



Lagos actuales represados por procesos de remoción en masa en los Andes Centrales de Argentina (31° - 36° S)

Mariana CORREAS-GONZALEZ¹, Stella M. MOREIRAS^{1,2} y Pilar JEANNERET¹

¹ Grupo de Geomorfología y Cuaternario, Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales (IANIGLA), CCT-Mendoza, CONICET, Universidad Nacional de Cuyo (UNCuyo), Gobierno de Mendoza, Argentina.

² Facultad de Ciencias Agrarias, Universidad Nacional de Cuyo, Mendoza, Argentina

Email: mcorreas@mendoza-conicet.gob.ar

Editor: Edier Vicente Aristizabal Giraldo

Recibido: 21 de agosto de 2022

Aceptado: 23 de febrero de 2023

RESUMEN

En las regiones montañosas del mundo, los diques naturales formados a partir de procesos de remoción en masa (PRM) son una característica geomorfológica común. Evaluar el grado de estabilidad de estos lagos es crucial cuando existen comunidades o infraestructuras expuestas al peligro que implica una crecida resultante del potencial colapso de los represamientos, fenómeno conocido en inglés como *Landslide Lake Outburst Flood* (LLOF). En este trabajo, estudiamos los diques actuales por PRM en los Andes Centrales de Argentina a fin de caracterizar los lagos, los represamientos y los antecedentes de crecidas abruptas asociadas a su colapso. Asimismo, analizamos la estabilidad de los diques a través de índices geomórficos clásicos (Índice de Bloqueo, Índice Adimensional de Bloqueo) y de una evaluación cualitativa del grado de estabilidad aparente de los represamientos. Identificamos un total de 19 lagos actuales represados por PRM que corresponden a represamientos ocurridos en tiempos históricos o paleo-represamientos. Observamos que lagunas actuales pueden ser muy longevas y consideradas estables por los índices clásicos y, sin embargo, constituir fuentes de potenciales LLOFs. En la región de estudio, los factores desestabilizantes de las lagunas podrían vincularse a condiciones climáticas extremas o a la sismicidad; no obstante, los índices clásicos de estabilidad no consideran estos factores. Consecuentemente, el enfoque cualitativo usado es un método simple para identificar lagos que requieren una revisión periódica. La ocurrencia de LLOFs históricos, así como la evidencia de paleo-LLOFs sugieren que este tipo de crecidas peligrosas son fenómenos comunes en el área de estudio, advirtiendo la necesidad de monitoreo continuo, ya que la estabilidad aparente de los diques podría verse alterada por factores externos.

Palabras clave: lagos naturales, crecida abrupta por colapso de lagos represados por deslizamientos, LLOF, estabilidad, peligrosidad.

ABSTRACT

Current landslide-dammed lakes in the Central Andes of Argentina (31° - 36° S). In mountain regions around the world, natural dammed lakes formed by landslides are a common geomorphological feature. Assessing the stability of these lakes is crucial when communities and infrastructures are exposed to the hazard related to the potential collapse of these dams, a phenomenon known as Landslide Lake Outburst Floods (LLOF). In this paper, we study current landslide-dammed lakes in the Central Andes of Argentina to characterize the lakes, the natural dams, and the outburst flood record. Moreover, we analyze dam stability through classical geomorphic indexes (Blockage Index or the Dimensionless Blockage Index) and by a qualitative assessment of the apparent stability of the dams. We identified a total of 19 landslides currently damming lakes that correspond to historical dams as well as palaeo-dams. We observed that current lakes might be long-lasting and considered stable by the classical indexes and nevertheless constitute sources of potential LLOFs. In the study area, lake destabilizing factors could be related to extreme climatic conditions or to seismicity, yet the classical stability indexes do not consider these factors. Consequently, the qualitative approach used is a simple method to identify lakes that need periodic revision. The historical occurrence of LLOFs, as well as paleo-LLOFs, suggests that this type of dangerous

flooding is a common phenomenon in the study area, indicating the need for continuous monitoring since the apparent stability of the dams might be disturbed by external factors.

Keywords: natural dammed-lake, landslide-dammed lake outburst flood, LLOF, stability, hazard

INTRODUCCIÓN

En muchas regiones montañosas del mundo suelen ser comunes los diques naturales formados a partir de procesos de remoción en masa (PRM) que bloquean un curso de agua temporario o permanente. Estos lagos pueden alcanzar dimensiones considerables (varios kilómetros de largo y cientos de metros de profundidad), almacenando importantes volúmenes ($> 10^6 \text{ m}^3$) de agua y/o sedimentos. La capacidad de almacenamiento depende fundamentalmente de la geometría del valle en relación a la geometría y volumen del depósito, la litología implicada y el caudal del río represado (Costa y Schuster 1988, Evans 2006, Fan et al. 2020). Interesa particularmente conocer el grado de estabilidad de estos diques naturales cuando existen comunidades o infraestructuras expuestas al peligro que implica una potencial crecida resultante del colapso del mismo. Este tipo de crecidas abruptas generadas a partir del colapso de un dique natural represado por un deslizamiento son denominadas en inglés como *Landslide Lake Outburst Flood* (LLOF).

En general, las crecidas tipo LLOF provienen de lagos de corta vida, es decir, que colapsan dentro del primer año desde su formación ya sea por desbordamiento y erosión del represamiento o por erosión interna del dique producto de infiltración a través del mismo (Costa y Schuster 1988). Típicamente, la mayoría de las crecidas se asocia al primer desbordamiento del dique. Sin embargo, los represamientos que sobreviven al primer año desde su formación pueden generar lagos relativamente estables (Hermanns 2013), aunque se han reportado colapsos de diques antiguos, como es el caso de la laguna Cari Lauquen ($36^\circ 30'S$, $70^\circ 09' O$) que se formó hace $2.2 \pm 0.6 \text{ ka}$ (Costa y Gonzalez Díaz 2007) y colapsó de manera catastrófica el 29 de diciembre 1914 (Groeber 1916, González Díaz et al. 2001). Las causas de colapso de los diques no siempre pueden ser establecidas, sobre todo en los casos pre-históricos, e incluyen desde eventos de precipitación o fusión nivoglacial extremos que elevan el nivel del lago y desencadenan la erosión del dique hasta PRM que impactan en el cuerpo de agua y generan una onda de crecida que sobrepasa el nivel del dique (Costa y Schuster 1988).

Por otra parte, el grado de estabilidad de un lago represado por un PRM depende no sólo de las características internas del represamiento (como ser la litología, porcentaje de

matriz, evidencias de disolución) y propiedades texturales del material (Zhu et al. 2020), sino también de las condiciones del sitio en el que se localiza. El conocimiento de las características internas del dique requiere de estudios geofísicos (ej. Wang et al. 2018) que, si bien son métodos no invasivos para la integridad del material, se tornan poco factibles en ambientes remotos. Respecto a las condiciones del sitio, lagos que aparentan ser estables según sus parámetros morfométricos, al estar localizados en zonas tectónicamente activas, serían más propensos a colapsar (Fan et al. 2020). A su vez, la longevidad del dique depende de la capacidad de almacenamiento de la cuenca (dada por la altura del dique y la morfología de la cuenca) y de la velocidad de llenado (definida por el caudal entrante menos el caudal saliente por evaporación e infiltración). Por último, en base a parámetros morfométricos de los diques (ej. espesor, volumen) y sus cuencas de alimentación (ej. área), diversos índices han sido desarrollados para el análisis de estabilidad de los represamientos (Canutti et al. 1998, Casagli y Ermini 1999, Ermini y Casagli 2003, Korup 2004) y aplicados a lo largo del mundo, probando ser herramientas útiles para la evaluación del grado de peligrosidad de colapso de los diques por PRM.

En la región de los Andes Centrales de Argentina ($31^\circ S - 36^\circ S$), existen numerosos estudios referidos a grandes PRM (Moreiras y Sepúlveda 2015, Moreiras et al. 2020, Jeanne-ret y Moreiras 2021) o paleo-represamientos (Fauqué et al. 2005, Fauqué et al. 2010, Moreiras et al. 2012), aunque no plantean estrictamente el tema de los represamientos naturales actuales. Por otra parte, el estudio sistemático de lagos actuales represados por PRM no ha sido abordado a escala regional, aunque sí lo ha sido por sectores como en Patagonia Norte (González Díaz et al. 2006, Hermanns et al. 2011) o en la cuenca del río Blanco en San Juan (Esper Angillieri et al. 2021). Recientemente, un inventario de lagos naturales abordando la génesis de los mismos fue realizado para toda el área de los Andes Centrales (Correas-Gonzalez et al. 2020) identificando represamientos por avalanchas de rocas (AR) o por flujos de detritos (FD). Retomando dicho inventario previo, el objetivo del presente trabajo es estudiar con mayor detalle los represamientos actuales generados por PRM para obtener los parámetros morfométricos de los diques naturales y los lagos represados. A su vez, con el fin de conocer la peligrosidad de crecida abrupta asociada al colapso de este

tipo de diques, se recopilaron los antecedentes de crecidas abruptas (LLOF) y se analizó la estabilidad de los diques a través de dos índices geomórficos clásicos (*Blockage Index* y *Dimensionless Blockage Index*) y de una evaluación cualitativa del grado de estabilidad aparente de los represamientos (Fan et al. 2020).

ÁREA DE ESTUDIO Y MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio comprende los Andes Centrales de Argentina (ACA), que se extienden entre los 31° S y los 36° S (Lliboutry 1998, modificado por Masiokas et al. 2009) y los 69° 30' O y los 70° 30' O, abarcando la vertiente oriental de los Andes hasta los 2000 m s.n.m. (Fig. 1). Comprende las provincias geológicas de Cordillera Principal y Cordillera Frontal, caracterizadas por una importante actividad tectónica que se desarrolla entre los 28° - 33° S debido a la subducción sub-horizontal de la placa de Nazca. En este sector, la cordillera alcanza las máximas alturas (cerro Aconcagua, 6961 m s.n.m. y cerro Mercedario, 6770 m s.n.m.) y se han registrado sismos históricos de magnitud > 6 (ej. Moreiras y Páez 2015). Las alturas van disminuyendo al sur de los 33° S, donde se destaca la actividad volcánica (Ramos 1999) de los volcanes Tupungato (6570 m s.n.m.), Maipo (5264 m s.n.m.), Peteroa (4107 m s.n.m.) y Campanario (4049 m s.n.m.). Dicho volcanismo se asocia a un cambio en el ángulo de subducción (subducción normal) y contribuye a la componente sísmica de la región. El tectonismo, la litología, el efecto de relajación de las laderas luego del Último Máximo Glacial y la degradación del permafrost han favorecido la generación de PRM capaces de obstruir los valles de montaña, generando represamientos (Rosas y Fauqué 2008, D'Odorico et al. 2009, Moreiras et al. 2012). La litología involucrada en los PRM es variada, de acuerdo a la extensión del área de estudio, e incluye desde rocas volcánicas y plutónicas del permo-triásico hasta material detrítico cuaternario.

Los Andes Centrales de Argentina presentan un clima polar de tundra (ETH) y polar de hielos eternos (EF) de acuerdo a la clasificación climática de Köppen actualizada por Peel et al. (2007). En el clima ETH, la temperatura media del mes más cálido se ubica entre 0° C y 10° C, mientras que en el tipo EF la temperatura media del mes más cálido no supera los 0° C. El régimen de precipitaciones es nival y está controlado por la circulación de los vientos permanentes del oeste. Las máximas precipitaciones se concentran en el invierno austral (junio a agosto) con un promedio de 100 mm al norte (~31° S), que va en aumento hacia el sur y toma un gradiente oes-

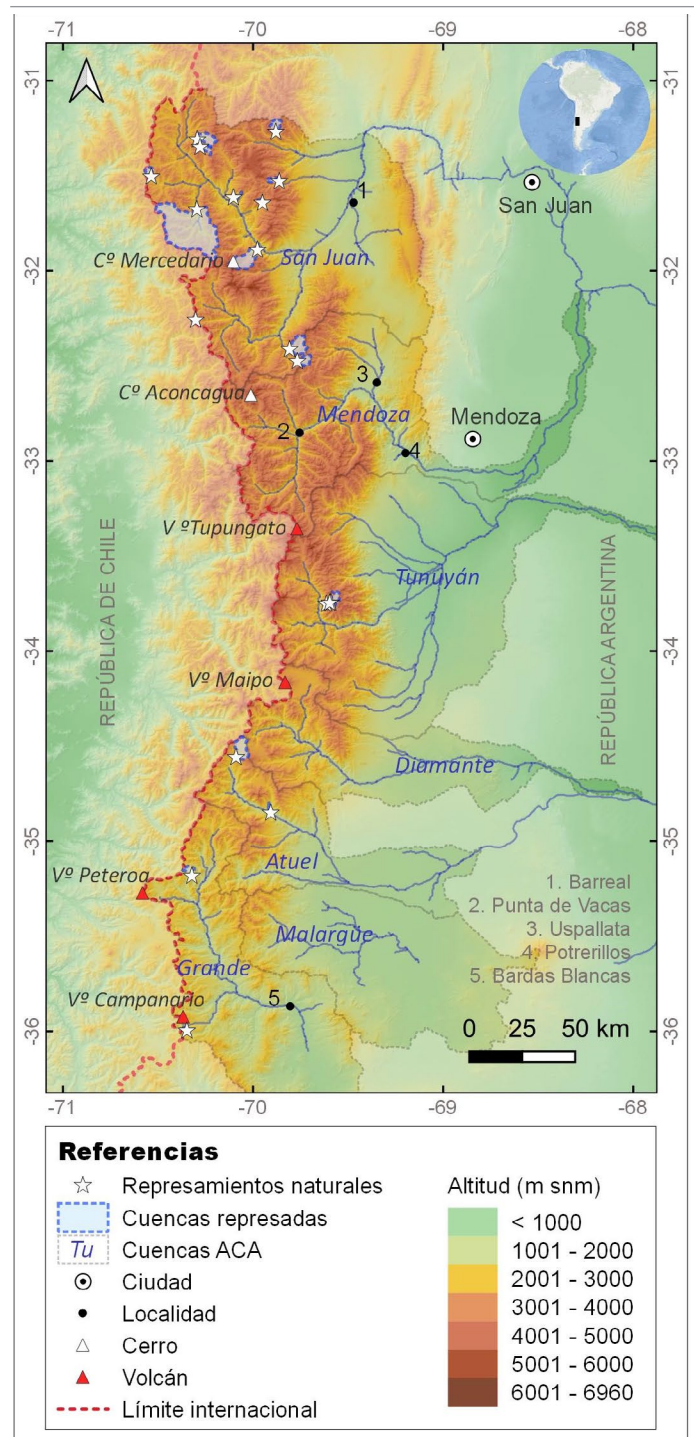


Figura 1. Ubicación de los Andes Centrales de Argentina (ACA) entre los 31° - 36° S. El área de estudio está resaltada del fondo y abarca la vertiente oriental de los Andes hasta la cota de los 2000 m s.n.m. Las estrellas blancas indican los represamientos actuales y se señalan también las subcuencas represadas.

te-este a partir de los 32° S, hasta superar los 700 mm al sur (~35° S) (Viale y Nuñez 2011). Precipitaciones invernales por encima del promedio han sido asociadas a las fases cálidas del fenómeno de El Niño-Oscilación del Sur (ENOS) (Díaz y Kiladis 1992), mientras que condiciones opuestas se han vinculado a la fase fría (Garreaud 2009).

La región analizada comprende las siete grandes cuencas hidrográficas del sistema del río Colorado, las cuencas de los ríos San Juan, Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel, Malargüe y Grande (Fig. 1). Estos ríos andinos presentan un régimen nivo-glacial o glacial según el caso, por lo que su caudal depende de las precipitaciones níveas caídas durante el invierno, la superficie cubierta por glaciares, las variaciones de las temperaturas a lo largo del año y el área total de aporte de la cuenca. Por ejemplo, la cuenca del río San Juan abarca un área de 18348 km² (aforo en km 101) y presenta un módulo anual de 64.28 m³/s (Lauro et al. 2016).

La población y las actividades se concentran en las principales ciudades emplazadas al pie de los Andes (San Juan, Mendoza con ~ 0.4 y ~ 0.9 millones de habitantes respectivamente), mientras que existen numerosos centros poblados de menor envergadura (Uspallata, Barreal, Bardas Blancas) a lo largo de los grandes valles, en coincidencia con las principales rutas de acceso y circulación (RN 7, RN 145 y RN 149).

METODOLOGÍA

Inventario de lagos

Tomando como base el inventario de lagos realizado por Correas-Gonzalez et al. (2020), se verificó la existencia de los lagos represados por PRM en imágenes satelitales Landsat OLI 8 del año 2020. Se extrajeron parámetros referidos al área, altitud, coordenadas geográficas y área de aporte (cuenca) de cada uno de los cuerpos de agua. En función de la accesibilidad, algunas de las lagunas (Blanca, ~31° 50' S; del Atuel, ~34° 30' S; Las Cargas, 35° 10' S y Baya, 36° S) fueron estudiadas en detalle durante salidas a terreno.

Cuadro 1. Clasificación geomorfológica del dique según el estado original del PRM al momento de su formación. Tomado y modificado de Costa y Schuster (1988).

Tipo de dique	Descripción
I	Dique pequeño en relación al valle; el PRM forma un bloqueo parcial del fondo del valle ya que no lo cruza de lado a lado
II	Gran PRM que alcanza la otra orilla y trepa por la ladera opuesta. El dique bloquea totalmente el fondo del valle
III	Gran PRM que cubre el valle de lado a lado y hacia arriba y abajo, creando un dique en forma de T
IV	PRM provenientes de ambas laderas que se superponen en la base y bloquean el valle desde ambas laderas
V	Un PRM genera un depósito en forma de varias lenguas que bloquea el río en diferentes secciones resultando en varios lagos
VI	Varios PRM provenientes de la misma ladera bloquean el curso de agua

Cuadro 2. Evidencias geomorfológicas de crecidas abruptas. Modificado de Hewitt 2002, Fan et al 2020 y Emmer 2021.

Proceso dominante	Geoformas
Erosión	Brecha en forma de V o trapezoidal en el dique
	Migración del curso de agua
	Profundización del lecho en zonas de mayor pendiente
Deposición	Erosión lateral
	Terraza de rompimiento o de <i>outburst</i> con gradación normal de los bloques y ubicada inmediatamente debajo del dique
	Agradación del valle aguas arriba del dique

Clasificación y caracterización de los represamientos: estimación de parámetros

Los represamientos fueron clasificados según los tipos geomorfológicos propuestos por Costa y Schuster (1988), que se refiere al estado original del dique al momento de su formación según cómo se ve el valle obturado en vista en planta (Cuadro 1). Esta clasificación destaca la importancia de la forma y el tamaño del depósito en relación al tamaño del valle represado.

Luego, se establecieron diferentes variables referidas a los diques tales como área, volumen, francobordo o borde libre, largo, ancho, evidencia de drenaje y tipo de PRM que obstruye el valle. Para la caracterización morfométrica de los represamientos se empleó el modelo digital de elevaciones (MDE) de ALOS Palsar de 12.5 m de resolución. Todos los procesamientos y mapas resultantes se realizaron con el programa QGis 3.10.6.

La estabilidad del represamiento está fuertemente controlada por el volumen del dique, el cual ejerce un fuerte control en el bloqueo del río. Existen algunos métodos que permiten estimar el volumen del depósito de manera rápida y simple a partir de parámetros extraídos de imágenes satelitales y MDE, constituyendo una valiosa herramienta en casos en que los represamientos se encuentran en áreas de difícil acceso o que la cantidad de diques estudiados no permita un control de campo exhaustivo. En este trabajo se empleó un método empírico y un algoritmo simple apoyado en un MDE para calcular el volumen de los represamientos por PRM.

El primer método (V_1) para el cálculo del volumen (E_1), propuesto por la IAEG – *Commission on Landslides* (1990) en Cruden y Varnes (1996), asume una forma semi-elipsoidal del depósito de PRM y consiste en la siguiente ecuación:

$$(E_1) V = 1/6 \times \pi \times D_d \times W_d \times L_d;$$

dónde todos los parámetros se refieren a la masa desplazada, siendo W_d el ancho máximo perpendicular al largo; L_d el largo medido como la distancia mínima entre las puntas;

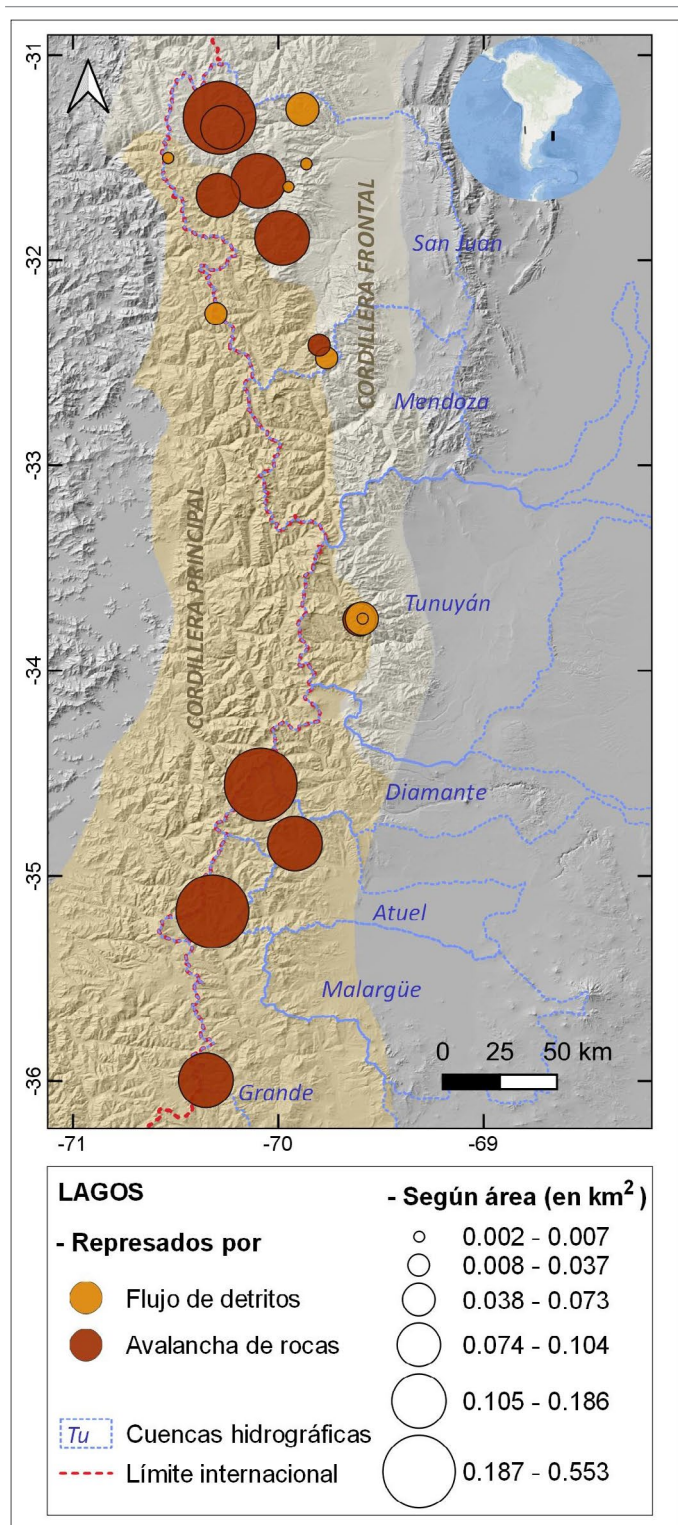


Figura 2. Localización de los represamientos por procesos de remoción en masa según tipo y área en los Andes Centrales de Argentina (31° - 36° S). Se indican además las provincias geológicas.

D_d máxima profundidad medida de manera perpendicular al plano que contiene W_d y L_d . Los resultados se expresan en metros cúbicos.

El segundo método, calcula el volumen (V_2) a través de un algoritmo sencillo disponible en la caja de procesos de QGIS

3.10.6 (“*raster surface volume*”), que emplea un MDE y una cota definida como nivel de base a partir de la cual se estima el volumen acumulado en cada pixel en función del área (resolución del pixel) y la altura (cota pixel) (ver manual de QGIS 3.10 2023 para más información). De ahora en más, los volúmenes empleados para otros cálculos (ej. índices geomórficos) corresponderán a los obtenidos con el algoritmo de QGIS (V_2) al considerarlo más preciso porque calcula el volumen según la forma real del dique a partir de su digitalización en base a imágenes satelitales.

Antecedentes de crecidas abruptas

Los antecedentes de crecidas abruptas históricas fueron recolectados en base a la revisión de la literatura y se extrajeron las principales características de los mismos (fecha, volumen drenado, longevidad del represamiento, variación del área lacustre pre y post evento, registro de daños y caudal pico).

Asimismo, los casos de LLOFs prehistóricos se identificaron mediante evidencias geomorfológicas de LLOF (Cuadro 2) observadas a través de imágenes satelitales de alta resolución disponibles en Google Earth. La liberación repentina del agua contenida en un lago deja evidencias geomorfológicas a lo largo de los valles afectados produciendo diversas modificaciones en el paisaje. En general, se pueden observar cambios en a) el nivel del lago, b) la forma y las dimensiones del dique, y c) el lecho del río aguas abajo. Los cambios en el nivel del lago se infieren a partir de variaciones en el perí-

Cuadro 3. Clasificación de los diques según su grado de estabilidad aparente. Modificado de Fan et al 2020.

Diques que no revisten peligrosidad	Diques potencialmente peligrosos que requieren monitoreo
Colmatado: Reservorio colmatado con sedimentos que no presenta evidencia de haber colapsado catastróficamente durante su existencia.	Estable a largo plazo: Represamiento que ha permanecido estable y que no ha experimentado un colapso a lo largo de siglos o más tiempo. Todavía retiene un lago (existente o relictico) y no se esperan cambios en el corto plazo, aunque condiciones meteorológicas extremas u otros factores externos (ej. sismo) podrían afectarlo causando su colapso catastrófico.
Dique erosionado en un largo plazo: Represamiento totalmente/parcialmente erosionado que ha drenado gradualmente a lo largo de cientos de años.	Estable a corto plazo: Represamiento actual que no presenta signos de colapso. Sin embargo, hay un alto potencial de ruptura en el corto plazo (días a meses) basado en los parámetros geomorfológicos y/o en el material del dique.
Dique erosionado en un corto plazo: Represamiento totalmente/parcialmente erosionado que drenó gradualmente en días o meses.	Dique colapsado: Represamiento totalmente/parcialmente colapsado con evidencia de drenaje abrupto catastrófico. Incluye causas internas y externas de colapso.

metro y área del cuerpo lacustre, sugiriendo disminución del volumen de agua embalsada, reconocible a partir de un nivel de paleocosta. Evidentemente, la precisión de estas observaciones por sensores remotos dependerá de la resolución espacial y temporal de las imágenes satelitales empleadas. A su vez, el vaciamiento abrupto de la laguna implica un proceso de erosión e incisión en el dique, dando lugar a la formación de una brecha o canal de salida en forma de V o trapezoidal. Así, en las zonas de mayor pendiente se generan típicas geoformas erosivas y en los sectores asociadas al cambio de pendiente se originan geoformas de acumulación o depositacionales, entre las que destaca la terraza de rompimiento o crecida (*outburst*) que se forma inmediatamente aguas abajo del dique. Estas geoformas son reconocibles tanto en campo como en imágenes satelitales de alta a mediana resolución.

Análisis de estabilidad

Existen numerosos índices geomórficos que permiten estimar el grado de estabilidad aparente de un dique a partir de variables de relativamente fácil medición tales como la altura del dique, el área de la cuenca, etc. (Fan et al. 2020). En este trabajo se emplearon dos índices geomórficos clásicos y un enfoque basado en el análisis cualitativo de la estabilidad aparente del dique para evaluar la estabilidad de los 19 represamientos identificados.

Los índices geomórficos empleados son el Índice de Bloqueo o *Blockage Index* (BI), propuesto por (Canutti et al. 1998, Casagli y Ermini, 1999) según la siguiente ecuación:

$$(E2) BI = \log x (V_d/A_b);$$

dónde V_d es el volumen del dique (en m^3) y A_b es el área

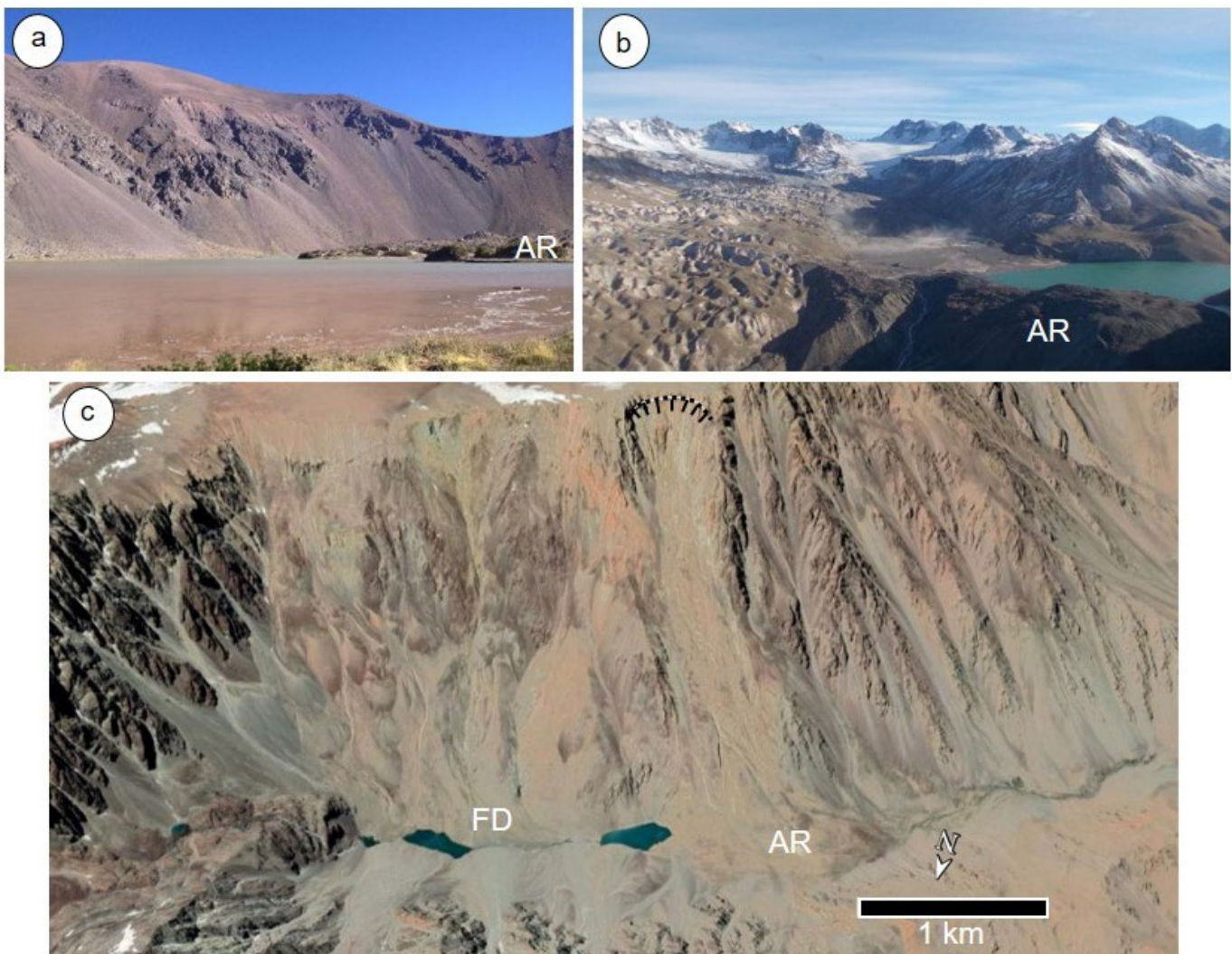


Figura 3. Ejemplos de represamientos por PRM en los Andes Centrales de Argentina. a) Laguna Blanca (31° 53' S, 69° 58' O); b) Laguna del Atuel (34° 33' S, 70°, 5' O). c) Vista oblicua de un conjunto de lagunas en el Arroyo Pico (33° 45' S, 69° 36' O) represados por avalanchas de roca (AR) y por flujos de detritos (FD). Las lagunas en a y b presentan evidencia geomorfológica de LLOF, aunque se desconoce la fecha de colapso. Fuente: a) fotografía propia, b) imagen tomada de Aquabook – DGI. Disponible en: http://aquabook.agua.gob.ar/files/upload/contenidos/4_458/laguna.jpg y c) imagen tomada de Google Earth.

Cuadro 4. Parámetros morfométricos de los represamientos actuales por procesos de remoción en masa en los Andes Centrales de Argentina (31°S - 36° S).

LAGO		CUENCA							DIQUE	
Nombre (Ubicación)	Evol.	Área (km ²)	Área (km ²)	D _d (m)	L _d (m)	W _d (m)	V ₁ (hm ³)	V ₂ (hm ³)	Descripción litológica	Ref
Represamiento por avalancha de rocas (AR)										
Baya (-35.99, -70.35)	DI	0.134	4.15	38	341	342	4.4	4.6	Traquitas, andesitas, traquiandesitas (andesitas Matru) que buzan 45° hacia el Este	1, 2, **
Sosneado (-34.84, -69.91)	DE	0.157	4.79	32	2305	830	102.2	99.2	Lutitas, areniscas, margas, yeso y calizas de la Fm. Tres Esquinas cubiertas por volcanitas basálticas y andesíticas de la Fm. Coyocho	3
del Tomé (-31.61, -70.09)	DI	0.156	9.81	36	1436	172	8.66	16.8	Areniscas rojas, brechas andesíticas y areniscas conglomerádicas de la Fm. Chinchas sobre pelitas y areniscas asociadas a cuerpos intrusivos de la Fm. Calingasta	4 *
A° Casa Blanca Superior (-31.35, -70.27)	DE	0.100	13.40	135	1359	459	60.7	61.5	Volcanitas ácidas y mesosilícicas, tobas, areniscas y conglomerados continentales del Grupo Choiyoi indiferenciado	4 *
Exploración Minera (-31.50, -70.53)	DE	0.002	15.06	37	163	926	3.24	2.1	Areniscas, limolitas arenosas, intercalaciones calcareas, conglomerados finos y escasas andesitas de la Fm. Pachón	4 *
Las Cargas (-35.17, -70.32)	DI	0.553	20.38	66	1144	587	37.3	47.1	Vulcanitas verdosas, brecha volcánica y basaltos	**
A° Tigre Medio (-32.41, -69.80)	DE	0.019	63.18	172	1184	270	43.4	62.8	Vulcanitas del Grupo Choiyoi	5 *
Blanca (-31.89, -69.98)	DI	0.186	97.09	180	661	724	53.6	81.2	Riolitas y granitoides del Grupo Choiyoi intruidos por diques andesítico-dacítico que indican alteración hidrotermal	6, **
A° Pico Inferior (-33.75, -69.60)	DE	0.056	38.82	174	1369	217	42.3	91.3	Granitoides del Carbonífero-Pérmico-Triásico	7 *
Ternero Ahogado (-31.30, -70.28)	DE	0.539	48.78	66	634	501	18.5	9.2	Intrusivos permo-triásicos indiferenciados	4 *
Atuel (-34.55, -70.08)	DI	0.530	62.85	102	592	848	42.6	51.9	Vulcanitas de la Fm. Coyocho sobre yesos de la Fm. Auquilco y depósitos morénicos	3, 8, **
Los Erizos (-31.68, -70.29)	DI	0.104	598.84	2	469	216	4.2	4.1	Sedimentitas y piroclásticas cubiertas por volcanitas de la Fm. Rancho de Lata	3
Represamientos por flujos de detritos (FD)										
Ansilla (-31.53, -69.86)	DE	0.006	16.04	33	140	310	2.3	1.3	Material aluvional (intrusivos permo-triásicos)	4 *
A° Pico Superior (-33.74, -69.76)	DE	0.006	23.10	11	132	113	0.1	0.1	Material aluvional (rocas metamórficas)	7 *
A° Pico Medio (-33.74, -69.9)	DE	0.049	26.77	47	522	145	2.6	2.2	Material aluvional (rocas metamórficas)	7 *
Río de la Fortuna (-31.64, -69.95)	DE	0.007	5.2	51	334	135	1.5	1.9	Material aluvional (vulcanitas del Gr. Choiyoi)	4 *
A° del Tigre Superior (-32.47, -69.76)	DE	0.028	29.8	18	224	174	0.6	0.6	Material aluvional (vulcanitas del Gr. Choiyoi)	5 *
A° del Diablo (-31.26, -69.88)	DE	0.073	27.51	66	1336	281	16.8	19.7	Material aluvional (ignimbritas, andesitas, escasos basaltos, areniscas y calizas Fm. Arroyo de las Chinchas)	4 *
A° de la Honda (-32.26, -70.30)	DE	0.037	4.43	3	350	243	0.5	0.3	Material aluvional (rocas volcánicas y piroclásticas Fm. Juncal)	5 *

Nota: Evol. se refiere a la evolución observada de la laguna; DE significa dique estable; DI significa dique inestable. D_d corresponde a espesor del dique; L_d es largo del dique y W_d ancho del dique. V₁ corresponde al volumen estimado según el método empírico (E1) y V₂ se refiere al volumen estimado según MDE en Qgis.

Referencias: * información obtenida de la hoja geológica; ** indica control de campo; 1. Espizúa y Bengochea, 2002; 2. Kozłowski y Folguera, 2009; 3. Fauqué et al. 2010; 4. Ramos et al. 2010; 5. Ramos et al. 2000; 6. Jeanneret et al. 2020; 7. Ramos et al. 2010; 8. Rosas y Moreiras (este volumen).

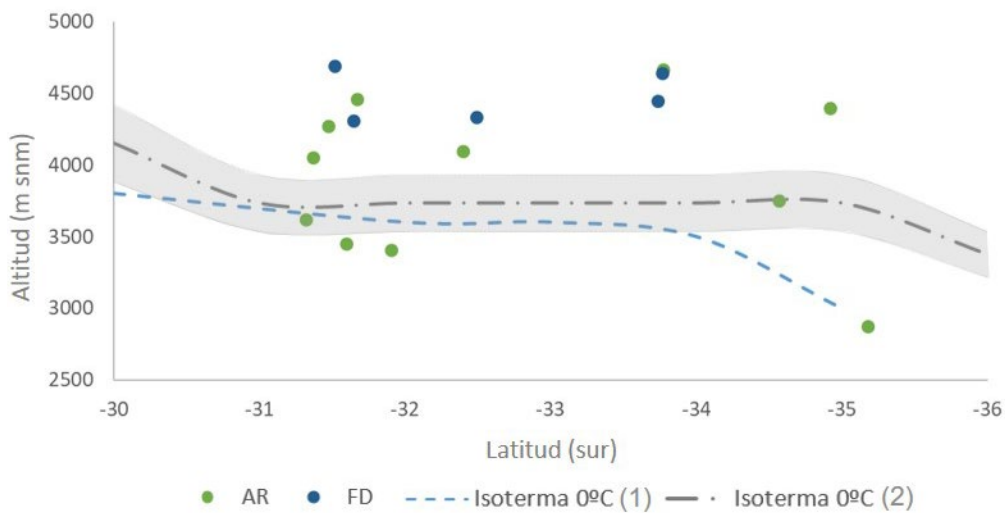


Figura 4. Altitud de las cicatrices de los PRM: avalanchas de roca (AR) y flujos de detritos (FD) en relación a la altura aproximada de la isoterma de 0° C. Fuente: En azul, isoterma de 0° C según (1) Tapia y Trombotto (2015); en color gris, isoterma de 0° C +/- 1 desviación estándar de la altura media según (2) Drewes et al. (2018).

de la cuenca (en km²).

De acuerdo a este índice, un dique se encuentra en el dominio estable si el resultado de BI > 5; incierto si BI se encuentra entre 4 y 5, e inestable si BI se encuentra entre 3 y 4 (Canutti et al., 1998) o menor a 4 (Casagli y Ermini, 1999).

Por su parte, en base a un inventario a nivel global de 84 eventos de colapso de diques, el Índice Adimensional de Bloqueo o *Dimensionless Blockage Index* (DBI), propuesto por Ermini y Casagli (2003) está dado por:

$$(E3) \text{ DBI} = \log x (A_b \times H_d / V_d);$$

dónde A_b es el área de la cuenca (en m²), H_d es la altura del dique (en m), y V_d es el volumen del dique (en m³).

El resultado de DBI obtenido indica que un dique es estable si el DBI es <2.75, incierto si el DBI se encuentra comprendido entre 2.75 y 3.08 e inestable si el DBI es > a 3.08.

Cabe destacar que la altura o espesor del dique empleado para el cálculo de los índices de estabilidad difiere de la altura empleada para la estimación del volumen del dique. Esto se debe a que en el primer caso, es necesario contemplar la altura del punto por donde drena el lago o la menor altura en la zona de contacto del lago y el dique, ya que, en caso de colapso, el agua drenará por ese punto (Costa y Schuster 1991). En cambio, la estimación del volumen del dique considera el espesor total del depósito, y por lo tanto es mayor que la anterior, a fin de contemplar toda la dimensión de la masa que obstruye el valle (Cruden y Varnes 1996).

Por último, el análisis cualitativo del grado de estabilidad aparente del dique se realizó exclusivamente para los represamientos por AR, ya que estos presentan los lagos de mayor extensión. A partir de observaciones en imágenes satelitales o de campo se clasificó a cada dique en una de las seis categorías propuestas por Fan et al. (2020) (Cuadro 3).

Dicha evaluación permite clasificar los represamientos en dos grandes grupos según revistan peligrosidad de colapso o no, facilitando la detección de aquellos casos que requieren monitoreo.

RESULTADOS

Inventario y caracterización de los lagos represados por PRM

En la región de los Andes Centrales de Argentina identificamos un total de 19 lagos represados actualmente por PRM (Fig. 2, Cuadro 4), de los cuales doce están represados por avalanchas de rocas (AR) (Ej. Fig. 3a, b) y siete están asociados a flujos de detritos (FD) encauzados en abanicos aluviales (Ej. Fig. 3c). Salvo la cuenca del río Mendoza, todas las cuencas analizadas presentan lagos producto de PRM. Destaca la cuenca del río San Juan por la alta concentración de represamientos (60%), siendo igualmente importante el número de represamientos en las cuencas de los ríos Atuel y Grande, en el sur de la provincia de Mendoza.

Los lagos inventariados y medidos en las imágenes satelitales de 2020 abarcan un área total de 2.74 km², en un rango de superficies individuales que va de 0.002 a 0.553 km². Sobresalen por su extensión superior a los 0.5 km² las lagunas de Las Cargas, del Atuel (Fig. 3b) y del Ternero Ahogado (Cuadro 4). Los lagos se localizan a una altura promedio de 3230 m s.n.m., en un rango altitudinal que va de los 2015 a los 3785 m s.n.m. Específicamente, los represamientos por avalanchas de rocas se ubican en promedio a 2980 m s.n.m., mientras que los represamientos por flujos de detritos se emplazan a una altura promedio de 3622 m s.n.m.

Por último, las cuencas implicadas en los represamientos por avalanchas de rocas presentan áreas entre 4.1 y 598.8 km², con un área promedio de 58.3 km²; mientras que los lagos represados por flujos de detritos implican cuencas de menor tamaño con áreas entre 4.4 y 29.8 km², y una superficie promedio de 19.6 km².

Caracterización de los diques

Respecto a la clasificación geomorfológica de los represamientos, de las seis clases de diques definidas por Costa y Schuster (1987) recopiladas en el Cuadro 1, en el área de estudio se identificaron los tipos I a IV (Cuadro 5). El dique tipo II, caracterizado por el bloqueo total del fondo del valle por un PRM de grandes dimensiones, representa el 37 % (n=7) de los diques naturales existentes, seguido del tipo III (dique en forma de T) con un 26 % (n=5). Ambos tipos de represamientos constituyen el 94 % del área lacustre total asociada a lagos represados por PRM. Como es de prever, el dique tipo III reporta los represamientos de mayor volumen promedio (48.7 hm³). En este sentido, los tipos de dique II y III, que implican los mayores volúmenes de dique, son también los que reportan los cuerpos de agua de mayor tamaño.

Por otra parte, las cicatrices de los PRM que originan los represamientos se localizan a una altura media de 4010 m s.n.m. (Fig. 4). En promedio, son levemente más elevadas

(≈ 160 m) al norte de los 34° 30' S, mientras que al sur de dicha latitud se localizan por debajo de los 3000 m s.n.m., respondiendo al desnivel topográfico de los Andes hacia la Patagonia. A su vez, la altura promedio de las cicatrices varía según el tipo de PRM: en el caso de las avalanchas de rocas se localizan a los 3813 m s.n.m., mientras que para los flujos de detritos se sitúan en promedio a los 4484 m s.n.m. La litología más frecuente, dentro de los eventos que pudieron ser controlados en campo o a través del material bibliográfico (Cuadro 4), son las riolitas y granitos o granitoides del Grupo Choiyoi (Pm-Tr) (Camino et al. 1988), y la Formación Auquilco (Groeber 1946), compuesta mayormente de yesos del Jurásico Superior pertenecientes a la Cuenca Neuquina.

En cuanto a las dimensiones de los represamientos, como cabe esperar los diques por AR son más extensos que los represamientos por FD. Mientras que los primeros presentan un área promedio de 0.521 km², los segundos miden en promedio 0.092 km². En conjunto, los diques por AR cubren un área diez veces más grande que el área total correspondiente a los diques por FD. En general, los diques de menores dimensiones represan los lagos más pequeños (Fig. 5), mientras que los diques más extensos represan lagos más grandes. El caso de la laguna del Sosneado (rombo gris en la figura 5) constituye un dato fuera de rango ya que esta laguna es un relicto de una extensa paleo-laguna que cubría más de 5

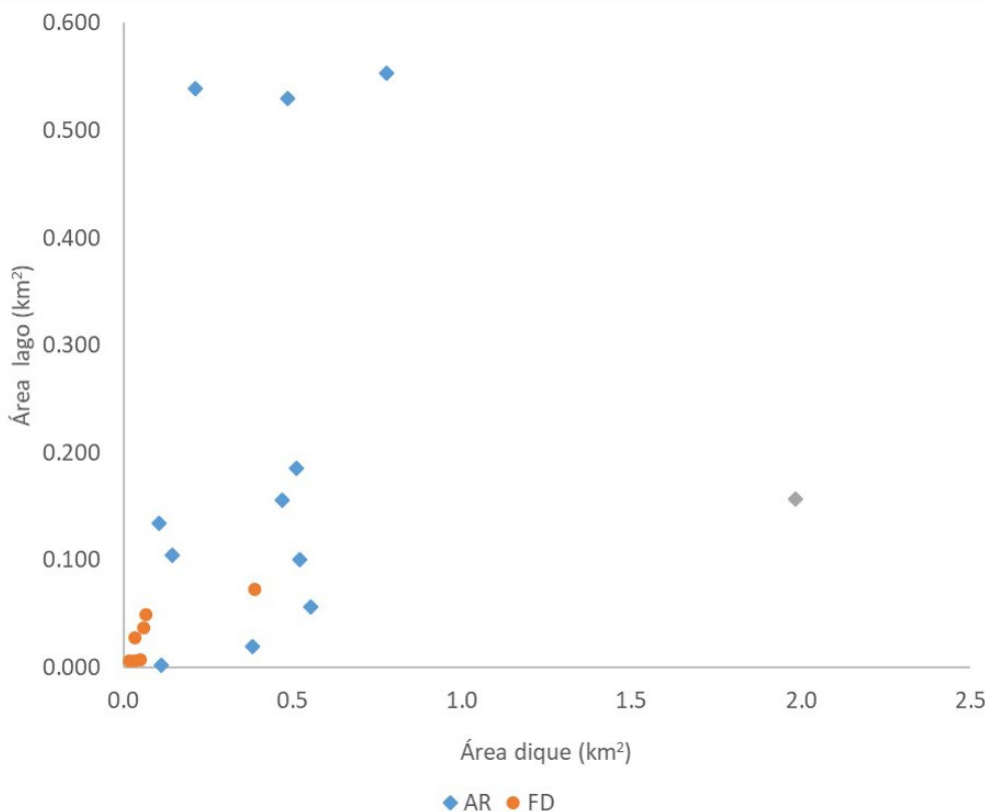


Figura 5. Área lacustre vs área del represamiento. En gris se indica la laguna del Sosneado, considerada como un dato fuera de rango por corresponder a una laguna relicta asociada a un paleo-represamiento de grandes dimensiones.

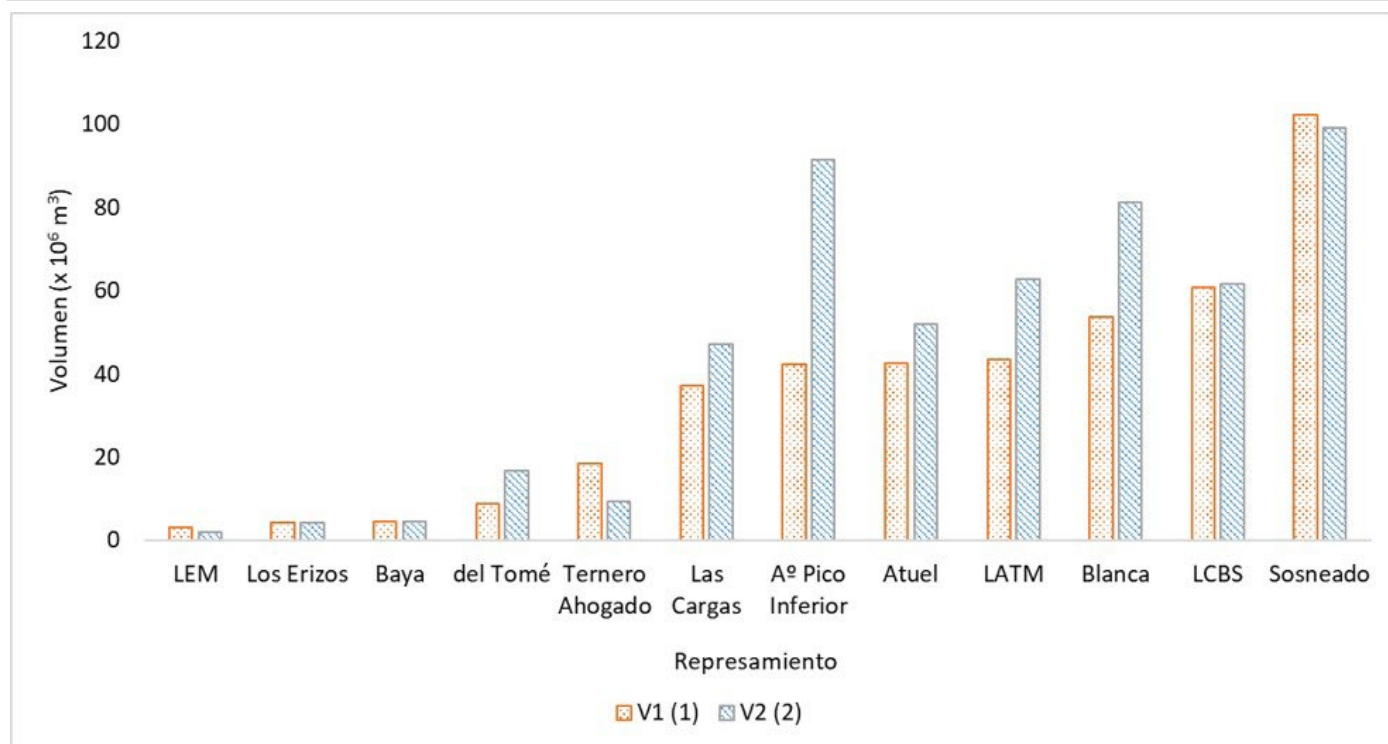


Figura 6. Comparación de los volúmenes de los represamientos estimados a partir de dos métodos. V1 corresponde al método empírico de (1) IAEG – Comisión on Landslides (1990); V2 corresponde al (2) cálculo realizado en QGIS en base al MDE.

km² originada por la avalancha de rocas arroyo Las Ánimas (Rosas y Fauqué, 2008). Si se elimina este valor anómalo (*outlier*), puede establecerse una correlación positiva débil ($r^2 = 0.297$) entre el área del dique y el área del lago.

En lo que se refiere a la estimación de los volúmenes de los represamientos por avalanchas de rocas, el método empírico (V_1) arroja volúmenes entre 3.24 y 102.17 hm³, con un volumen promedio de 35.09 hm³; mientras que el algoritmo de Qgis (V_2) estima volúmenes en un rango de 2.11 a 99.22 hm³, con un volumen promedio de 44.36 hm³. Por su parte, los diques asociados a flujos de detritos presentan volúmenes que van de 0.14 a 16.8 hm³ o 0.15 a 19.7 hm³, con un volumen promedio de 3.5 o 3.7 hm³ según el método de cálculo (Cuadro 5). Si bien los volúmenes calculados por ambos métodos se encuentran dentro de los mismos rangos, se observan diferencias de hasta el 100% en las estimaciones de los

volúmenes individuales según el método empleado (Fig. 6). Por ejemplo, el dique de la laguna A° Pico Inferior reporta un volumen de ~42 hm³ según el método empírico (V_1) mientras que el método de Qgis (V_2) indica ~91 hm³.

Registros de crecidas abruptas y evidencias de LLOF

En base a la revisión de la literatura, se identificaron para la región de los ACA, dos casos de LLOF históricos (Cuadro 6). El antecedente más reciente de LLOF corresponde al colapso parcial de la Laguna Los Erizos. Esta laguna se formó a partir de una avalancha de rocas que bloqueó el río Santa Cruz (31° 40' S, 70° 17' O) en enero del año 2005. El colapso del dique el 12 de noviembre del mismo año generó una crecida que implicó 32 hm³ de agua y sedimentos y recorrió 250 km, afectando infraestructuras hidroeléctricas en las

Cuadro 5. Número de lagos, volumen del dique y área lacustre según tipo de represamiento de acuerdo a la clasificación geomorfológica de Costa y Schuster (1988).

Tipo	f _i	Dique			Lago	
		%	Σ volumen (hm ³)	Volumen \bar{x} (hm ³)	Σ área (km ²)	Área \bar{x} (km ²)
Tipo I	4	21	48.38	12.09	0.102	0.026
Tipo II	7	37	149.54	21.36	1.213	0.173
Tipo III	5	26	243.36	48.67	1.369	0.274
Tipo IV	3	16	4.25	1.42	0.063	0.021
Total	19	100	445.53	-	2.747	-

proximidades de la ciudad de San Juan. Este evento ha sido ampliamente documentado por diversos autores (D'odorico et al. 2009, Perucca y Esper Angillieri 2009, Moreiras y Coronato 2009, Penna et al. 2013).

El segundo caso de LLOF histórico corresponde al colapso de la laguna Baya (35° 59' S, 70° 20' O) localizada en la porción sur del área de estudio. Allí, una avalancha de rocas ocurrida entre marzo de 1985 y 1986 produjo el represamien-

to del A° Cajón del Bayo (Espizúa y Bengochea 2002) y generó una laguna. Empleando imágenes satelitales se pudo acotar la fecha del LLOF entre mediados del año 2000 y enero del 2001 (Fig 7). La Fig. 7.a muestra el lago formado en una imagen Landsat del 9/04/2000 donde se observa que el cuerpo de agua se encontraba próximo a su máxima extensión y con el dique intacto. En una imagen Landsat posterior (30/01/2001) se aprecian las evidencias de LLOF (Fig. 7.b),

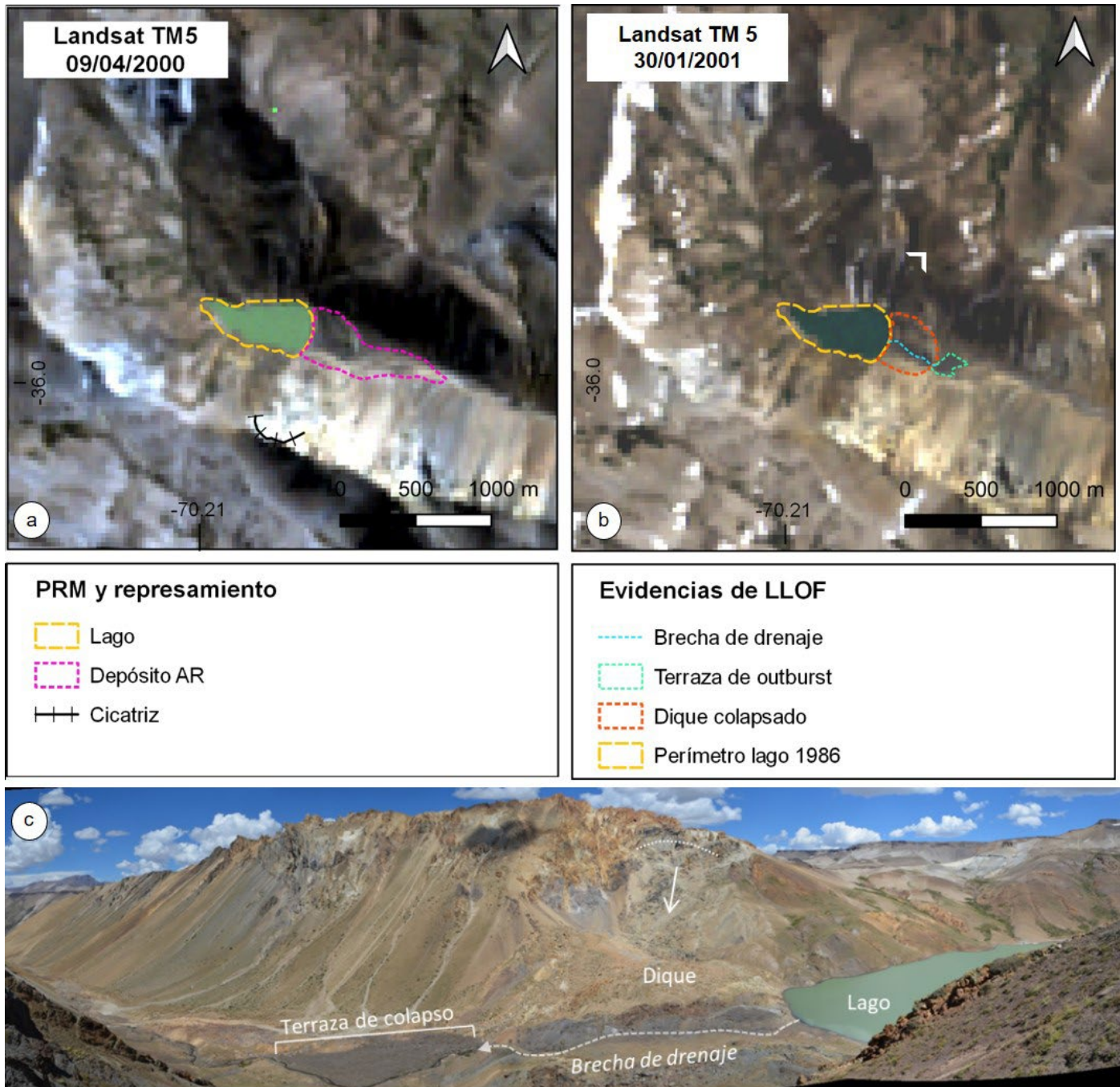


Figura 7. Evolución de la laguna Baya (31° 53' S, 69° 58' O): a) Lago formado en 1986 visto en una escena Landsat del año 2000. El lago se encuentra cercano a su máxima extensión y el dique está intacto; b) Lago con evidencias de LLOF observadas en una imagen satelital Landsat de 2001: la disminución del área lacustre, la apertura de una brecha de salida y la terraza de *outburst* o colapso sugieren el vaciamiento abrupto del lago; c) Evidencias de LLOF en la laguna Baya observadas en el campo desde la posición indicada por la marca blanca en b.

Cuadro 6. Características de los LLOFs históricos ocurridos en los Andes Centrales de Argentina.

		Los Erizos	Baya
LLOF	Ubicación	31°40'S, 70°17'O	35°59'S, 70°21'O
	Fecha	12/11/2005	Entre 09/04/2000 y 30/01/2001
	Volumen drenado (hm ³)	24.6 a 32	1.15
	Caudal de punta (m ³ /s)	7960	1186 (*)
	Daños	sí	sin registro
LAGO	Área pre - LLOF (km ²)	0.294	0.197
	Área actual (km ²)	0.104	0.134
	Longevidad	< 1 año	16 años
	Área cuenca (km ²)	598.8	4.15
DIQUE	Volumen pre-LLOF (hm ³)	12 a 14.3	13.5 a 15.8
	Volumen actual (hm ³)	2.86	4.39
	Litología	Sedimentitas y piroclásticas cubiertas por volcanitas de la Fm. Rancho de Lata	Rocas volcánicas tipo traquitas, andesitas (Andesitas Matru) que buzanan hacia el Este ~45°
Fuente		D'odorico et al (2009), Perucca y Esper Angillieri (2009), Penna et al (2013)	Espizua y Bengochea (2002), Kozlowski y Folguera (2009), este trabajo

Nota: (*) Caudal estimado con el mismo método empleado por D'odorico et al. (2009) para el caso del LLOF de Los Erizos: $Q_{max} = 0.72 \times V^{0.53}$ propuesto por Evans (1986).

fundamentalmente la apertura de una brecha de drenaje en el dique, la formación de una terraza de crecida (outburst) aguas abajo del represamiento y la disminución del área lacustre. Se estima que fueron drenados 1.15 hm³ de agua (Cuadro 6) durante este evento. Afortunadamente, el LLOF de la laguna Baya no generó daños.

A pesar de que los registros de LLOFs históricos son acotados, geoformas típicas indicadoras de este tipo de crecidas abruptas fueron reconocidas en otros tres represamientos por avalanchas de roca (laguna de Las Cargas, del Atuel y del Tomé), para los cuales no se ha podido establecer la fecha de colapso del dique, pero se infiere que colapsaron de manera catastrófica. Por último, el paleorepresamiento y colapso de la laguna Blanca es estudiado por Jeanneret et al. (2020).

En síntesis, de los 12 lagos represados por avalanchas de rocas en el presente, dos se formaron y colapsaron en los últimos 40 años mientras que otros cuatro represamientos colapsaron en tiempos pre-históricos. Así, la mitad de los represamientos por avalanchas de roca identificados colapsaron y presentan evidencias geomorfológicas de LLOF.

Análisis de estabilidad

Al analizar la estabilidad de los represamientos por PRM (Cuadro 7), el Índice de Bloqueo (BI) arrojó que dos diques se ubican en el dominio inestable (Laguna Los Erizos, BI = 3.8 y lago Arroyo Pico Superior, BI= 3.8), mientras que otras cuatro lagunas represadas por FD se encuentran en el dominio incierto y las 13 restantes se encuentran en el dominio de diques estables (Fig. 8a).

Por otra parte, el índice DBI indica que 13 de los represamientos estudiados serían estables (Fig. 8b), mientras que las lagunas A° del Pico Medio (DBI=2.79) y A° del Tigre Superior (DBI=2.95) se encuentran en el dominio incierto y la laguna A° Pico Superior se halla dentro del dominio inestable (DBI=3.27).

Para los lagos represados por AR, la evaluación cualitativa de estabilidad aparente del dique (Cuadro 7) indica que existen dos grupos de diques que requieren evaluación de peligrosidad y monitoreo: por un lado, tres diques estables a largo plazo (Ternero Ahogado, Casa Blanca Superior y A° Pico Inferior) y, por el otro, seis diques colapsados (Atuel, Las Cargas, Blanca, Baya, Los Erizos y del Tomé). Por otra parte, sólo tres represamientos no requieren monitoreo o medidas de remediación, de los cuales dos corresponden a diques erosionados a largo plazo y uno a un dique erosionado a corto plazo (Fig. 9).

DISCUSIÓN

La existencia de 19 lagos actuales represados por procesos de remoción en masa en los Andes Centrales de Argentina indica que este tipo de lagos y los procesos que los generan son elementos comunes en el paisaje de las cuencas andinas. Los lagos actuales ocupan un área total de 2.74 km² y se ubican a una altura promedio de 3217 m s.n.m. según lo observado para el año 2020. En estos ambientes de altura predomina el desarrollo de suelo congelado (permafrost) y, por ende, es común un efecto marcado de crioclastismo en las laderas. En este sentido, Moreiras et al. (2020) indica que el efecto de la deglaciación andina tiene un rol fundamental en la generación de procesos de remoción en masa. Por otra parte, a estas latitudes las alturas de los represamientos por PRM se encuentran por fuera del dominio glaciar, donde se desarrollan en cambio lagos represados típicamente por glaciares, por morenas o por el afloramiento rocoso erosionado (Correas-Gonzalez et al. 2020).

Respecto a los tipos de represamientos por PRM, 63% corresponde a avalanchas de roca cuyo volumen promedio del dique es de 44.3 hm³, mientras que el 37% restante se asocia a flujos detritos con diques de 3.4 hm³ de volumen promedio.

Cuadro 7: Síntesis del grado de estabilidad estimado según distintos índices para los represamientos por procesos de remoción en masa actuales en los Andes Centrales de Argentina.

Lago	índice BI	Dominio	índice DBI	Dominio	Estabilidad aparente
Las Cargas	6.36	Estable	1.46	Estable	Dique colapsado – RM
A° Pico Inferior	6.44	Estable	1.80	Estable	Estable a largo plazo – RM
Del Atuel	5.92	Estable	2.09	Estable	Dique colapsado – RM
A° Tigre del Medio	6.00	Estable	2.24	Estable	Erosionado a largo plazo – NRP
Baya	6.05	Estable	1.53	Estable	Dique colapsado – RM
Blanca	5.93	Estable	2.33	Estable	Dique colapsado – RM
A° Casa Blanca Superior	6.66	Estable	1.47	Estable	Estable a largo plazo – RM
Exploración Minera	5.15	Estable	2.42	Estable	Erosionado a corto plazo – NRP
Los Erizos	3.84	Inestable	2.46	Estable	Dique colapsado – RM
Sosneado	7.32	Estable	0.19	Estable	Erosionado a largo plazo NRP
Del Tomé	6.23	Estable	1.32	Estable	Dique colapsado – RM
Ternero Ahogado	5.28	Estable	2.54	Estable	Estable a largo plazo – RM
Ansilla	4.90	Incierto	2.62	Estable	No evaluada
Río de La Fortuna	5.57	Estable	2.14	Estable	No evaluada
A° de La Honda	4.79	Incierto	1.68	Estable	No evaluada
A° Tigre Superior	4.30	Incierto	2.95	Incierto	No evaluada
A° Pico Superior	3.78	Inestable	3.27	Inestable	No evaluada
A° Pico Medio	4.88	Incierto	2.79	Incierto	No evaluada
A° del Diablo	5.85	Estable	1.97	Estable	No evaluada

Nota: RM significa requiere monitoreo, NRP significa no reviste peligrosidad según el análisis de estabilidad aparente propuesto por Fan et al. (2020).

Las litologías implicadas en los procesos gravitacionales analizados involucran vulcanitas altamente fracturadas por crioclastismo y yesos friables, las cuales son muy susceptibles al colapso. Además, las rocas evaporíticas suelen comportarse como zona de despegue para los afloramientos rocosos que la subyacen, en coincidencia con otros PRM reportados para la región (Fauqué et al. 2010).

En general se desconoce la fecha de formación de las lagunas inventariadas, salvo para los casos de represamientos ocurridos en tiempos históricos, como la laguna Los Erizos (D'odorico et al. 2009, Perucca y Esper Angillieri 2009, Penna et al. 2013) y Baya (Espizúa y Bengochea 2002). Dentro de los paleo-represamientos, solo la laguna Blanca ha sido dataada en 12 ka (Jeanneret et al. 2020).

En lo que se refiere al análisis de estabilidad de represamientos, el índice DBI indica que todos los lagos actuales represados por AR son estables, mientras que dos de las siete lagunas represadas por flujos de detritos se encuentran en el dominio incierto y una sería inestable. Sin embargo, el grado de peligrosidad de LLOF asociado a estas tres lagunas es relativo debido a sus pequeñas dimensiones (áreas entre 0.006 y 0.05 km²) según se observó en el año analizado. Por

otra parte, el índice BI establece que el lago de Los Erizos y la laguna A° Pico Superior serían inestables en sus condiciones actuales. En el primer caso, aunque dicho lago ya colapsó en el pasado y actualmente se preserva un lago de menores dimensiones, las condiciones de inestabilidad que originaron el primer represamiento se encuentran aún activas y, de acuerdo a una evaluación detallada realizada por Penna et al. (2013), es posible que la avalancha de rocas que dio origen al lago se reactive, engrosando el represamiento actual y dando lugar a la formación de un lago de mayor volumen potencialmente inestable. Por otra parte, el caso de la laguna del A° Pico Superior corresponde a una laguna de dimensiones pequeñas (0.006 km²), por lo que no revestiría peligrosidad si no cambia de tamaño.

Advertimos que la mitad de los represamientos naturales asociados a avalanchas de rocas presenta evidencias geomorfológicas de LLOF (terrace de crecida o *outburst*, incisión del dique, etc.) y dos de estos lagos se formaron y colapsaron en los últimos 40 años, con longevidades muy dispares. Según Costa y Schuster (1987), el 50% de los colapsos de diques por PRM se produce en los primeros 10 días desde la formación del lago y el 85% de ellos lo hace dentro del

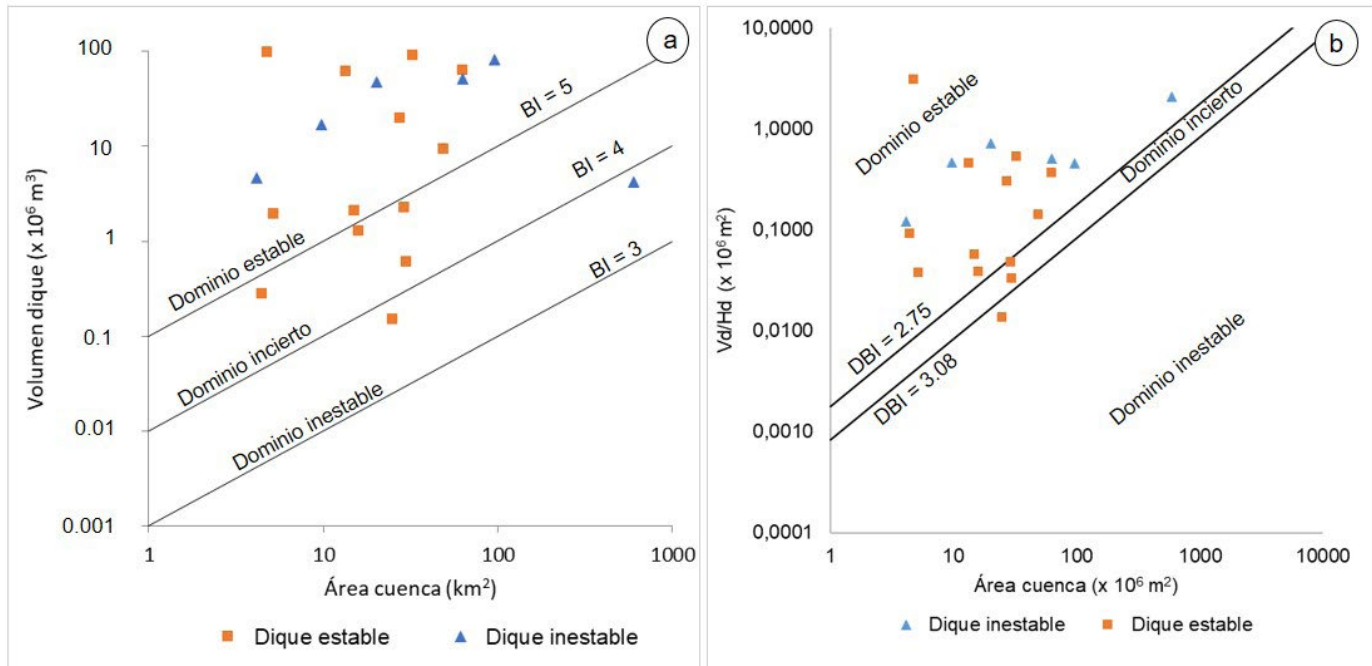


Figura 8. Análisis de estabilidad de los represamientos por procesos de remoción en masa en los ACA según: a) Índice de bloqueo (BI) y b) Índice Adimensional de Bloqueo (DBI).

primer año, tal como sucedió en el caso de la laguna de Los Erizos. Sin embargo, los represamientos que sobreviven al primer año pueden generar lagos relativamente estables, como el caso de la laguna Baya que sobrevivió 16 años hasta colapsar, aunque se han reportado LLOFs de diques mucho más antiguos (Hermanns et al. 2011). Esto es particularmente cierto para el caso de la laguna Cari Lauquen ubicada al sur del área de estudio ($36^{\circ} 30' S$) que se formó hace 2.2 ± 0.6 ka y colapsó por condiciones climáticas excepcionales, las cuales incluyeron temperaturas elevadas que indujeron eventos masivos de fusión nivoglacial y precipitaciones abundantes (Hermanns et al., 2011). En este sentido, lagunas actuales pueden ser muy longevas (decenas a miles de años) y consideradas estables, y sin embargo constituir fuentes de potenciales crecidas abruptas en caso de que las condiciones hidrodinámicas de la cuenca se vean modificadas (Fan et al. 2020). En la región de los Andes Centrales, donde predominan condiciones de aridez, los factores desestabilizantes de las lagunas podrían vincularse a condiciones climáticas extremas, como las asociadas al LLOF de Cari Lauquen, pero los índices de estabilidad utilizados no consideran los contextos hidrológicos y climatológicos de estas cuencas particulares. Tampoco se descartan otros factores desestabilizantes reportados como causas frecuentes de colapso del dique como ser la actividad sísmica capaz de sacudir el cuerpo de agua o generar PRM que impacte contra el lago formando olas que puedan sobrepasar y erosionar el dique (Costa y Schuster 1988, Fan et al. 2020).

La ocurrencia de LLOFs en tiempos recientes y la evidencia de paleo-LLOFs sugieren que este tipo de crecidas son comunes en el área de estudio, incluso a partir de lagos considerados estables como el caso de la laguna Baya, que colapsó aun siendo clasificada como laguna estable por los índices BI y DBI. Esto coincide con los resultados hallados por Hermanns et al. (2006) para otros lagos de Argentina localizados en Patagonia Norte ($36^{\circ} 30' - 37^{\circ} 30' S$) considerados dentro del dominio estable (Laguna Navarrete) y del dominio incierto (Cari Lauquen), y que, no obstante, colapsaron de manera catastrófica. Estos casos reportados tanto dentro como fuera del área de estudio, y señalados como excepciones a los umbrales establecidos por los índices geomórficos de estabilidad (BI, DBI), sugieren que es necesario evaluar y redefinir los dominios de estabilidad de los represamientos para los Andes Centrales de Argentina a fin de adaptarlos a las características propias de la región. En este sentido, el presente inventario y caracterización de los represamientos por PRM podría servir de base para dicha adecuación. Sin embargo, mediciones realizadas en terreno serían necesarias para ajustar los índices a las condiciones regionales, a fin de mejorar el grado de certeza de las estimaciones de estabilidad.

Frente a esta limitación de los índices geomórficos clásicos, consideramos que la clasificación de acuerdo al grado de estabilidad aparente del dique propuesta por Fan et al. (2020) aporta una mirada más conservadora respecto a la estabilidad de los diques. Así, diques longevos y considerados estables de acuerdo a los índices geomórficos, como por

ejemplo la Laguna del Ternero Ahogado, cobran relevancia bajo este enfoque que destaca que longevidad (i.e. tiempo de existencia) no es sinónimo de estabilidad (i.e. susceptibilidad de colapso). A su vez, esta condición de dique aparentemente estable a largo plazo advierte sobre la necesidad de minimizar el riesgo de inferir estabilidad en casos que no han sido suficientemente estudiados o que por la longevidad o ubicación remota del represamiento no están presentes en el imaginario de los peligros naturales de las poblaciones (Fan et al. 2020). Bajo esta concepción, se reportan en este trabajo nueve lagos represados por avalanchas de rocas que requieren una evaluación de peligrosidad particular detallada y monitoreo continuo para detectar posibles cambios en las condiciones de estabilidad.

Por último, cabe destacar que en este trabajo hemos considerado los parámetros actuales de los represamientos, por lo que sería necesario evaluar la estabilidad de los diques en función de las características originales de los represamientos pre-LLOF, a fin de establecer si los índices empleados logran predecir condiciones de inestabilidad para los paleo-diques que presentan evidencias de colapso. Por otra parte, mediciones más precisas respecto a los volúmenes de los represamientos mejorarían la confiabilidad de los análisis de estabilidad a partir de índices geomórficos.

CONCLUSIONES

El objetivo del presente trabajo fue estudiar los represamientos actuales generados por PRM para obtener los parámetros morfométricos de los diques naturales y los lagos represados y analizar la peligrosidad de crecida abrupta asociada al colapso de este tipo de diques en base a, por un lado, los antecedentes de LLOF y, por el otro, la evaluación de la estabilidad de los diques empleando índices geomórficos.

En la región de los Andes Centrales de Argentina se identificaron 19 represamientos por PRM. Estos lagos se localizan en ambientes de altura marcados por el desarrollo de suelo congelado (permafrost) y procesos de crioclastismo en las laderas. Asimismo, el efecto de la deglaciación andina podría contribuir a la generación de procesos de remoción en masa, pudiendo causar nuevos represamientos en la región.

Los índices geomórficos calculados (BI y DBI) indican que los lagos en pie hacia 2020, son estables bajo las condiciones actuales, salvo el lago Los Erizos cuyo BI indica inestabilidad y el lago A° Pico Superior que es identificado como inestable por los índices BI y DBI. Por otra parte, la evaluación del grado de estabilidad aparente de los diques, con un enfoque más conservador, indica que nueve de los lagos existentes requieren

monitoreo. En la región, la ocurrencia de eventos LLOF históricos originados en lagos longevos así como paleo-LLOFs, advierte la necesidad de monitorear los lagos ubicados en las zonas altas de la cordillera ya que la estabilidad aparente de los diques podría verse alterada por factores externos o condiciones climáticas extremas.

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se financió en parte con una beca doctoral de CONICET. Las campañas a terreno se financiaron con el Programa ANLAC y el PIP 11220200102427.

REFERENCIAS

- Anselmi, G., Cegarra, M.I.; Gaido, M. F. Yamin, M., Pereyra, F. X. y Herrmann, C. J. 2021. Hoja Geológica 3169-27 Barreal (1:250.000), Provincia de San Juan. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 444. 104 p. Buenos Aires.
- Canuti, P., Casagli, N. y Ermini, L., 1998. Inventory of landslide dams in the Northern Apennine as a model for induced flood hazard forecasting. En: *Managing HydroGeological Disasters in a Vulnerable Environment*. CNR-GNDCI and UNESCO IHP, Perugia, 189-202.
- Caminos, R., Llambías, E.J., Rapela, C.W. y Parica, C.A. 1988. Late Paleozoic/Early Triassic magmatic activity of Argentina and the significance of new Rb-Sr ages from northern Patagonia: *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 137-145.
- Casagli N. y Ermini L. 1999. Geomorphic analysis of landslide dams in the Northern Apennine. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union* 20(3): 219-249.
- Correas-Gonzalez, M., Moreiras, S. M. y Klimeš, J. 2020. Spatial distribution of lakes in the Central Andes (31°–36°), Argentina: Implications for outburst flood hazard. En: Vilímek, V. Wang, F., Strom, A., Sassa, K. Bobrowsky, P. y Takara, K. (eds.), *Understanding and reducing landslide disaster risk. Catastrophic Landslides and Frontiers of Landslide Science*. 5: 95-102. Springer, Cham.
- Costa, C., y Gonzalez Díaz, E.F. 2007. Age constraints and paleoseismic implication of rock avalanches in the northern Patagonian Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 48-57.
- Costa, J. E., y Schuster, R. L. 1988. The formation and failure of natural dams. *Geological society of America bulletin* 100(7): 1054-1068.
- Costa, J. E., y Schuster, R. L. 1991. Documented historical landslide dams from around the world. *US Geological Survey*.
- Cruden, D. M. y Varnes, D. J. 1996. *Landslides: Investigation and mitigation*. Chapter 3. Landslide types and processes. Special report. 247: 36-75. Transportation Research Board, US National Academy of Sciences.

- Díaz, H.F. y Kiladis, G.N. 1992. Atmospheric teleconnections associated with the extremes phases of Southern Oscillation. En: Diaz, H. F. y Markgraf, V. (eds.). *El Niño Historical and Paleoclimatic Aspects of the Southern Oscillation*. Cambridge University Press, 7-28.
- D'odorico, P. E., Pérez, D. J., Sequeira, N. y Fauqué, L. 2009. El represamiento y aluvión del río Santa Cruz, Andes Principales (31° 40'S), provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(4): 713-724.
- Drewes, J., Moreiras, S. M. y Korup, O., 2018. Permafrost activity and atmospheric warming in the Argentinian Andes. *Geomorphology* 323(2834).
- Emmer, A. 2021. Mapping glacial lake outburst flood landforms for enhanced understanding of their occurrence. *GEOGRAZ* 68: 26-29.
- Ermini, L., y Casagli, N. 2003. Prediction of the behaviour of landslide dams using a geomorphological dimensionless index. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 31-47.
- Esper Angillieri, M., Forte, A., Ocaña, R., y Villarroel, C. 2021. Inventario y clasificación de diques naturales. Cuenca Río Blanco, Andes Centrales. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 78: 550-563.
- Espizua, L. E. y Bengochea, J. D. 2002. Landslide Hazard and Risk Zonation Mapping in the Río Grande Basin, Central Andes of Mendoza, Argentina. *Mountain Research and Development* 22(2): 177-185.
- Evans, S. G. 1986. The maximum discharge of outburst floods caused by the breaching of man-made and natural dams. *Canadian Geotechnical Journal* 23(3): 385-387.
- Evans, S.G. 2006. The formation and failure of landslide dams: An approach to risk assessment. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment*: 15-19.
- Fan, X., Dufresne, A., Siva Subramanian, S., Strom, A., Hermanns, R., Tacconi Stefanelli, C., Hewitt, K., Yunus, A. P., Dunning, S., Capra, L., Geertsema, M., Miller, B., Casagli, N., Jansen, J. D., y Xu, Q. 2020. The formation and impact of landslide dams – State of the art. *Earth-Science Reviews* 203: 103-116.
- Fauqué, L. E., Baumann, V., Tomasso, I. D., Rosas, M., Hermanns, R. L., González, M. A., y Coppolecchia, M. 2005. Evidencia de paleoendemicamientos en la cuenca del río Mendoza. Provincia de Mendoza. Argentina. *Proceedings of the International Conference on Landslide Risk Management*, 8.
- Fauqué, L., Wilson, C., Hermanns, R., y Rosas, M. 2010. Factores y causas que facilitaron el proceso de remoción en masa en la alta cordillera de Mendoza y San Juan. Argentina. XV Congreso Peruano de Geología, 9: 303-307.
- Garreaud, R.D. 2009. The Andes climate and weather. *Adv. Geosci.* 22: 3-11
- González Díaz, E. F., Folguera, A., Costa, C. H., Wright, E., y Ellinsondo, Y. M. 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36°- 38°S: una propuesta de inducción sísmica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (2): 197-217.
- González Díaz, E. F., Giaccardi, A. D., y Costa, C. H. 2001. La avalancha de rocas del río Barrancas (Cerro Pelán), norte del Neuquén: Su relación con la catástrofe del río Colorado (29/12/1914). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56(4): 466-480.
- Groeber, P. 1916. Informe sobre las causas que han producido las crecientes del río Colorado (territorios del Neuquén y La Pampa) en 1914. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín 11, Serie B (Geología): 1-29, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 1(3): 177-208. Buenos Aires.
- Hermanns, R.L. 2013. Landslide Dam. In: Bobrowsky, P.T. (eds) *Encyclopedia of Natural Hazards*. Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer, Dordrecht: 602-606.
- Hermanns, R. L., Folguera Telichevsky, A., Gonzalez Diaz, E. F., y Fauque, L. E. 2006. Landslide dams in the Central Andes of Argentina: showing the need of revising the established landslide dam classification.
- Hermanns, R. L., Folguera, A., Penna, I., Fauqué, L., y Niedermann, S. 2011. Landslide dams in the Central Andes of Argentina (northern Patagonia and the Argentine northwest). En: Evans, S.G., Hermanns, R. L., Strom, A. y Scarascia-Mugnozza, G. (eds.), *Natural and artificial rockslide dams*. 133: 147-176. Springer.
- Hewitt, K. 2002. Postglacial Landform and Sediment Associations in a Landslide-Fragmented River System: The Transhimalayan Indus Streams, Central Asia. In: Hewitt, K., Byrne, M.L., English, M., Young, G. (eds) *Landscapes of Transition*. The GeoJournal Library, vol 68. Springer, Dordrecht.
- Jeanneret, P., Moreiras, S. M., Merchel, S., Gärtner, A., Binnie, S., Orgeira, M. J., Aumaitre, G., Bourles, D. y Keddadouche, K. 2020. Novel cosmogenic datings in landslide deposits, San Juan, Argentina. En: *Workshop on World Landslide Forum*: 361-370. Springer Cham.
- Jeanneret, P. y Moreiras, S.M. 2021. Landslide Distribution and Contributing Factors in a Mountain Basin of Argentinean Central Andes (31°S). En: Bouza, P., Rabassa, J., Bilmes, A. (eds) *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina*. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham. 154-173.
- Korup, O. (2004). Korup, O. (2004). Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams. *Engineering Geology*, 73(1-2), 13-35.
- Kozłowski, E. N., y Folguera, A. 2009. Primer registro histórico de una avalancha de rocas en los Andes argentinos: Región de la laguna Baya en los Andes mendocinos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1): 233-235.
- Lauro, C., Vich, A., y Moreiras, S. M. 2016. Variabilidad del régimen fluvial en cuencas de la región de Cuyo. *Geoacta*, 40 (2): 28-51
- Lliboutry, L. 1998. *Glaciers of South America*. *Glaciers of Chile and Argentina*. En *Satellite Image Atlas of Glaciers of the World*: Vol. U.S. Geological Survey Professional Paper 1386. USGS.
- Masiokas, M. H., Rivera, A., Espizua, L. E., Villalba, R., Delgado, S., y Aravena, J. C. (2009). *Glacier fluctuations in extratropical South Ame-*

- rica during the past 1000 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 281(3): 242-268.
- Moreiras, S.M., Lauro, C. Mastrantonio, L. 2012. Stability analysis and morphometric characterization of palaeo-lakes of the Benjamin Matienzo basin, Las Cuevas River, Argentina. *Natural Hazards (Dordrecht)* 62: 593 – 611.
- Moreiras, S. M., Jeanneret, P., Junquera, S., Correas-Gonzalez, M., y Moragues, S. 2020. Colapsos de morenas posiblemente asociados a la deglaciación pleistocena en los Andes Centrales de Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 77(1): 91-103.
- Moreiras, S. M. y Coronato, A. 2009. Landslide processes in Argentina. En: Latrubesse, E. M. (Ed.). *Developments in Earth Surface Processes*, Elsevier, Volume 13, 2009, Pages 301-332.
- Moreiras, S. M. y Páez, M. S. 2015. Historical damage and earthquake environmental effects related to shallow intraplate seismicity of central western Argentina. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1): 369-382.
- Moreiras, S. M. y Sepúlveda, S. A. 2015. Megalandslides in the Andes of central Chile and Argentina (32°–34°S) and potential hazards. *Geological Society, London, Special Publications*, 399(1): 329-344.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., y McMahon, T. A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, 11: 1633-1644.
- Penna, I. M., Derron, M.-H., Volpi, M., y Jaboyedoff, M. 2013. Analysis of past and future dam formation and failure in the Santa Cruz River (San Juan province, Argentina). *Geomorphology*, 186: 28-38.
- Perucca, L. P., y Esper Angillieri, M. Y. 2009. Evolution of a debris-rock slide causing a natural dam: The flash flood of Río Santa Cruz, Province of San Juan—November 12, 2005. *Natural hazards* 50(2): 305-320.
- QGIS 3.10 2023: https://docs.qgis.org/3.10/en/docs/user_manual/processing_algs/qgis/rasteranalysis.html?highlight=volume#raster-surface-volume.
- Ramos, V. A., Aguirre-Urreta, M. B., Álvarez, P. P., Coluccia, A., Giambigi, L., Pérez, D. J., Tunik, M., Vujovich, G. I., Fusari, C. y Narciso, V. 2010. Hoja Geológica 3369-III, Cerro Tupungato (1:250.000). Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 386, 141 pp. Buenos Aires.
- Ramos, V. A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. *Geología Argentina*, 29(24): 15-75.
- Ramos, V., Caminos, R., y Cortes, J. M. 2000. Hoja geológica 3369-I Cerro Aconcagua (1: 250.000). Buenos Aires: Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico.
- Rosas, M., y Fauqué, L. 2008. Avalanchas de rocas en el valle superior del río Atuel. Mendoza, Argentina. 17° Congreso Geológico Argentino. Actas 17: 311-312, Jujuy.
- Rosas, M., y Moreiras, S. M. (2023). Características de la avalancha de roca holocena que represa la Laguna Atuel (34°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 80(2).
- Tapia Baldis, C y Trombotto, D. 2015. Cinturones altitudinales criogénicos en la cuenca del río Bramadero, San Juan, Argentina; *Fundación Miguel Lillo; Acta Geológica Lilloana*; 27; 2; 12-; 146-158
- Viale, M. y Nuñez, M. 2011. Climatology of Winter Orographic Precipitation over the Subtropical Central Andes and Associated Synoptic and Regional Characteristics. *Journal of Hydrometeorology*, 12: 481-507.
- Wang, F., Okeke, A. C. U., Kogure, T., Sakai, T., & Hayashi, H. 2018. Assessing the internal structure of landslide dams subject to possible piping erosion by means of microtremor chain array and self-potential surveys. *Engineering Geology*, 234, 11-26.
- Zhu, X., Peng, J., Liu, B., Jiang, C., y Guo, J. 2020. Influence of textural properties on the failure mode and process of landslide dams. *Engineering Geology* 271: 105613.