de la masa movida perpendicular al plano conformado por Wd y Ld. | 96 m |
| Profundidad de la superficie de falla (Dr) | Máxima profundidad de la superficie de falla con respecto a la superficie original del terreno, medida perpendicularmente al plano conformado por Wr y Lr. | 122 m |
| Volumen estimado | | 0,07 y 0,13 km ³ aproximadamente |

* Estas variables pueden ser visualizadas en la figura 4.

usual. Al adentrarse y acercarse a la zona del evento, los turistas vieron una oscura nube en suspensión sobre las aguas del canal (comunicación personal del capitán de la embarcación Yanet, estancia Cristina). Se presupone que esta nube fue producida por polvo en suspensión generado por el súbito deslizamiento, además de los troncos, hojas y turbidez que se

visualizó en las aguas del lago. Se deduce que el material deslizado descendió directamente a las aguas del canal Upsala y un enorme volumen de agua se desplazó hacia el sur, y generó un tsunami (Winocur *et al.*, 2015).

El tsunami generado por el deslizamiento se evidenció sobre las costas del valle de Las Vacas

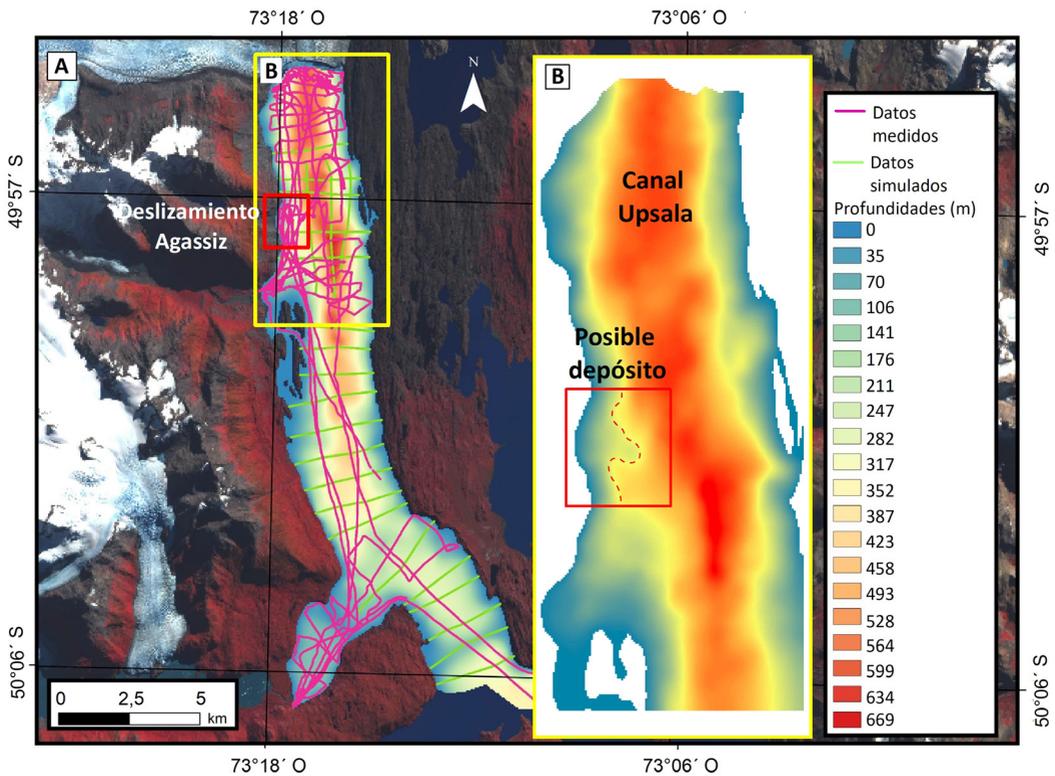


FIG. 5. A. Perfiles de obtención de datos (líneas color magenta) y perfiles calculados (líneas color verde); datos batimétricos (metros de profundidad del agua, según escala de color), noviembre de 2017. B. Detalle de la zona de la ladera oeste en la que se encuentra el posible depósito debajo del agua (línea punteada color rojo).

y la bahía Onelli (Fig. 6A-F), en ambas zonas se depositaron troncos de los árboles del bosque de *Nothofagus* provenientes de la zona superior de la ladera deslizada. Al llegar a la bahía Onelli, se observaron destrozos sobre el muelle, témpanos montados en las laderas y remoción de material de la ladera debido al tsunami. Los impactos ocasionados se visualizaron hasta la bahía del Hielo a 20,3 km hacia el sur del canal, donde témpanos provenientes del glaciar Upsala quedaron introducidos en un pequeño bosque de ñire (Fig. 6B). Además, se depositaron témpanos de dimensiones métricas sobre la península Herminita y la laguna La Pesca (Fig. 6A). Por otro lado, desde la estancia Cristina, se relató que la noche del evento el agua del lago se retrajo en la costa, y se escuchó un gran estruendo que pudo ser asociado al desprendimiento de la ladera. Sin embargo, al estar estancia Cristina alejada del canal (Fig. 6), los residentes temporarios no advirtieron el tsunami producido.

De la totalidad de los sitios donde se registraron impactos/consecuencias debido al tsunami, la bahía Onelli fue el más afectado; allí se produjo destrozos sobre el muelle que se utilizaba a diario para el desembarco de turistas que arribaban a la bahía (Fig. 6C). Cabe destacar, que desde mayo de 2008 hasta finales de 2012 la circulación por el canal Upsala se mantuvo cerrada desde la península Herminita hasta Los Cipreses, debido a la gran cantidad de témpanos generados por el glaciar Upsala. Por estas razones, los destrozos solo se ocasionaron en infraestructuras y sobre la vegetación boscosa de la ladera del deslizamiento. En la bahía Onelli, la ola penetró centenas de metros por el terreno boscoso hasta alcanzar el restaurant ubicado a ~200 m desde la costa de la bahía, que favorablemente se encontraba fuera de servicio desde el año 2008 (Fig. 6D); y se adentró hasta el refugio de guardaparques en construcción arrasando materiales de construcción, entre otros (Fig. 6E-F).

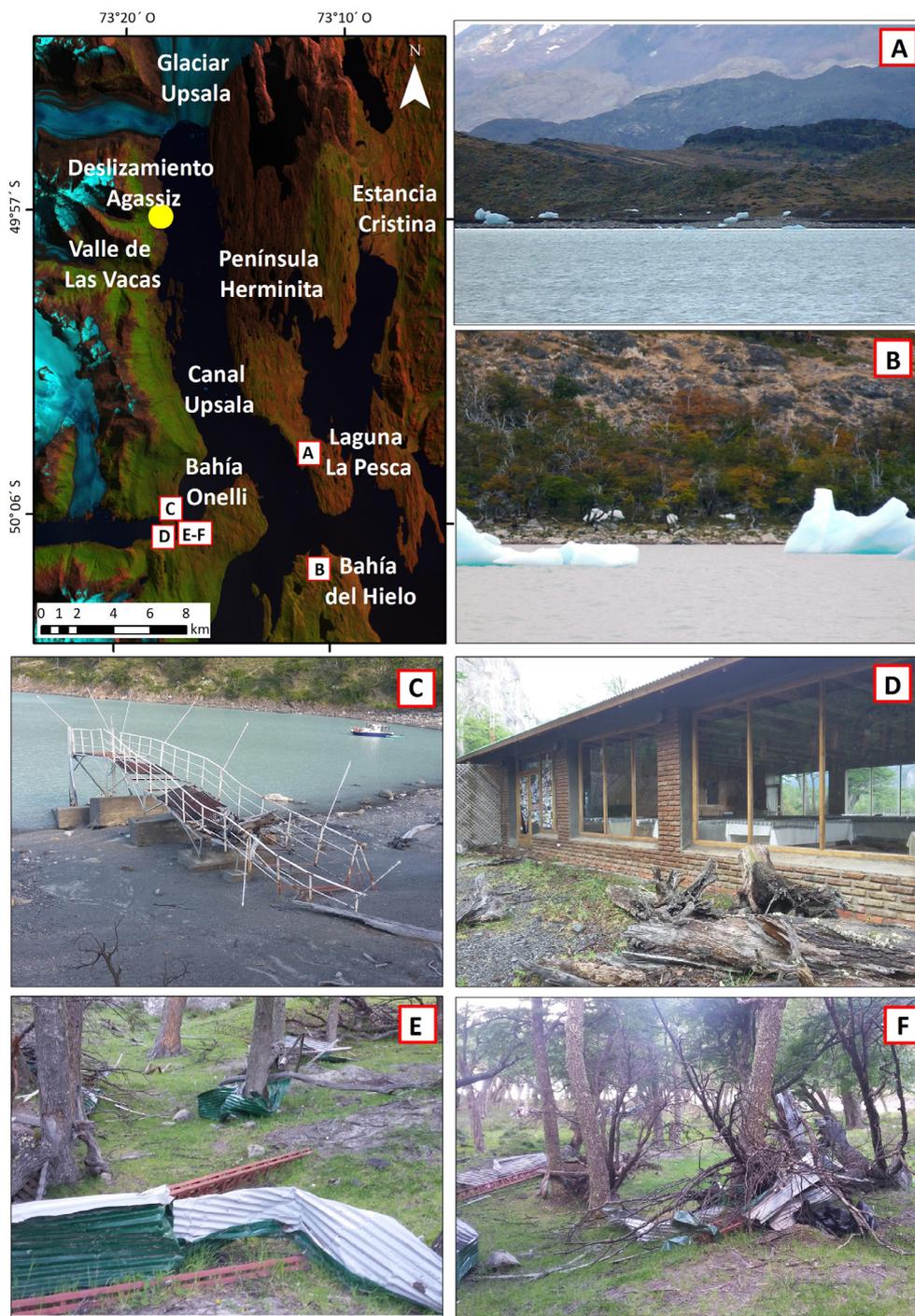


FIG. 6. Ubicación de las fotografías de las áreas más afectadas por el tsunami causado por el deslizamiento Agassiz, sobre imagen Landsat 8 composición falso color 752 (RGB). **A.** Témpanos depositados sobre la ribera en la península Herminita, laguna La Pesca y **(B)** sobre la ribera de bahía del Hielo (fotografías gentileza del Guardaparque Mariano Moroni, del 12 de febrero de 2013, dos días posteriores al evento). **C.** Muelle de desembarco destruido en la bahía Onelli, **D.** Daños en el restaurant de la bahía Onelli. **E-F.** Destrozos de los materiales de construcción del refugio de guardaparques en la bahía Onelli (fotografías: Silvana Moragues, noviembre de 2017).

5. Discusión

5.1. Estabilidad actual de la ladera afectada por el deslizamiento Agassiz

Existe un vínculo directo entre el retroceso de los glaciares y la ocurrencia de los deslizamientos en las laderas de sus valles (Kos *et al.*, 2016). En la Patagonia chilena, el retroceso de los glaciares O'Higgins en el Campo de Hielo Patagónico Sur (CHPS) (Iturraspe y Strelin, 2002), El Calafate en el valle Los Leones, al este del Campo de Hielo Patagónico Norte (CHPN) (Harrison *et al.*, 2006) y San Rafael (Harrison y Winchester, 1997) han producido procesos paraglaciales sobre las laderas de sus valles, que afectan su estabilidad. El retiro de los glaciares durante el Pleistoceno en Los Andes Australes dejó laderas de pendientes abruptas cubiertas de detritos con agudas crestas y bosques de *Nothofagus* que las tapizan. Los flujos y conos de detritos y las grietas de tensión en la ladera de los valles son indicadores de su inestabilidad, pero mayormente reflejan procesos de erosión y sedimentación prolongados en el tiempo. Este es un fenómeno común descrito en zonas afectadas por la acción glaciaria, por ejemplo, en la zona del glaciar Aletsch en Suiza (Kos *et al.*, 2016), en las tierras altas de Escocia (Jarman, 2006) o en el glaciar Kinzl en Huascarán, cordillera Blanca, Perú (Emmer *et al.*, 2020), entre otros. La ocurrencia del deslizamiento Agassiz es un claro ejemplo de esta situación.

En relación con los estados de actividad de las laderas descritos por Varnes (1978), el área afectada por el deslizamiento Agassiz y las zonas circundantes se encuentran activas debido a la permanente caída de material morrénico y detrítico desde la ladera, además de la filtración y circulación de agua proveniente de la laguna Agassiz. Por ello, es factible afirmar que la ladera oeste del canal sigue mostrando indicios de inestabilidad luego de la generación del deslizamiento ocurrido en el año 2013. Estos indicios de dinamismo en la ladera afectan tanto al sustrato rocoso como a los sedimentos glaciares no consolidados que los cubren (Fernandes *et al.*, 2020).

5.1.1. Factores condicionantes del deslizamiento Agassiz

De acuerdo con los antecedentes presentados en este estudio, los principales factores condicionantes que intervinieron en la generación del deslizamiento Agassiz coinciden con factores involucrados en otras

zonas con similares características. En general, uno de los principales factores en afectar a la estabilidad de las laderas es el topográfico (Ryder, 1971; Curry *et al.*, 2006; Johnson *et al.*, 2007; Barlow *et al.*, 2009; Feuillet *et al.*, 2014; Santos-González *et al.*, 2018, entre otros); la ladera oeste, con una alta pendiente, en la que se generó el deslizamiento Agassiz no es la excepción. Los depósitos morrénicos tienen una amplia distribución sobre las laderas en los márgenes del canal Upsala, el retiro del glaciar ha dejado expuestas empinadas pendientes cubiertas de material glaciogénico (material no consolidado, heterogéneo y altamente permeable) con una pendiente media de 38,7° (Fig. 7A, Tabla 1). Esto propició el descenso por gravedad del material acumulado sobre la ladera y condicionó la velocidad del deslizamiento (Moragues *et al.*, 2020). El factor de orientación de la ladera también pudo jugar un papel importante, ya que la ladera oeste tiene una orientación aproximada noreste con pendiente al este. Es decir, se encuentra expuesta a mayor cantidad de horas de sol, lo que favorece la fusión de la nieve acumulada sobre ella y la saturación del material morrénico. En los sedimentos glaciogénicos y las geoformas paraglaciales (*e.g.*, valles glaciares) del CHPN, al igual que las detectadas en el canal Upsala del CHPS, prevalece una pendiente mayor a 30° en las laderas de los valles con un predominio de orientación hacia el este-noreste, en la que se generan los procesos de inestabilidad y remociones en masa.

Por otro lado, también el factor litológico condiciona e incide en la ocurrencia de deslizamientos en ambientes paraglaciales (Johnson *et al.*, 2007; Barlow *et al.*, 2009; Feuillet *et al.*, 2014; Santos-González *et al.*, 2018; Moragues *et al.*, 2020). Las litologías preponderantes en áreas con procesos erosivos y de inestabilidad de laderas son aquellas con facies litológicas predominantemente arenosas y con gravas, calcáreas, arcillosas y pizarrosas (Santos-González *et al.*, 2018). En el entorno del glaciar Upsala se evidencia un gran predominio de depósitos morrénicos cuaternarios con clastos de pizarras del Cretácico (Kraemer y Riccardi, 1997), en detrimento de otras litologías. Sin embargo, en el sitio donde se generó el deslizamiento Agassiz, predominan los depósitos glaciogénicos con clastos de volcanitas del Complejo El Quemado (CEQ), material heterogéneo, de granulometría variada, no consolidado y altamente permeable (Lo Vecchio *et al.*, 2016). En la zona de la corona y los flancos

laterales del deslizamiento, los clastos son de mayor tamaño y con grandes bloques de roca en suspensión, expuestos a continuos procesos gravitacionales. Las rocas aflorantes del sustrato (Fig. 7B) se caracterizan por un apretado plegamiento asociado a un fallamiento inverso (Kraemer y Riccardi, 1997; Ghiglione *et al.*, 2009) lo que las hace especialmente favorables para su erosión y meteorización. En efecto, ellas se encuentran formando parte del material morrénico con distintas granulometrías, desde pequeños fragmentos a bloques métricos.

Por último, en los ambientes con reajustes paraglaciales como el canal Upsala en el brazo norte del lago Argentino existen otros factores condicionantes que favorecen la inestabilidad y los deslizamientos de las laderas, como la presencia de vegetación, con un denso bosque de *Nothofagus*. La masa boscosa continua determina la cobertura superficial de las laderas y evidencia más fácilmente las nuevas cicatrices de la inestabilidad. Además, tiene el potencial de actuar de anclaje a causa de su sistema radicular, respondiendo al área de contacto entre las raíces y el suelo, esto supone que el material morrénico situado más allá del límite inferior radicular no sea “retenido”. En algunas ocasiones, la vegetación puede significar una carga extra en la ladera que incrementa el esfuerzo de cizalla y la presión del agua en los poros, permite la percolación profunda de agua y, en efecto, produce inestabilidad (Wu y Siddle, 1995). En la ladera oeste del canal Upsala, los árboles se encuentran inclinados y derribados a favor de la pendiente con una inclinación promedio de $\sim 20\text{-}10^\circ$ respecto a la vertical (Fig. 7C), evidenciando un claro proceso de reptación de suelos que se produce en la parte superior de la zona afectada por el deslizamiento (Fig. 7D). Este sector de la ladera presentaba formación de múltiples grietas extensionales sobre el material morrénico con anterioridad al evento de remoción en masa. Actualmente, la ladera tiene un sistema de grietas de tensión longitudinales y transversales a la pendiente (Fig. 7E) que forman grandes socavones en el terreno, y generan lomadas de ~ 2 m (Fig. 7F). Comparando el dinamismo y los factores presentes en la ladera oeste del canal Upsala con las laderas de otras áreas, como los Andes Fueguinos afectados por la actividad glaciaria, ambos presentan condiciones ambientales y efectos similares (Abascal y González Bonorino, 2015). El retiro de los glaciares durante el Pleistoceno en los Andes Australes dejó laderas de

pendientes abruptas cubiertas de material morrénico y bosque de *Nothofagus* que las tapizan. Las laderas de los Andes fueguinos y del brazo norte se diferencian en la época de retiro de los glaciares, Pleistoceno y Holoceno, respectivamente. Sin embargo, a pesar de la diferencia de edades en el retiro de las masas de hielo, actualmente ambas zonas presentan laderas con procesos de remoción en masa activos (Abascal y González Bonorino, 2015).

5.1.2. Factores desencadenantes del deslizamiento Agassiz

Si bien el/los factores desencadenantes del evento Agassiz se desconocen, debe considerarse que la zona es afectada por intensas precipitaciones provenientes del oeste (Villalba *et al.*, 2017) y es sísmicamente activa (Adaros, 2003). Como ocurre en diversas partes del mundo, eventos meteorológicos con precipitaciones intensas pueden inducir a la ocurrencia de procesos de remoción en masa (*e.g.*, Segoni *et al.*, 2018; Lauro *et al.*, 2017; Hong *et al.*, 2017; Peruccacci *et al.*, 2017). En los ambientes paraglaciales, después del retroceso del glaciar, las elevadas precipitaciones inducen procesos de remoción en masa, desplazando los sedimentos de las laderas hacia el fondo del valle proglacial (Cody *et al.*, 2020). Sin embargo, en el área del canal Upsala de acuerdo con la información disponible, no hubo reportes sobre el desarrollo de eventos meteorológicos extremos en la fecha que se generó el deslizamiento Agassiz. Es necesario señalar que la estación meteorológica más cercana al área, del lado argentino, es la de Lago Argentino Aero, actualmente llamada El Calafate Aero; aquí existen registros desde 1959 hasta 2010 (Servicio Meteorológico Nacional-www.smn.gov.ar). Además, del lado chileno se encuentra la estación meteorológica de Torres del Paine, que comenzó a operar a partir del año 2016. Es decir, ambas estaciones dejan fuera la posibilidad de tener datos para el año de ocurrencia del deslizamiento. Esto condiciona la posibilidad de efectuar un análisis exhaustivo para corroborar si fuertes precipitaciones fueron responsables de gatillar el deslizamiento. Tal como se señaló anteriormente, la ladera oeste del canal, en el lugar donde ocurrió el deslizamiento, presenta un importante aporte de agua proveniente de la laguna proglacial Agassiz represada por una morrena lateral (Fig. 8A). Esta se ubica a 780 m s.n.m., inmediatamente al oeste de la ladera del canal y contribuye con el aporte de agua superficial continuo (arroyo emisario) con caudales

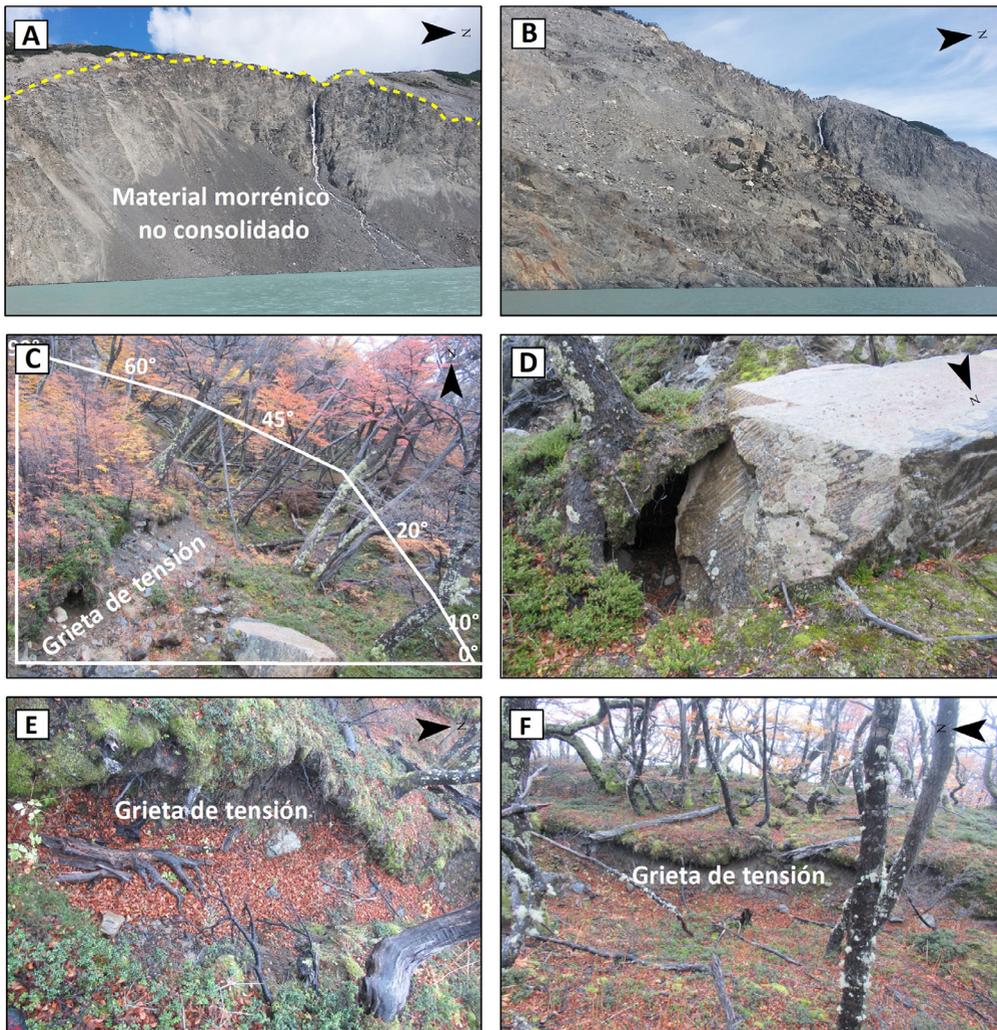


FIG. 7. Factores condicionantes y evidencias de la actual actividad sobre la ladera oeste del canal Upsala. **A.** Presencia de material morrénico no consolidado y fuerte pendiente de la ladera. **B.** Substrato rocoso desnudo, fuertemente fracturado, flanco izquierdo del deslizamiento Agassiz. **C.** Ángulo de inclinación de los árboles debido al proceso de reptación del suelo. **D.** Rocas sumergidas en las raíces de los árboles por reptación del suelo. **E.** Sistema de grietas de tensión longitudinal y transversal. **F.** Lomadas formadas por las grietas de tensión en la zona superior de la corona del deslizamiento Agassiz (fotografías: Silvana Moragues, noviembre de 2017).

variables a lo largo del año, la cual produce filtraciones (Fig. 8B) que saturan el material morrénico permeable de la ladera.

Por otro lado, el aporte de agua, por el derretimiento de hielo y nieve al material de las laderas en épocas de verano, es común en las zonas del brazo norte. El agua que se infiltra recorre las laderas superficialmente desde las zonas altas generando flujos intermitentes (Moragues *et al.*, 2019). En otros sitios como el

Parque Provincial Aconcagua, en los Andes Centrales de Argentina, la inestabilidad de las laderas está vinculada principalmente al derretimiento de la nieve acumulada durante la estación invernal, esto promueve la saturación del suelo y la ocurrencia de deslizamientos en la siguiente primavera-verano, diciembre-febrero para el hemisferio sur (Moreiras *et al.*, 2012).

La erosión del pie de la ladera de los valles, tanto por la acción directa del glaciar como por la

dinámica del agua del canal, constituye un importante factor desencadenante de procesos de remociones en masa (Moragues *et al.*, 2020). El impacto de los témpanos de hielo desprendidos de los glaciares tiene una importante influencia en la generación de los procesos de remoción en masa y un gran potencial para inducir la ocurrencia de tsunamis (*e.g.*, Schneider *et al.*, 2014; Lüthi y Vieli, 2016; Yavari-Ramshe y Ataie-Ashtiani, 2016). El glaciar Upsala posee una alta tasa del proceso de desprendimiento de témpanos en su frente (*calving*) (Sakakibara y Sugiyama, 2014), cada témpano liberado produce un fuerte oleaje que erosiona las laderas del canal Upsala (Fig. 8C), ayudando a su desestabilización. Además, el lago Argentino presenta variaciones en el nivel de altura del agua que corresponden a un periodo anual con una amplitud de ~1,2 m, que alcanza su máximo en marzo al final del verano austral y su mínimo en octubre (Richter *et al.*, 2016). Este sistema de mareas (Fig. 8D) podría incidir en la dinámica de la ladera, al erosionar el

material morrénico que se encuentra en contacto directo con el lago.

Por otra parte, la actividad sísmica también condiciona los procesos de inestabilidad de las laderas y puede actuar como un elemento gatillante de remociones en masa, en particular en combinación con suelos saturados (Keefer, 1984). En el fiordo de Aysén (Chile) en abril de 2007, un terremoto de magnitud de 6,2 desencadenó deslizamientos de suelo en sus laderas, lo que dio origen a un tsunami dentro del fiordo, causando muertes y provocando varios daños en granjas de salmón (Naranjo *et al.*, 2009; Sepúlveda *et al.*, 2010). La falta de registros sísmicos en esta zona de la Patagonia Austral se puede explicar por la carencia de estaciones sísmicas y escasos datos de sismicidad brindados por el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) de Argentina. De modo que, en el área del brazo norte existe un vacío de estaciones sismológicas; sin embargo, del lado chileno una red de estaciones monitorea la actividad sísmica. Las estaciones más cercanas al área de estudio son

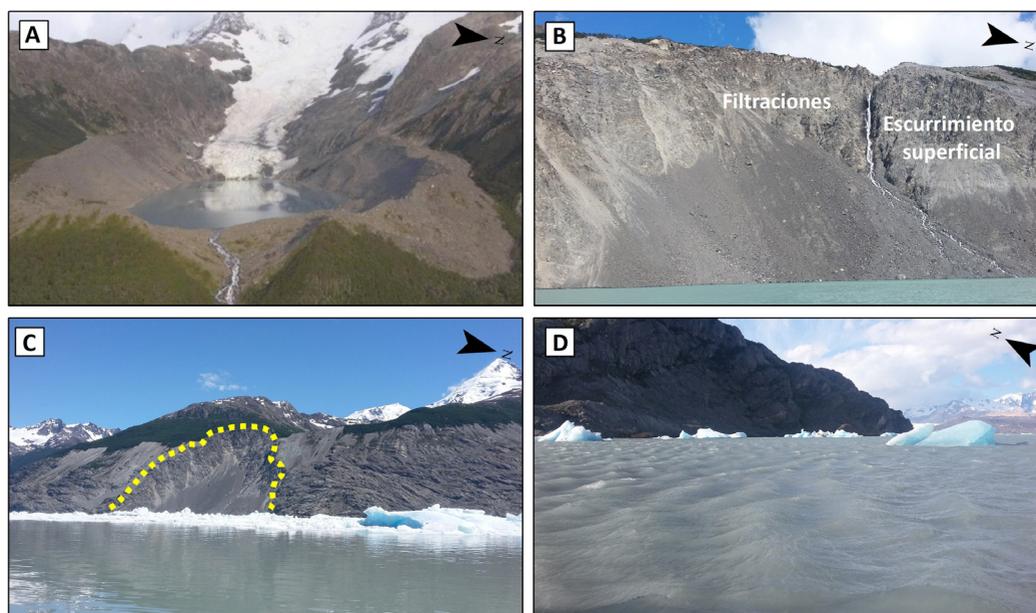


FIG. 8. Posible incidencia de factores desencadenantes de remociones en masa en la zona de inestabilidad del deslizamiento Agassiz en la ladera oeste del canal Upsala. **A.** Aporte de escurrimiento superficial de agua proveniente de la laguna proglacial Agassiz (fotografía gentileza del Guardaparque Mariano Moroni). **B.** Escurrimiento superficial de agua e infiltración en los sedimentos no consolidados en el sector del deslizamiento. **C.** Presencia de témpanos desprendidos del glaciar Upsala en contacto directo con el material de la ladera oeste del canal, con capacidad de erosionar el pie de la ladera. **D.** Variaciones del nivel de agua del lago producto de mareas y oleaje que erosionan el material morrénico de la ladera (fotografías: Silvana Moragues, noviembre de 2017).

la de O'Higgins, al norte; y las estaciones de Torres del Paine y Punta Arenas, al sur del lago Argentino (Centro Sismológico Nacional-Universidad de Chile, <https://www.csn.uchile.cl/>). Lo Vecchio (2020) realizó una recopilación de datos sísmicos desde el Punto de unión triple de Aysén en el límite norte hasta Cabo de Hornos en el sur, con 460 epicentros registrados en el periodo de 1960 al 2018, según los catálogos de ISC (International Seismological Centre, <http://www.isc.ac.uk/iscbulletin/search/catalogue/>), USGS (United States Geological Survey, <https://earthquake.usgs.gov/earthquakes/map>) y SEPA (Experimento Sísmico en la Patagonia y Antártida, Universidad de Chile y Washington University, <http://www.dgf.uchile.cl/~jaime/sismologia.html>). De los epicentros registrados, para la fecha de ocurrencia del deslizamiento (10-02-2013), no se reconocieron eventos en el área que hayan sido evidenciados por estas fuentes. De igual manera, no se descarta que precipitaciones inusuales para la época de verano o un evento sísmico local o regional no registrado pudieran ser los gatillantes del deslizamiento Agassiz.

5.2. Consecuencias del deslizamiento Agassiz

Al producirse los eventos de remoción en masa e ingresar el material removido a un cuerpo de agua (embalses, lagos, fiordos y ríos) a altas velocidades, dependiendo de su volumen, pueden generar grandes olas conocidas como tsunamis. Este proceso origina un alzamiento repentino del nivel del agua (*run-up*) y aumenta la variedad, el alcance y la gravedad de los efectos secundarios atribuibles solo al deslizamiento (Wieczorek *et al.*, 2007; Xiao *et al.*, 2015). Estas olas características de las costas que presentan complejos sistemas de canales y fiordos (Kirby *et al.*, 2016), han causado daños significativos en todo el mundo (*e.g.*, Müller, 1964, 1968; Slingerland y Voight, 1979; Semenza y Ghirotti, 2000). Existen tsunamis registrados producidos en fiordos o lagos de ambientes recientemente deglaciados como consecuencia de deslizamientos gatillados por diferentes factores (*e.g.*, Glicken *et al.*, 1989; Fine *et al.*, 2005; Girardclos *et al.*, 2007; Fritz *et al.*, 2009; Ryan *et al.*, 2010; Kremer *et al.*, 2012; Kirby *et al.*, 2016; Løvholt *et al.*, 2018). El tsunami provocado por el deslizamiento Agassiz se propagó a una distancia de ~20 km hacia el sur del canal, en la bahía Onelli, causando solo daños en infraestructura sin afectar vidas humanas. El tsunami también generó destrucción en el bosque

de la ladera desplazada y en los árboles de las costas del canal, entre otros efectos, tal como ocurrió en el año 1958 en la bahía Lituya, en el noreste del golfo de Alaska, donde la ola originada se elevó 524 m causando la destrucción del bosque y erosión en las laderas (Fritz *et al.*, 2009). Afortunadamente, estos eventos no provocaron víctimas ni grandes daños, a diferencia de otros casos de tsunamis provocados por deslizamientos de laderas en el mundo, los cuales han inundado poblados y producido víctimas fatales (Assier-Rzadkiewicz *et al.*, 2000; Fine *et al.*, 2005; Watt *et al.*, 2009; Brothers *et al.*, 2016; Wang *et al.*, 2019, entre otros).

6. Conclusión

El canal Upsala en el brazo norte del lago Argentino presenta una combinación de procesos glaciales y paraglaciales con un gran dinamismo geomorfológico. El deslizamiento Agassiz generado el 10 de febrero de 2013 es un claro ejemplo de los procesos de inestabilidad de las laderas del canal Upsala que denota evidencias de actividad desde hace al menos 20 años. La combinación de factores que alimentaron el proceso de activación y generación del evento incluye, entre los principales factores condicionantes, la presencia de material morrénico no consolidado, depositado en el proceso de retiro del glaciar homónimo; pendientes empinadas y orientadas hacia el noreste, expuestas a mayor cantidad de horas al sol; un sustrato rocoso plegado y fracturado, altamente propenso a la meteorización y la erosión, y la presencia de reptación de suelo, indicado por árboles inclinados y grietas de tensión. En cuanto a los factores desencadenantes, puede constituir uno el proceso de saturación de los sedimentos glaciogénicos de la ladera por el aporte de agua superficial, proveniente de la laguna proglacial situada en la zona superior de la ladera, de precipitaciones y fusión névea; al igual que la influencia del proceso de erosión del material de las laderas provocado por el desprendimiento de témpanos del glaciar; y la actividad sísmica local y regional. Cabe destacar que se desconoce el factor desencadenante puntual del deslizamiento Agassiz. Como resultado del proceso se produjo un deslizamiento rotacional, sobre una superficie de ruptura cóncava y de desplazamiento rápido. El material deslizado descendió directamente a las aguas del canal Upsala, desplazó un importante volumen de agua que generó un tsunami, impactando

en algunos sitios e infraestructuras presentes en el área, hasta una distancia de 20 km hacia el sur del canal.

Actualmente, la ladera presenta evidencias de inestabilidad, que afecta al material morrénico lateral, escurrimientos subterráneos y superficiales de agua, inclinación de la vegetación que revela procesos de reptación de suelo y presencia de grietas extensionales. Por ello, es factible confirmar que la ladera oeste del canal Upsala del lago Argentino podría sufrir futuros desprendimientos de material.

Agradecimientos

La investigación fue financiada por la Agencia Nacional de Ciencia y Tecnología de Argentina (PICTO 2016-0050) y el Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas (CONICET, Argentina). Los autores desean agradecer a la Administración de Parques Nacionales (APN) y Parque Nacional Los Glaciares de la Provincia de Santa Cruz, Argentina, a E. Lannutti, A. Lo Vecchio, A. Ferlito y al Dr. D. Araneo por su colaboración durante las campañas de terreno. Además, los autores agradecen al revisor de la versión original de esta investigación por tan valiosas contribuciones. Este estudio es parte de la tesis doctoral de la geógrafa S. Moragues. El Dr. A. Rivera agradece a FONDECYT 1171832.

Referencias

- Abascal, L.; González Bonorino, G. 2015. Sedimentación coluvial e inestabilidad de laderas en los Andes de Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 72 (4): 470-481.
- Adaros, R. 2003. Sismicidad y Tectónica del extremo sur de Chile. Tesis de Magister (Inédito), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile: 82 p.
- Althuwaynee, O.; Pradhan, B.; Ahmad, N. 2015. Estimation of rainfall threshold and its use in landslide hazard mapping of Kuala Lumpur metropolitan and surrounding areas. *Landslides* 12 (5): 861-875.
- Aniya, M.; Skvarca, P. 1992. Characteristics and variations of Upsala and Moreno glaciers, Southern Patagonia. *Bulletin of Glacier Research* (10): 39-53.
- Assier-Rzadkiewicz, S.; Heinrich, P.; Sabatier, P.C.; Savoye, B.; Bourillet, J.F. 2000. Numerical modelling of a landslide-generated tsunami: the 1979 Nice event. *Pure and Applied Geophysics* 157 (10): 1707-1727.
- Barlow, J.; Martin, Y.; Franklin, S. 2009. Evaluating debris slide occurrence using digital data: paraglacial activity in Chilliwack Valley, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 46 (3): 181-191.
- Bown, F.; Rivera, A.; Pętllicki, M.; Bravo, C.; Oberreuter, J.; Moffat, C. 2019. Recent ice dynamics and mass balance of Jorge Montt Glacier, Southern Patagonia Icefield. *Journal of Glaciology* 65: 732-744. doi: 10.1017/jog.2019.47.
- Brothers, D.S.; Haeussler, P.J.; Liberty, L.; Finlayson, D.; Geist, E.; Labay, K.; Byerly, M. 2016. A submarine landslide source for the devastating 1964 Chenega tsunami, southern Alaska. *Earth and Planetary Science Letters* 438: 112-121.
- Cardona, O.D. 1993. Evaluación de la Amenaza, la Vulnerabilidad y el Riesgo. *In* Los desastres no son naturales (Maskrey, A.; compilador). LA RED, Tercer Mundo Editores: 71-54. Bogotá.
- Cody, E.; Anderson, B.; McColl, S.; Fuller, I.; Purdie, H. 2020. Paraglacial adjustment of sediment slopes during and immediately after glacial debuitressing. *Geomorphology* 371. doi: 10.1016/j.geomorph.2020.107411.
- Curry, A.M.; Cleasby, V.; Zukowskyj, P. 2006. Paraglacial response of steep, sediment-mantled slopes to post-'Little Ice Age' glacier recession in the central Swiss Alps. *Journal of Quaternary Science* 21 (3): 211-225.
- Emmer, A.; Klimeš, J.; Hölbling, D.; Abad, L.; Draebing, D.; Skalák, P.; Zahradníček, P. 2020. Distinct types of landslides in moraines associated with the post-LIA glacier thinning: Observations from the Kinzler Glacier, Huascarán, Peru. *Science of the Total Environment* 739. doi: 10.1016/j.scitotenv.2020.139997
- Erener, A.; Düzgün, H.S. 2013. A regional scale quantitative risk assessment for landslides: case of Kumluca watershed in Bartın, Turkey. *Landslides* 10 (1): 55-73.
- Fernandes, M.; Oliva, M.; Vieira, G. 2020. Paraglacial slope failures in the Aran valley (Central Pyrenees). *Quaternary International* 566: 24-38. doi: 10.1016/j.quaint.2020.07.045.
- Feuillet, T.; Coquin, J.; Mercier, D.; Cossart, E.; Decaulne, A.; Jónsson, H.P.; Sæmundsson, Þ. 2014. Focusing on the spatial non-stationarity of landslide predisposing factors in northern Iceland: Do paraglacial factors vary over space? *Progress in Physical Geography* 38 (3): 354-377.
- Fine, I.V.; Rabinovich, A.B.; Bornhold, B.D.; Thomson, R.E.; Kulikov, E.A. 2005. The Grand Banks landslide-generated tsunami of November 18, 1929: preliminary analysis and numerical modeling. *Marine Geology* 215 (1-2): 45-57.
- Fritz, H.M.; Mohammed, F.; Yoo, J. 2009. Lituya Bay landslide impact generated mega-tsunami 50th Anniversary. *In* Tsunami Science Four Years after the

- 2004 Indian Ocean Tsunami. Birkhäuser Basel. Pure applied geophysics 166: 153-175.
- Ghiglione, M.C.; Suárez, F.; Ambrosio, A.; Da Poian, G.; Cristallini, E.O.; Pizzio, M.F.; Reinoso, R.M. 2009. Structure and evolution of the Austral Basin fold-thrust belt, southern Patagonian Andes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (1): 215-226.
- Girardclos, S.; Schmidt, O.T.; Sturm, M.; Ariztegui, D.; Pugin, A.; Anselmetti, F.S. 2007. The 1996 AD delta collapse and large turbidite in Lake Brienz. *Marine Geology* 241: 137-154.
- Glicken, H.; Meyer, W.; Sabol, M. 1989. Geology and groundwater hydrology of Spirit Lake blockage, Mount St. Helens, Washington, with implications for lake retention. *United States Geological Surveys, Bulletin* 1789: 33 p.
- Harrison, S.; Winchester, V. 1997. Age and nature of paraglacial debris cones along the margins of the San Rafael Glacier, Chilean Patagonia. *The Holocene* 7 (4): 481-487.
- Harrison, S.; Glasser, N.; Winchester, V.; Haresign, E.; Warren, C.; Jansson, K. 2006. A glacial lake outburst flood associated with recent mountain glacier retreat, Patagonian Andes. *The Holocene* 16 (4): 611-620.
- Holzer, N.; Vijay, S.; Yao, T.; Xu, B.; Buchroithner, M.; Bolch, T. 2015. Four decades of glacier variations at Muztagh Ata (eastern Pamir): A multi-sensor study including Hexagon KH-9 and Pléiades data. *The Cryosphere* 9 (6): 2071-2088. doi: 10.5194/tc-9-2071-2015.
- Hong, H.; Chen, W.; Xu, C.; Youssef, A.M.; Pradhan, B.; Tien Bui, D. 2017. Rainfall-induced landslide susceptibility assessment at the Chongren area (China) using frequency ratio, certainty factor, and index of entropy. *Geocarto International* 32 (2): 139-154.
- International Association for Engineering Geology and the Environment (IAEG), Commission on Landslides. 1990. Suggested nomenclature for landslides. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* (41): 13-16.
- Iturraspe, R.J.; Strelin, J.A. 2002. Dinámica de procesos y geoformas vinculadas al retroceso del glaciar O'Higgins-Campo de Hielo Patagónico Sur, Chile. *Anales Instituto Patagonia, Serie Ciencias Naturales* 30: 13-24.
- Jaber, W.A.; Rott, H.; Floricioiu, D.; Wuite, J.; Miranda, N. 2019. Heterogeneous spatial and temporal pattern of surface elevation change and mass balance of the Patagonian ice fields between 2000 and 2016. *The Cryosphere* 13 (9): 2511-2535.
- Jarman, D. 2006. Large rock slope failures in the Highlands of Scotland: Characterization, causes and spatial distribution. *Engineering Geology* 83: 161-182.
- Johnson, B.G.; Thackray, G.D.; Van Kirk, R. 2007. The effect of topography, latitude, and lithology on rock glacier distribution in the Lemhi Range, central Idaho, USA. *Geomorphology* 91 (1-2): 38-50.
- Keefér, D.K. 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America, Bulletin* 95 (4): 406-421.
- Kirby, J.T.; Shi, F.; Nicolsky, D.; Misra, S. 2016. The 27 April 1975 Kitimat, British Columbia, submarine landslide tsunami: a comparison of modeling approaches. *Landslides* 13 (6): 1421-1434.
- Kraemer, P.E.; Riccardi, A.C. 1997. Estratigrafía de la región comprendida entre los lagos Argentino y Viedma (49°40'-50°10' lat. S), Provincia de Santa Cruz. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52 (3): 333-360.
- Kremer, K.; Simpson, G.; Girardclos, S. 2012. Giant Lake Geneva tsunami in ad 563. *Nature Geoscience* 5 (11): 756-757.
- Kos, A.; Amann, F.; Strozzi, T.; Delaloye, R.; von Ruetten, J.; Springman, S. 2016. Contemporary glacier retreat triggers a rapid landslide response, Great Aletsch Glacier, Switzerland. *Geophysical Research Letters* 43 (12): 12-466.
- Lauro, C.; Moreiras, S.M.; Junquera, S.; Vergara, I.; Toural, R.; Wolf, J.; Tutzer, R. 2017. Summer rainstorm associated with a debris flow in the Amarilla gully affecting the international Agua Negra Pass (30° 20' S), Argentina. *Environmental earth sciences* 76 (5): 2-12.
- Lo Vecchio, A. 2020. Dinámica glaciaria de la cuenca del río Santa Cruz, Andes Patagónicos Australes: estudio y análisis multiescalar mediante el uso de geotecnologías. Tesis Doctoral (Inédito), Universidad Nacional de Cuyo, Facultad de Filosofía y Letras: 259 p. Mendoza.
- Lo Vecchio, A.; Lenzano, M.G.; Richiano, S.; Lenzano, L.E. 2016. Identificación y caracterización litológica mediante el uso del sensor ETM+ (Landsat 7). Caso de estudio: entorno del glaciar Upsala, Argentina. *Revista de la Asociación Española de Teledetección* 46: 57-72.
- Løvholt, F.; Schulten, I.; Mosher, D.; Harbitz, C.; Krastel, S. 2018. Modelling the 1929 Grand Banks slump and landslide tsunami. *Geological Society, Special Publications* 477: 315-331. London. doi: 10.1144/SP477.28.
- Lucà, F.; D'Ambrosio, D.; Robustelli, G.; Rongo, R.; Spataro, W. 2014. Integrating geomorphology, statistic and numerical simulations for landslide invasion hazard scenarios mapping: an example in the Sorrento Peninsula (Italy). *Comput Geoscience* 67: 163-172.

- Lüthi, M.P.; Vieli, A. 2016. Multi-method observation and analysis of a tsunami caused by glacier calving. *The Cryosphere* 10 (3): 995-1002.
- Malz, P.; Meier, W.; Casassa, G.; Jaña, R.; Skvarca, P.; Braun, M.H. 2018. Elevation and mass changes of the southern Patagonia icefield derived from TanDEM-X and SRTM data. *Remote Sensing* 10 (2): 1-17.
- Moragues, S.; Lenzano, M.G.; Vecchio, A.L.; Falaschi, D.; Lenzano, L. 2018. Surface velocities of Upsala glacier, Southern Patagonian Andes, estimated using cross-correlation satellite imagery: 2013-2014 period. *Andean Geology* 45 (1): 87-103. doi: 10.5027/andgeoV45n1-3034.
- Moragues, S.; Lenzano, M.G.; Moreiras, S.; Lenzano, L. 2019. Paraglacial geomorphology associated with slope instability in the North Branch of the Argentino Lake, Argentinean Patagonia. *Cuadernos de Investigación Geográfica* 45 (1): 367-392.
- Moragues, S.; Lenzano, M.G.; Lanfri, M.; Moreiras, S.; Lannutti, E.; Lenzano, L. 2020. Analytic hierarchy process applied to landslide susceptibility mapping of the North Branch of Argentino Lake, Argentina. *Natural Hazards* 105 (1): 915-941. doi: 10.1007/s11069-020-04343-8.
- Moreiras, S.M.; Lenzano, M.G.; Riveros, N. 2008. Inventario de procesos de remoción en masa en el Parque Provincial Aconcagua, provincia de Mendoza-Argentina. *Multequina* (17): 129-146.
- Moreiras, S.; Lisboa, M.S.; Mastrantonio, L. 2012. The role of snow melting upon landslides in the central Argentinean Andes. *Earth Surface Processes and Landforms* 37 (10): 1106-1119.
- Müller, L. 1964. The rock slide in the Vajont Valley. *Felsmech Ingenieurgeol* 2 (3-4): 148-212.
- Müller, L. 1968. New considerations on the Vaiont slide. *Felsmech Ingenieurgeol* 6 (4): 1-91.
- Naranjo, J.A.; Arenas, M.; Clavero, J.; Muñoz, O. 2009. Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén (45°25'S), Chile. *Andean Geology* 36 (1): 137-145. doi: 10.5027/andgeoV36n1-a11.
- Naruse, R.; Skvarca, P. 2000. Dynamic Features of Thinning and Retreating Glacier Upsala, a Lacustrine Calving Glacier in Southern Patagonia. *Arctic, Antarctic, and Alpine Research* 32 (4): 485-491.
- Oberreuter, J.; Pulgar, S.; Rivera, A. 2017. An integrated bathymetric and seismic profiling system. *In* IEEE International Symposium of Geoscience and Remote Sensing (GRSS-CHILE), No. 1: 1-3.
- Páez, M.S. 2009. Formación de microrelieves y procesos de remoción en masa en la subcuenca del río Las Juntas Ambato, Catamarca. *Proyección* 1 (6): 1-33.
- Peruccacci, S.; Brunetti, M.T.; Gariano, S.L.; Melillo, M.; Rossi, M.; Guzzetti, F. 2017. Rainfall thresholds for possible landslide occurrence in Italy. *Geomorphology* 290: 39-57.
- Richter, A.J.; Marderwald, E.R.; Hormaechea, J.L.; Mendoza, L.P.O.; Perdomo, R.A.; Connon, G.C.; Scheinert, M.; Horwath, M.; Dietrich, R. 2016. Lake-level variations and tides in Lago Argentino, Patagonia: insights from pressure tide gauge records. *Journal of Limnology* 75 (1): 62-77.
- Rivera, A.; Koppes, M.; Bravo, C.; Aravena, J.C. 2012. Little ice age advance and retreat of Glacier Jorge Montt, Chilean Patagonia. *Climate of the Past* 8 (2): 403-414.
- Rivera, A.; Zamora, R.; Uribe, J.A.; Silva, A.; Pulgar, S.; Paredes, P.; Oberreuter, J.; Hernández, J.; García, N.; Garcés, J.; Cisternas, S.; Carrión, D.; Bown, F.; Lenzano, G.; Lenzano, L. 2019. Monitoring freshwater calving glaciers of the Southern Patagonia icefield by remote sensing and field instrumentation. *In* International Union of Geodesy and Geophysics General Assembly, No. 27, Symposium C01, presentation number IUGG19-0271. Montreal.
- Ryan, H.F.; Lee, H.J.; Haeussler, P.J.; Alexander, C.R.; Kayen, R.E. 2010. Historic and paleo-submarine landslide deposits imaged beneath Port Valdez, Alaska: implications for tsunami generation in a glacial fiord. *In* Submarine mass movements and their consequences, *Advances in Natural and Technological Hazards. In* International Symposium, No. 5, Research 28: 411-421.
- Ryder, J.M. 1971. Some aspects of the morphometry of paraglacial alluvial fans in south central BC. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 1252-1264.
- Sakakibara, D.; Sugiyama, S. 2014. Ice-front variations and speed changes of calving glaciers in the Southern Patagonia Icefield from 1984 to 2011. *Journal of Geophysical Research: earth surface* 119 (11): 2541-2554.
- Sakakibara, D.; Sugiyama, S.; Sawagaki, T.; Marinsek, S.; Skvarka, P. 2013. Rapid retreat, acceleration and thinning of Glacier Upsala, Southern Patagonia Icefield, initiated in 2008. *Annals of Glaciology* 54 (63): 131-138.
- Sandmeier, J. 2011. ReflexW 6. www.sandmeier-geo.de. (Última visita 24/07/2019).
- Santos-González, J.; González-Gutiérrez, R.B.; Santos, J.A.; Gómez-Villar, A.; Peña-Pérez, S.A.; Redondo-Vega, J.M. 2018. Topographic, lithologic and glaciation style influences on paraglacial processes in the upper Sil and Luna catchments, Cantabrian Mountains, NW Spain. *Geomorphology* 319: 133-146.

- Schneider, D.; Huggel, C.; Cochachin, A.; Guillén, S.; García, J. 2014. Mapping hazards from glacier lake outburst floods based on modelling of process cascades at Lake 513, Carhuaz, Peru. *Advances in Geosciences* 35: 145-155.
- Segóni, S.; Piciullo, L.; Gariano, S.L. 2018. A review of the recent literature on rainfall thresholds for landslide occurrence. *Landslides* 15 (8): 1483-1501.
- Semenza, E.; Ghirotti, M. 2000. History of the 1963 Vaiont slide: the importance of geological factors. *Bulleting of Engineering Geology and the Environmental* 59: 87-97.
- Sepúlveda, S.A.; Serey, A.; Lara, M.; Pavez, A.; Rebolledo, S. 2010. Landslides induced by the April 2007 Aysén fjord earthquake, Chilean Patagonia. *Landslides* 7 (4): 483-492.
- Slingerland, R.L.; Voight, B. 1979. Occurrences, properties, and predictive models of landslide generated water waves. *In Developments in geotechnical engineering* 14B: rockslides and avalanches, 2 engineering sites (Voight, B.; editor). Elsevier: 317-397. New York.
- Surazakov, A.; Aizen, V. 2010. Positional accuracy evaluation of declassified Hexagon KH-9 mapping camera imagery. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing* 76 (5): 603-608.
- Sylwester, R.E. 1983. Single-channel, high-resolution, seismic-reflection profiling: a review of the fundamentals and instrumentation *Handbook of Geophysical Exploration at Sea. In CRC Handbook of Geophysical Exploration at sea* (Geyer, R.A.; editor). CRC Press: 77-122. Boca Ratón.
- Varnes, D.J. 1978. Slope movement types and processes. *In Landslides, Analysis and Control* (Schuster, R.L.; Krizek, R.J.; editores). Special Report National Research Council Transportation, Research Board 176: 11-33.
- Villalba, R.; Masiokas, M.; Ruiz, L.; Pitte, P.; Rivera, J.; Viale, M. 2017. Impactos del Cambio Climático en el Régimen Hidrológico del Río Santa Cruz. Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales, IANIGLA-CONICET, Informe Técnico: 1-221.
- Wang, J.; Ward, S.N.; Xiao, L. 2019. Tsunami Squares modeling of the June 24, 2015 Hongyanzi landslide generated river tsunami in Three Gorges Reservoir, China. *Geophysical Journal International* 216 (1): 287-295.
- Watt, S.F.; Pyle, D.M.; Naranjo, J.A.; Mather, T.A. 2009. Landslide and tsunami hazard at Yate volcano, Chile as an example of edifice destruction on strike-slip fault zones. *Bulletin of Volcanology* 71 (5): 559-274.
- Wieczorek, G.F.; Geist, E.L.; Motyka, R.J.; Jakob, M. 2007. Hazard assessment of the Tidal Inlet landslide and potential subsequent tsunami, Glacier Bay National Park, Alaska. *Landslides* 4: 205-215.
- Winocur, D.; Goyanes, G.; Viera, G. 2015. Deslizamiento de ladera y tsunami asociado en el Lago Argentino, Canal Upsala, provincia de Santa Cruz, Patagonia Argentina. *Congreso Geológico Chileno*, No. 14: 136-139. La Serena.
- Wu, W.M.; Siddle, R.C. 1995. A distributed slope stability model for steep forested basins. *Water Resources Research* 31 (8): 2097-2110.
- Xiao, L.; Ward, S.N.; Wang, J. 2015. Tsunami squares approach to landslide-generated waves: application to Gongjiafang Landslide, Three Gorges Reservoir, China. *Pure and Applied Geophysics* 172 (12): 3639-3654.
- Yavari-Ramshe, S.; Ataie-Ashtiani, B. 2016. Numerical modeling of subaerial and submarine landslide-generated tsunami waves-recent advances and future challenges. *Landslides* 13 (6): 1325-1368.