

Caracterización morfológica y cálculo de la estabilidad de los paleo-represamientos de la Quebrada Benjamín Matienzo, nacientes del río Las Cuevas, Mendoza, Argentina

Carolina Lauro¹, Stella Maris Moreiras¹, Leandro Mastrantonio², Alberto I.J. Vich¹

¹ IANIGLA -CCT, CONICET. Mendoza, Argentina.

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

E-mail: caro_lauro@hotmail.com

RESUMEN: Los represamientos naturales se originan por la obstrucción de los cauces como resultado de la llegada repentina de material detrítico proveniente de glaciares o por procesos de remoción en masa. Las poblaciones ubicadas aguas abajo se encuentran amenazadas por el posible colapso abrupto de estos diques naturales que se traducen en violentos flujos de detritos o aluviones que ocasionan numerosos daños. Sin embargo el origen, las características morfológicas y la estabilidad de estos lagos a menudo son ignorados. En la quebrada Benjamín Matienzo (32° 14' 20" LS-70° 02' 10" LO) se estudiaron seis paleo-represamientos denominados de norte a sur: Goyete, Negro, Casa de Piedra, Lagunita, Susanita y Matienzo. Se determinó el origen de los mismos, sus parámetros morfométricos, el índice de bloqueo y los caudales de los aluviones que se hubiesen generado en caso de colapso drástico. Los resultados obtenidos permiten concluir que cinco de los paleo-represamientos se originaron por colapsos de laderas. El paleo-represamiento más grande denominado Susanita alcanzó una superficie de 326.140 m² y un volumen 2,83 hm³. Mientras que el más chico, el Negro, cubrió 55.226 m² con un volumen de 0,16 hm³. La ausencia de sedimentos lacustres finos y de paleo-costas sugiere que los represamientos tuvieron una corta vida. De acuerdo al índice de bloqueo todos los paleo-represamientos fueron inestables a excepción de Goyete. Los caudales máximos estimados para un posible colapso drástico oscilan entre 22 y 151 m³/s, siendo este rango notablemente mayor que el caudal medio anual del río Las Cuevas (6,6 m³/s), pero similar al caudal instantáneo de este río para 2 años de recurrencia (157 m³/s). Esta información base permite estimar la susceptibilidad de la región y prevenir el impacto de futuros eventos lo cual es fundamental para un adecuado ordenamiento territorial estableciendo a las comunidades vulnerables en áreas estables.

INTRODUCCIÓN

Las condiciones hidrográficas y la morfología de los valles montañosos pueden ser modificados por diferentes agentes geomorfológicos que obstruyen los cauces causando represamientos naturales (Abele, 1984). El estudio de estos reservorios naturales independientemente del fenómeno que les da origen es fundamental a ser tenido en cuenta ya que representan una gran amenaza para las poblaciones e infraestructura que se encuentran aguas abajo. Estas represas se caracterizan por tener una corta duración y por lo general colapsan generando un vaciamiento abrupto de los cuerpos lacustres que se traducen en

violentos flujos de detritos o aluviones aguas abajo ocasionando numerosos daños (Costa y Schuster 1988; ICIMOD 2011; Parker *et al.*, 2011; Cao *et al.*, 2011).

El colapso más catastrófico ocurrido en Argentina fue en el año 1914 con el caso de la laguna Carri-Lauquen originada por un deslizamiento desde el cerro Pelán, colapsó después de 2,2 Ka de existencia (González Díaz *et al.*, 2001), generando un violento aluvión en el río Barrancas (Groeber, 1916, 1933). Se evacuaron 1,55 km³ de agua (Groeber, 1916; González Díaz *et al.*, 2001) por el río Barrancas alcanzando el río Colorado y desembocando en el océano Atlántico a 1.000 km de distancia de donde se originó el flujo (Schuster y Highland 2001). Se produjeron graves daños a los campos e infraestructura (Groeber, 1933; Schuster *et al.*, 2002).

Debido a la falta de memoria colectiva generalmente se subestima el peligro potencial de estos eventos, como sucedió en el caso del represamiento originado por un deslizamiento sobre el río Santa Cruz que había sido reportado por empleados de una compañía minera, sin embargo no se tomaron medidas ante esta situación de riesgo. El represamiento colapsó en noviembre del 2005, dañando infraestructura a lo largo del río San Juan, ocasionando problemas en la disponibilidad de agua potable para la población entre otros daños. El flujo alcanzó los 32.100.000 m³ en 67 minutos y recorrió 254 km en 12 horas (D'Odorico Benites *et al.*, 2009).

En algunos casos los represamientos pueden drenar sin necesidad de un rompimiento de la presa. De todas formas poder determinar un colapso drástico es fundamental para tener un efectivo sistema de alarma, que permita evitar grandes pérdidas y elevados costos de reconstrucción. Los daños causados van a depender de la magnitud del aluvión ocasionado, el cual está directamente relacionado con el volumen de la laguna. Por ello en este trabajo se realiza un estudio morfológico de los paleo-represamientos identificados en las nacientes del río Las Cuevas estableciendo su origen, volumen y superficie. Además se evaluó la estabilidad de los represamiento utilizando el índice de bloqueo (DBI) (Ermini y Casagli, 2003) y estimando la magnitud del aluvión generado en caso de colapso repentino de los represamientos.

CARACTERIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende la quebrada Benjamín Matienzo que se encuentra al N-O de la provincia de Mendoza, a los 32° 14' S y 70° 02' O, en la cordillera Principal de los Andes y forma parte del Parque Provincial Aconcagua. Se accede por la ruta nacional n° 7 hasta la localidad de Las Cuevas donde se ingresa caminando a la quebrada. Es un valle longitudinal con sentido N-S de 30 km extensión, con una superficie de aproximadamente 178,54 km². Las nacientes alcanzan los 5.000 msnm y en la localidad de Las Cuevas los 3.100 msnm. Constituye las nacientes del río Las Cuevas que 40 km al S-E confluye con el río Tupungato para conformar el río Mendoza (Fig. 1).

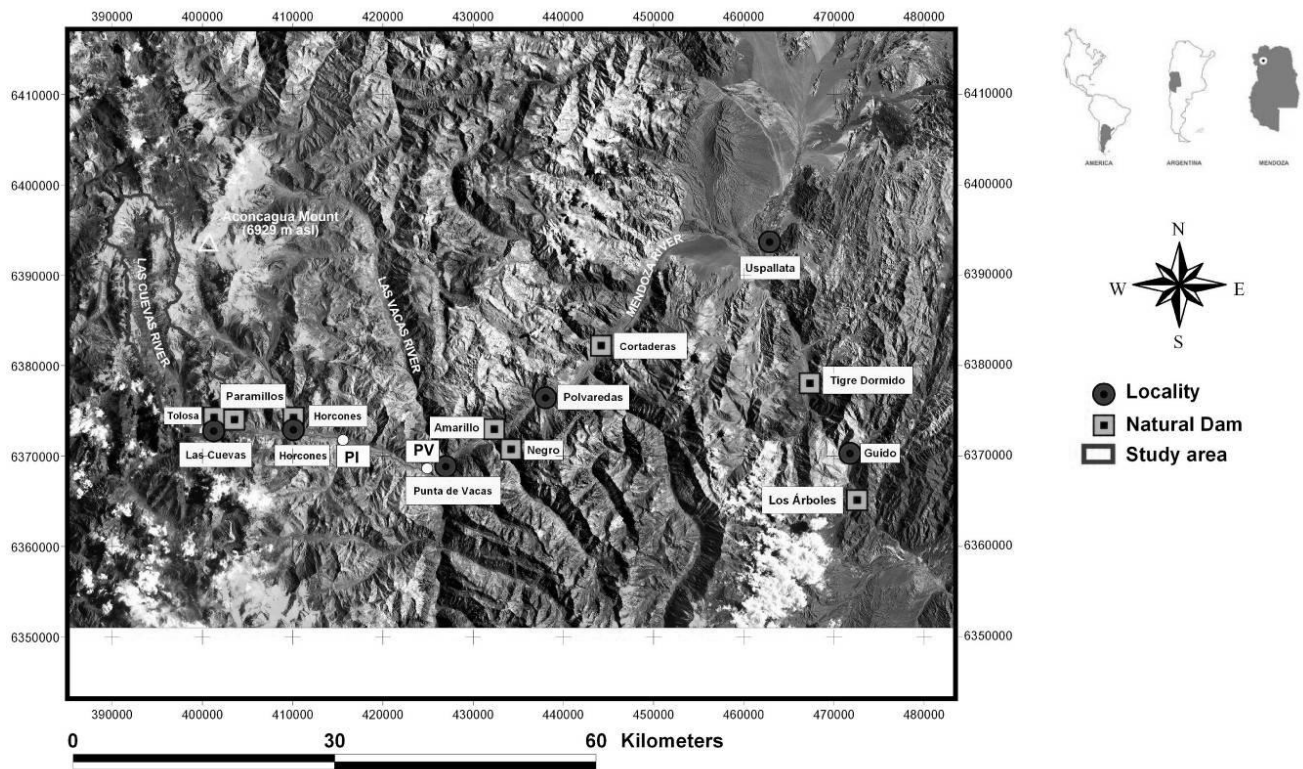


Figura 1: Imagen Satelital Landsat TM 2007, se observa el área de estudio, los paleo-represamientos a lo largo del valle del río Las Cuevas-Mendoza y las estaciones meteorológicas de punta de vacas (PV) y puente del Inca (PI).

La línea de cresta de la ladera oeste del valle constituye el límite orográfico con Chile promediando los 4.500 msnm, la ladera este esta conformada por un cordón discontinuo integrado por el Co. Tolosa (5.432 m), Co. de los Dedos (5.018 m), Co México (5.038 m), Co. Catedral (5.335 m) y Pan de Azúcar (5.220 m). En la cabecera encontramos glaciares como el Cajón del Rubio (4.171 msnm), Alma Blanca (4.362 msnm), Piloto (4.337 msnm) y hacia el sur de la quebrada el glaciar Matienzo (4.965 msnm). Estos cuerpos de hielo son esenciales para el comportamiento hidrológico del los ríos Andinos, cuyo caudal incrementa temporalmente debido al derretimiento de la nieve y glaciares durante el período estival, siendo sensible ante efectos del Niño-ENSO (Masiokas et al., 2006, 2010). El caudal máximo y mínimo del río Las cuevas varía entre 14,38 m³/s y 4,22 m³/s (Wingenroth, 1992).

La zona de estudio corresponde a un clima de altura, caracterizado como ETH, clima de tundra debido a mucha altitud (Koppen, 1940). Según la clasificación de Thornthwaite (1948) la caracterización climática corresponde a la tipo DDdc2 que implica un clima semiárido de tundra, con nulo o pequeño exceso de agua, con poca variación estacional de su eficiencia hídrica y con los periodos de mayor evapotranspiración en verano (Ahumada, 1986). La temperatura promedio en enero oscila los 14 °C, mientras que en el mes más frío las temperaturas son inferiores a los 0 °C. En la estación Cristo Redentor la temperatura promedio en enero y julio está entre los 5 °C y -7 °C respectivamente, para el período 1974-1984. A lo largo del año con los cambios estacionales, es posible reconocer un período de descongelamiento y un período de congelamiento (Capitanelli, 1972; Ahumada, 1986).

Según Ahumada (1986), los valores de precipitación anual para el área del Cajón del Rubio superan los 500 mm. Las precipitaciones ocurren principalmente durante el período invernal en forma de agua nieve, nieve y granizo, alcanzando en el promedio 75 mm en el mes de julio. Estas precipitaciones dependen del Anticiclón del Pacífico por lo cual están condicionadas al fenómeno climático ENSO (Leiva y Cabrera, 1996). Wingenroth (1992), registró 56 mm en julio y de 8 mm en enero del año 1982.

La vegetación es escasa y sujeta a las drásticas condiciones ambientales. Corresponde a la provincia fitogeográfica Altoandina, distrito Altoandino Cuyano (Cabrera, 1976; Wingenroth, 1992). Seis comunidades diferentes fueron descritas entre los 3.200 y 3.900 msnm (Wingenroth, 1992): *Oxychloe mendocina* y *Carex incurva*, *Poa holciformis* y *Nastntbus agglomeratus*, *Poa holciformis* y *Calceolaria luxurians*, *Poa holciformis* y *Adesmia subterranea*, *Poa holciformis* y *Perezia carthamoides* y por último *Poa holciformis* y *Nassauvia lagascae*. En las laderas umbría se pueden encontrar mallines de pequeño tamaño. A los 3.400 msnm se encuentra la extensión más importante de turba, ésta se habría formado durante el holoceno 6.400 años atrás (Wingenroth, 1992).

La localidad más cercana es Las Cuevas que se encuentra a 5 Km del límite con Chile. La población varía según la época del año, ya que debido a las fuertes tormentas invernales la gente se traslada a otras localidades cercanas. Durante el verano el turismo es la principal fuente de ingreso. La villa Las Cuevas sufre con frecuencia los destrozos y accidentes fatales provocados por aludes y avalanchas de nieve (Cobos, 1976). Su ubicación es arriesgada debido a las características geológico-tectónicas del terreno circundante y a la acumulación de nieve durante el invierno.

GEOLOGÍA REGIONAL

El valle del río de Las Cuevas transcurre en el ámbito geológico de la Cordillera Principal. En esta cuenca de retroarco afloran rocas marinas y continentales clásticas de edad jurásica-cretácica y además volcanitas, piroclastitas y psefitas terciarias. Así como también se observan depósitos cuaternarios. Las secuencias jurásicas que afloran en la quebrada están conformadas por las formaciones Auquilco, Tordillo y las vulcanitas de Vargas de edad jurásica; mientras los niveles cretácicos están compuestos por las formaciones: Agrio, Juncal, Cristo Redentor y Diamante.

La secuencia jurásico-cretácica y los depósitos continentales terciarios aflorantes en el área de Aconcagua han sido intruídos por diques traquíticos que están asociados a una zona de marcada alteración hidrotermal. Las areniscas rojas de la formación Diamante se encuentran localmente metamorfizadas en cuarcitas ferríferas. Algunos niveles son portadores de impregnaciones de pirita diseminada con algunas inclusiones de calcopirita. La secuencia intrusiva también comprende el granito de Matienzo aflorante en el sector de la Laguna escondida.

El sector estudiado corresponde a la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (Ramos, 1996). La quebrada de Matienzo está afectada por tres fallamientos regionales de rumbo norte-sur y vergencia oriental. La principal estructura recorre la ladera oriental de la quebrada afectando los depósitos cretácicos de la formación Cristo Redentor. El segundo fallamiento cambia su rumbo de la margen occidental a la oriental hacia las cabeceras del valle desplazando las rocas cretácicas de la formación Juncal. La tercera falla tiene menor recorrido y afecta también rocas cretácicas. Se localiza en el tramo inferior de la quebrada y hacia el norte a la altura de la quebrada Riecillos se desvía hacia la ladera oriental. Las rocas jurásicas-cretácicas presentan buzamiento casi vertical y rumbo paralelo a la dirección de la quebrada (N 20°- 355°). Esta estratificación forma en algunas laderas, escalones, generando alineaciones por su estructura y los distintos grados de erodabilidad de las rocas que las componen (Suárez, 1983). Se observan también dos sistemas de diques de rumbo N-S y E-O, en la parte central del área y al E del río de Las Cuevas. Su composición es andesítica y carecen de alteración (Ahumada, 1986).

Ambiente glacial y periglacial

El paisaje corresponde a un ambiente de montañas de bloques con valles tectónicos longitudinales modificados por el accionar del proceso glaciario y la remoción en masa (Pereyra, 1996). El primer estudio geomorfológico de la quebrada lo realiza Capitanelli (1972) donde reconoce los cuerpos glaciarios, procesos criogénicos y la abundancia de abanicos aluviales. Posteriormente, Suárez (1983) reconoce diferentes depósitos morénicos a lo largo de la quebrada correlacionados con cuatro eventos glaciarios principales: dos glaciaciones pleistocénicas, una holocena y la pequeña edad de hielo. Describe relictos morénicos en la desembocadura de la quebrada del avión, a 3600 m.s.n.m., otros ubicados donde se encuentra el monumento a Benjamin Matienzo (Casa de las Minas), a unos 3500 msnm, y morenas de glaciares de los cerros Pan de Azúcar y Nevado de Matienzo. Corte y Espizúa (1981) encontraron evidencias de tres glaciaciones que afectaron la Cordillera Principal durante el Pleistoceno.

Varias geoformas fueron identificadas en el valle, en los Co. Pan de Azúcar y Nevado del Matienzo fueron identificados glaciares de rocas (Corte y Espizúa, 1981). Ahumada (1986) determina dos zonas de procesos criogénicos en la quebrada de Matienzo: (1) la zona inferior entre los 3100 y 3500 msnm, con asociaciones de formas periglaciales con vegetación, resultado de procesos de congelamiento y descongelamiento leves, típicos de temperaturas medias anuales del aire que oscilan entre - 1° C y 3° C y (2) una zona superior entre los 3.500 y 4.500 msnm donde imperan los procesos de criofragmentación, desaparece la vegetación y se desarrollan macroformas y microformas bajo temperaturas medias anuales del aire inferiores a - 1° C.

MATERIALES Y MÉTODOS

Fotointerpretación y digitalización

Los paleo-represamientos se identificaron a partir de fotografías aéreas de escala 1:50.000 del Instituto Geográfico Militar del año 1963. Luego dichos represamientos fueron corroborados en campo donde se tomaron datos de cota máxima con GPS Garmin, y se midió la altura de la pared del dique.

Los paleo-lagos se digitalizaron en ArcView 3X. Se utilizó una imagen del satélite brasileño CB2B, pancromática con resolución espacial de 2,7 m y resolución espectral de 0,5 a 0,8 μm de longitud de onda. Se georeferenció en el datum WGS 84 EGM 96 en el sistema de proyección UTM. La georreferenciación se realizó en IDRISI 32, fue lineal con un error cuadrático medio de 7,8 m.

La digitalización se realizó siguiendo las curvas de nivel de cota máxima del paleo-lago hasta su intersección con el depósito que le dio origen. La elección de la curva se realizó con los datos de altura tomados en campo, con los perfiles longitudinales realizados para cada paleo-lago y la geoforma visualizada en la imagen.

Parámetros morfométricos

Se calculó el área superficial correspondiente a cada paleo-lago utilizando la extensión Xtool de ArcView en cada polígono digitalizado. Para el cálculo del volumen se usó un DEM del satélite Aster, georreferenciado en el datum WGS 84 EGM 96 y con coordenadas UTM y un arcseg. Se generó un TIN para cada paleo-lago con la extensión 3D Analyst de ArcView 3x y luego se procedió al cálculo del volumen con el mismo software. Los resultados fueron comparados con los obtenidos para paleo-lagos que se encuentran aguas abajo a lo largo del río Mendoza.

Análisis de la estabilidad

Para determinar la estabilidad de las presas de la quebrada de Matienzo se siguió el modelo utilizado por Ermini y Casagli (2003) que consistió en estimar un índice de bloqueo, dado por la relación:

$$DBI = \log(A * H / V) \quad (1)$$

Donde A es el área de la cuenca que aporta al represamiento, H la altura del represamiento y V el volumen del depósito que represó el río. El criterio de clasificación fue: **1)** $DBI < 2,72$ Estable; **2)** $2,75 < DBI < 3,08$ Incierto; **3)** $DBI > 3,08$ Inestable

El área de la cuenca (A) se obtuvo a partir de la digitalización de la misma y su posterior cálculo con la extensión XTool de ArcView. Para el cálculo del volumen (V) del depósito que obturó el río se digitalizó el sector correspondiente a la pared del dique y luego con la herramienta de ArcView utilizada anteriormente se estimó su área superficial y luego se multiplicó por la altura obtenida en campo (H).

Colapso de los Paleo-represamientos

Los represamientos naturales por lo general tienen corta duración en el tiempo, generalmente están asociados a colapsos drásticos con generación de aluviones aguas abajo. A pesar de ello algunos drenan de manera gradual. Independientemente de la razón del vaciado de los paleo-represamientos de la quebrada Matienzo, se calculó el caudal pico para un probable colapso. Para ello se utilizó la relación de Clague y Mathews (1973):

$$Q_{max}=75 V_{max}^{0,67} \quad (2)$$

Donde V_{max} es el volumen máximo del paleo-lago. Este modelo representa una aproximación empírica de rompimiento de presas glaciarias, pero fue previamente utilizada para estimar el caudal máximo del flujo generado por el colapso de los paleo-represamientos de la cuenca del río Mendoza (Di Tommaso y Fauqué, 2005).

Los colapsos catastróficos fueron evidenciados por diferentes características morfológicas entre las que se encuentran; (1) niveles de terrazas originados por la agradación del aluvión de ruptura en la fase deposicional y posterior erosión por la cola del flujo (fase erosiva), (2) erosión de las partes distales de abanicos aluviales, (3) apertura de una brecha en el depósito que constituye el dique y paleocostas. Este último además permitió inferir si el lago se prolongó por un largo período, al igual que la presencia o ausencia de depósitos lacustres. Los sedimentos lacustres son difíciles de preservar, ya que pueden ser erosionados por diferentes procesos geológicos como ser avances glaciares recientes, erosión por acción de cuerpos de agua o deslizamientos.

RESULTADOS

Paleo-represamientos de la quebrada Benjamín Matienzo

Seis paleo-represamientos fueron identificados en las nacientes del río Las Cuevas. Se los denominó de norte a sur como Goyete, Negro, Casa de Piedra, Lagunita, Susanita y Matienzo (fig. 2). Cuatro de estos paleo-lagos (Goyete, Casa de Piedra, Susanita y Matienzo) habían sido identificados por Suárez (1983), quién asumió un origen glacial para éstos depósitos. Estudios recientes reinterpretan la génesis de estos depósitos y se rectifica de origen morénico al depósito de Casa De Piedras (Moreiras 2010, 2011a,b). Los represamientos corresponden a deslizamientos rotacionales a excepción de Lagunita que corresponde a una avalancha de rocas. Generalmente provienen de la ladera occidental del valle, aunque el deslizamiento Matienzo se originó en la ladera oriental.

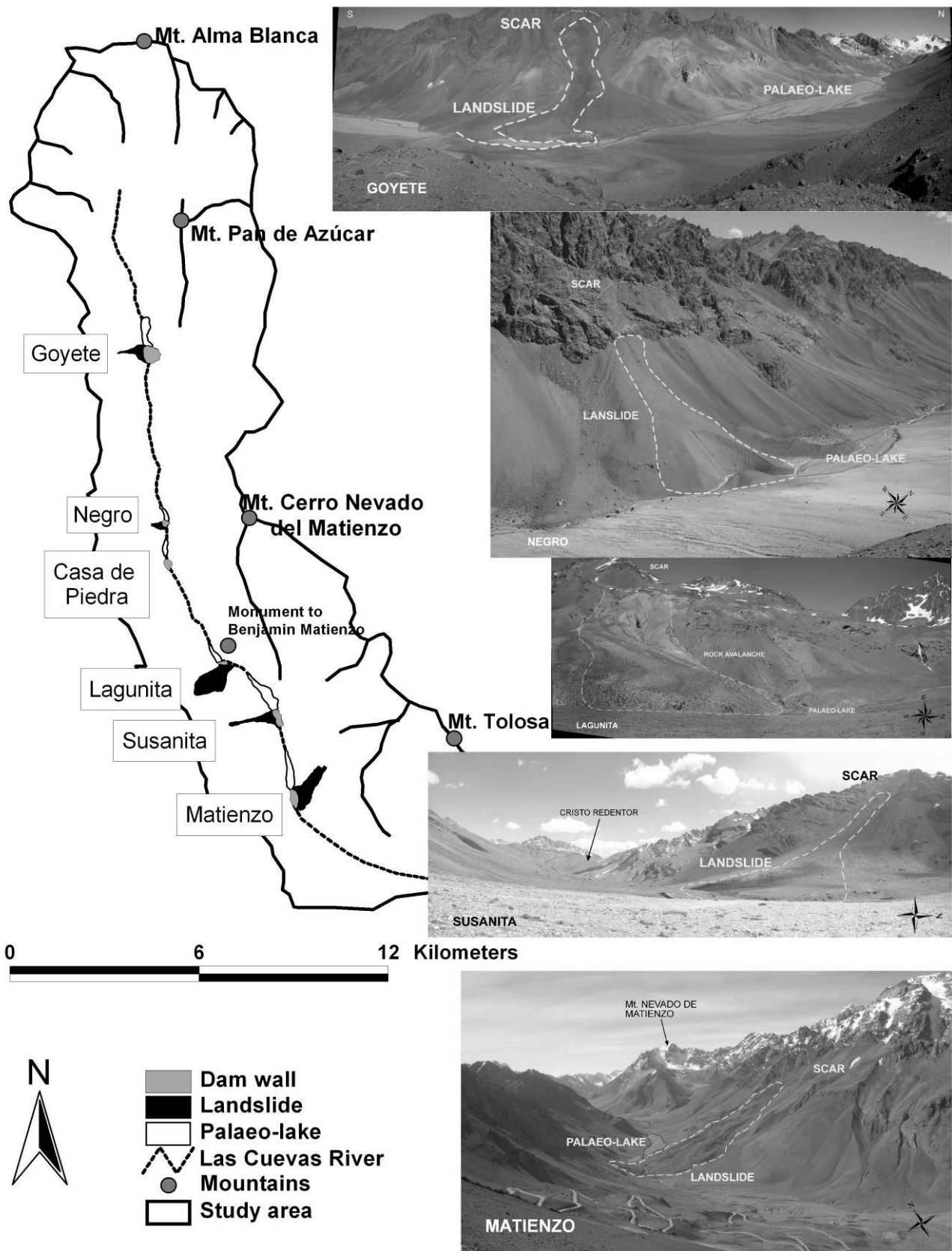


Figura 2: A la izquierda, el área de estudio con los paleo-represamientos. En negro los deslizamientos, en gris el depósito que obturó el río y en blanco el área correspondiente al paleo-lago. A la derecha fotografías de cada paleo-represamiento.

Parámetros morfométricos

La superficie total de los paleo-lagos es de 0,96 km², lo que implica que ocupaban el 0,56% del valle. La superficie promedio es de 0,16 km², el paleo-lago mayor es aquel que se originó por el deslizamiento Susanita con 1.496 m de largo, 326.140 m² de superficie y 2,83 hm³ de volumen, mientras que el más pequeño corresponde al que se originó por el deslizamiento Negro que resultó ser de 594 m de largo, 55.226 m² de superficie y un volumen de 0,16 hm³. La Tabla 1 resume los parámetros estimados para cada paleo-lago en comparación con el dique artificial Potrerillos en el valle del Río Mendoza. La superficie total estimada para todos los paleo-lagos es de aproximadamente el 7% del lago del dique Potrerillos, y su volumen total representa casi el 2% de la capacidad máxima del embalse Potrerillos (450 hm³).

Tabla 1: Parámetros morfométricos de los paleo-represamientos.

Paleo-lago	Lat. (S)	Long.(O)	Altura (msnm)	Depósito	Superficie (has ²)	Volumen (hm ³)
Goyete	32394416	6385340	3.656	Deslizamiento	20,75	1,14
Negro	32394926	6379940	3.521	Deslizamiento	5,52	0,16
Casa de Piedra	32394866	6378710	3.486	Morena	6,209	0,18
Lagunita	32396546	6375470	3.366	Avalancha de rocas	8,99	2,32
Susanita	32398286	6374060	3.322	Deslizamiento	32,61	2,83
Matienzo	32398826	6371450	3.241	Deslizamiento	22,41	1,70
Total					96,51	8,33
Potrerillos	33488153	6371450	1.283	Artificial	1.300	450

Los perfiles longitudinales de los paleo-lagos obtenidos a partir del DEM muestran la elevación de la pared depósito que constituye la pared del dique, siendo esta altura la misma que encontramos en la cola del lago. En el caso del paleo-lago Goyete, la elevación máxima del agua es 3.656 msnm, y la longitud del lago llegó a 1.053 m (distancia entre la cola del lago y el depósito de embalse). Longitudes muy variables se obtuvieron de la paleo-lagos que oscilan entre 537 m en el caso de Casa de Piedra y de 1.496 metros en el lago Susanita. Del mismo modo profundidades de paleo-lagos resultaron muy diferentes; Susanita parece ser el lago más profundo con 22 m. El paleo-lago Matienzo de 17 m de profundidad, mientras que los otros paleo-lagos tenían entre 6 y 13 m de profundidad.

Además, en dichos perfiles se pudo observar que el actual fondo de los paleo-lagos es irregular, esto se debe a que recientemente se han depositado en el fondo sedimentos provenientes de la erosión del curso de agua o conos de deyección. Estos depósitos hacen que se subestime el cálculo del volumen de los lagos tomando los datos actuales del terreno.

Análisis de estabilidad

De acuerdo a los resultados obtenidos a partir del índice DBI (tabla 2), los diques que dieron origen a los paleo-lagos resultaron inestables en su mayoría. Los resultados de inestabilidad obtenidos con el índice,

podrían ser condicionados por el parámetro del área de la cuenca que drenaba aguas arriba del dique natural. Este parámetro juega un rol decisivo a la hora de realizar la estimación, ya que es el principal factor desestabilizador de la presa. Mientras que el parámetro del volumen del depósito que represó el río es considerado como el principal factor de estabilización (Erimini y Casagli, 2005).

Tabla 2: Cálculo del DBI

Paleo-lago	Área de la Cuenca (m²)	Altura del depósito (m)	Area Depósito (Has)	Volumen del depósito (m³)	DBI	Clasificación
Goyete	50.095.020	15	22,91	3.436.393	2,34	Estable
Negro	83.343.442	12	3,51	420.857	3,38	Inestable
Casa de Piedra	88.835.993	10	6,47	647.021	3,14	Inestable
Lagunita	108.204.356	30	2,61	784.641	3,62	Inestable
Susanita	124.120.264	6	10,79	647.355	3,06	Inestable
Matienzo	144.179.857	10	11,35	1.134.709	3,10	Inestable

La influencia del parámetro del área de la cuenca se puede observar con los paleo-lagos Goyete y Matienzo, que a pesar de que ambos poseen grandes volúmenes de depósitos que obturaron el río, la diferencia en magnitud del área de la cuenca hace que los paleo-represamientos Goyete y Matienzo resulten estable e inestable, respectivamente.

Colapso de los paleo-represamientos

En la cuenca superior del río de Las Cuevas, rara vez se observaron geofomas, como terrazas aluviales o erosión de las partes distales de abanicos aluviales, que permitieran inferir que las presas colapsaron drásticamente. En el caso hipotético de que esto hubiese ocurrido, las terrazas correspondientes a los rompimientos debieron ser erosionadas. Sin embargo, se descarta esta hipótesis ya que los deslizamientos ocurrieron luego de las grandes glaciaciones pleistocénicas durante el Holoceno.

Por otra parte, no se hallaron evidencias de paleo-costas de los antiguos lagos, como así tampoco se han conservado depósitos lacustres que evidencien una sedimentación prolongada en los paleo-lagos. Parecen corresponder más bien a lagos de corta vida, inestables, con rompimientos que no generaron grandes flujos.

El caudal pico de los paleo-lagos en el supuesto caso de un colapso catastrófico, se encuentra entre los 22 y 151 m³/s, para Negro y Susanita respectivamente (Tabla 3). Estas cifras son, considerablemente superiores al caudal medio anual del río Las Cuevas (6,6 m³/s). El caudal medio mensual máximo registrado en enero de 1983 fue de 50 m³/s y en diciembre de 49 m³/s asociado con la fase cálida del ENSO que afectó la región durante 1982-1983. En un contexto local la erogación del embalse Potrerillos hacia el río Mendoza es de 49 m³/s (noviembre 2009).

Tabla 3: Volumen y caudal pico de los paleo-represamientos.

Paleo-lago	Volumen (hm ³)	Q _{max} (m ³ /s)
Goyete	1,14	81,88
Negro	0,16	21,97
Casa de Piedra	0,18	23,77
Lagunita	2,32	131,81
Susanita	2,83	150,58
Matienzo	1,7	107,02

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En un principio ocho represamientos fueron identificados a lo largo de 150 km comprendiendo el valle del río Las cuevas y del río Mendoza (Espizúa 2005; Espizúa et al., 1993; Fauqué et al., 2000, 2009a, 2009b; Moreiras 2006, 2011a 2011b; Pereyra 1995; Salomón 1969) (Fig. 1). Estos represamientos están relacionados principalmente con avances glaciarios o colapsos de laderas durante el Pleistoceno tardío-Holoceno. El represamiento de la localidad de Horcones fue atribuido en primer lugar a un avance glaciar Holocénico (Espizúa, 1993) posteriormente reinterpretado como una avalancha de rocas (Pereyra y González Díaz 1993; Pereyra 1995, 1996; Fauqué et al., 2009) originada en la cara sur del Aconcagua. Los sedimentos del lago datados por radiocarbono resultaron tener una edad de 12 Ky (Espizúa y Bigazzi 1998). El lago tuvo un volumen estimado de $8,2 \times 10^6$ m³ y el colapso repentino podría haber generado un flujo de 300 m³/s (Di Tommaso y Fauqué, 2005) (Tabla 4). Estos paleo-lagos se han evidenciado por la preservación de sedimentos lacustres.

Tabla 4: Características de los paleo-represamientos del valle del río Las Cuevas y Mendoza, estudiados por Di Tommaso y Fauqué (2005)

Paleo-lago	Origen depósito	Edad	Sedimentos lacustres	Volumen (hm ³)	Q _{max} (m ³ /s)
Tigre Dormido	Avalancha de Rocas	Pleistoceno medio	10 m-relícticos	1.600	10.300
Negro	Deslizamiento	Pleistoceno	45 m	400	4.000
Horcones	Avalancha de Rocas	Holoceno	15 m	8,2	300
Los Árboles	deslizamiento		7m-relícticos	171.70	1.720
Plomo	Glacial	1934	líneas costeras	–	2.060
Santa Cruz	Deslizamiento	2005		–	1.000

La avalancha de rocas del Co. Tolosa, el glaciar de escombros Paramillos y la avalancha de rocas Cortaderas, también fueron identificadas como generadoras de represamientos, aunque no se encontraron sedimentos lacustres que prueben la existencia de los paleo-lagos (Moreiras, 2010), en estos casos los represamientos fueron identificados por la presencia de un estrechamiento en el valle o grandes llanuras aluviales aguas arriba de la obstrucción. Este tipo de evidencias geomorfológicas fueron las observadas en la cuenca alta del río Las Cuevas.

Un total de catorce paleo-represamientos de edad holocénica-pleistocénica fueron identificados a lo largo del valle del río Mendoza, revelando la importancia de estos procesos naturales en la evolución hidrológica de la cuenca. Doce de estas obstrucciones fueron causadas por colapsos de laderas y sólo dos fueron originadas por barreras glaciares (Casa de Piedra y Paramillos). Estos hechos resaltan la importancia de los deslizamientos en la evolución geomorfológica del valle del Río Las Cuevas-Mendoza durante el período mencionado.

En nuestro estudio seis de los paleo-lagos se encuentran en las nacientes del río Las Cuevas. Los volúmenes estimados para estos paleo-lagos son inferiores a los estudiados en el valle del río Mendoza (tabla 4). El paleo-lago originado por la avalancha de rocas denominada Horcones tiene un volumen tres veces mayor ($8,2 \text{ hm}^3$) respecto al paleo-lago Susanita ($2,83 \text{ hm}^3$).

El índice de bloqueo estimado para los paleo-lagos sugiere la inestabilidad de los mismos, a excepción de Goyete (DBI= 2,34) que resultó estable. Éste índice ha sido aplicado en varias partes del mundo para determinar la estabilidad de los represamientos naturales, sin embargo, no solo se deben tener en cuenta las características morfométricas, sino que existen otras variables que influyen en la estabilidad, como ser: el clima, el material que conforma el depósito que bloquea el curso del río, la sismicidad de la zona entre otros. Ermini y Casagli (2003) utilizaron el DBI para clasificar 84 represamientos con un poder de predicción del 75%, sin embargo cinco casos no pudieron ser explicados por el modelo, por la presencia de características particulares como el clima, el material de la presa, y la sismicidad de la zona (Korup 2004). El colapso de la laguna Carri-Lauquen en el río Barrancas ocurrió luego de condiciones climáticas extremas (González Díaz et al. 2001). Para este caso se estableció un DBI de 2,37 y existió por 427 años (Hermanns et al. 2004). Algunas de estas variables que escapan al índice pudieron afectar al paleo-lago Goyete impidiendo la conservación del mismo en el presente.

La inestabilidad encontrada a partir del índice y la ausencia de sedimentos lacustres permiten suponer un corto período de duración de los paleo-lagos. Probablemente los paleo-lagos de la cuenca media del río Mendoza perduraron por un periodo más largo de tiempo ya que en ellos se encuentran sedimentos lacustres; los cuales aparecen como relícticos o erosionados en el presente. Una corta duración del lago no necesariamente implica la ausencia de sedimentación, pero hace que la preservación de los mismos sea difícil. El lago originado por el avance del glaciar Plomo existió por siete años antes de su colapso en el año 1934 (Razza 1935; Reichert 1967; Heibling 1935, 1940), en este caso se pudo observar la presencia de siete líneas costeras interpretadas como sucesivos niveles del lago (Espizúa 1986, 1987).

Si bien asumimos para los represamientos de la quebrada de Matienzo tuvieron una corta duración no existe certeza de que tuvieron un colapso abrupto por la ausencia de evidencia geomorfológica como formación de terrazas o abanicos aluviales. Quizás estos reservorios pudieron drenar rápidamente luego de su formación y ser esa la razón por la que los depósitos lacustres no se observan. La relativa corta vida del lago generado por el avance del glaciar Plomo causó un flujo de $2.060 \text{ m}^3/\text{s}$ (alcanzando los $3.000 \text{ m}^3/\text{s}$ cerca de la ciudad de Mendoza), causando graves daños e importantes pérdidas económicas.

En cuanto a la peligrosidad de las inundaciones, aquellos lagos con mayor volumen son los que pueden generar flujos más violentos debido a que el caudal pico está estrechamente relacionado con el volumen (Ecuación 2). Por lo tanto, los valores mayores correspondientes a los caudales pico inferidos en estudios anteriores se basan en la estimación de mayores volúmenes embalsados, como en el caso de un colapso del represamiento Pleistocénico Negro (río Mendoza), cuyo flujo pudo llegar a 4.000 m³/s, mientras que la ruptura de represamiento Tigre Dormido pudo generar un flujo de 10.300 m³/s (Di Tommaso y Fauqué 2005). Históricamente se han registrado picos de caudales mayores en la región. El flujo originado en el río Santa Cruz (San Juan) alcanzó un caudal pico de 1.000 m³/s en pocas horas (D'odorico Benites et al., 2009; Perucca y Esper Angillieri 2009) siendo comparable las características del río Las Cuevas con el Santa Cruz (50 m³/s).

En Matienzo el caudal pico del paleo-lago más grande se estimó en 151 m³/s. Este valor duplica el caudal máximo medio del río Las Cuevas (70 m³/s) para el período 1949-1997, pero es similar al caudal instantáneo con dos años de recurrencia (157 m³/s). Sin embargo dicho valor es inferior al caudal instantáneo para 10 años de recurrencia (297 m³/s), y para 100 años de recurrencia (550 m³/s). A partir de esta información podemos concluir que un colapso de similares magnitudes a las estudiadas no generaría un flujo extremadamente peligroso para las comunidades e infraestructura que se encuentran aguas abajo. Sin embargo, no se debe descartar la posibilidad de aporte de sedimentos al curso del río.

Este estudio incorpora nuevos descubrimientos sobre el comportamiento de los antiguos lagos en la quebrada Benjamín Matienzo y mejora los conocimientos en cuanto a este tipo de riesgos naturales en la región, que parecen estar principalmente relacionados con colapsos gravitacionales. Teniendo en cuenta las consideraciones expuestas, y el actual período interglaciar con un notable retroceso de las masas de hielo y una mayor elevación de la isoterma de 0 °C contribuye a la inestabilidad de las laderas en zonas de montaña (IPCC 2009; Bradley et al., 2004; Rosenblüth et al., 1997). Esto aumenta la probabilidad de represamiento del valle. En este marco, la probabilidad de lagos embalsados por acción de los glaciares disminuye a excepción de avances extraordinarios (por ejemplo, la cuenca del Plomo-Espizúa 1990). Hacemos hincapié en la necesidad de establecer medidas preventivas para reducir la vulnerabilidad de la zona en cuanto a los represamientos. En la región no se realiza un seguimiento de estos tipos de procesos y no se conocen políticas gubernamentales en cuanto a la puesta en marcha de un sistema de alerta para reducir los impactos de probables eventos futuros. Sugerimos:

- Incluir el conocimiento aquí generado en los actuales mapas de riesgo ya que es un aspecto que no ha sido tenido en cuenta en mapas de riesgo previos. En la Argentina existe una falencia en los mapas de peligrosidad y riesgo, esto se acentúa mucho más en el caso de análisis de inundaciones por colapso de presas naturales, a pesar de los drásticos eventos históricos mencionados en este trabajo. La presente investigación fue encarada en paleo-lagos naturales cuya evolución es imprecisa, sin embargo es evidente que la zona es vulnerable a sufrir procesos de remoción en masa (deslizamientos o avalanchas de roca), principales fuentes de los represamientos.

- Realizar estudios para cuantificar la probabilidad temporal y espacial de nuevos eventos.
- Realizar un monitoreo de las zonas susceptibles de generar represamientos.
- Ordenar y planificar el crecimiento de la población por ejemplo restringiendo la construcción edilicia en las terrazas más bajas del río Mendoza susceptibles a ser afectadas por potenciales rompimientos de represas naturales. Un represamiento natural hace vulnerable a la infraestructura y población que se encuentra aguas abajo del mismo, ya que la evolución más probable es un desagote brusco.
- Planificar un sistema de alerta.
- Educar a la población local acerca de los riesgos naturales y como actuar ante ellos.
- Generar legislación provincial y municipal que permita un desarrollo de la región teniendo en cuenta los peligros a los que se encuentra expuesta.

REFERENCIAS

- Abele G (1984) Derrumbes de montaña y morrenas en los Andes chilenos. *Revista de Geografía Norte grande* 11:17–30
- Ahumada AL (1986) Procesos Criogénicos y Mineralógicos en Quebrada Matienzo Cordillera Principal Mendoza (desde las nacientes del río Cuevas hasta la localidad de Cuevas). Tesis doctoral Facultad Ciencias Naturales UNT
- Bradley RS, Keimig FT, Diaz HF (2004) Projected temperature changes along the American cordillera and the planned GCOS network. *Geophys Res Lett* 31(16):L162101–L162104. doi:10.1029/2004GL 020229
- Cabrera A (1971) Fitogeografía de la Republica Argentina. *Bol Soc Arg Bot* 14:1–2
- Cao S, Liu X, Huang E, Yang F (2011) Research progress on historical model of flood induced by dammed lakes in Sichuan. In: International conference on electric technology and civil engineering, ICETCE 2011—Proceedings, art. no. 5775389, pp 4423–4427
- Capitanelli R (1972) La quebrada de Matienzo. Modelado glaciar y periglaciario. Departamento de geografía, Facultad de Filosofía y Letras, U.N.T
- Clague J, Mathews W (1973) The magnitude of Jökulhlaups. *J Glaciol* 12(66):501–504
- Cobos D (1976) Aludes y rodados en la ruta internacional a Chile. Memoria anual III. IANIGLA-CONICET, Mendoza, pp 51–62
- Corte AE, Espizúa LE (1981) Inventario de glaciares de la cuenca del Río Mendoza. Mendoza. Argentina. IANIGLA-CONICET, Mendoza, pp 3–102
- Costa JE, Schuster RL (1988) The formation and failure of natural dam. *Geol Soc Am Bull* 100:1054–1068. doi:10.1130/0016-7606(1988)100\1054:TFAFON[2.3.CO;2
- D’Odorico Benites PE, Perez DJ, Sequeir N, Fauque´ L (2009) Landslide dam and outburst of the Río Santa Cruz, Main Andes, (31_40S), province of San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(4):713–724
- Di Tommaso IM, Fauqué L (2005) Estimación del volumen de agua embalsada en paleolagos generados por endicamientos naturales en la cuenca del río Mendoza. *Contribuciones técnicas del Proyecto GEO- SAT-AR*, pp 155–159
- Ermini L, Casagli N (2003) Prediction of the behaviour of landslide dams using a geomorphological dimensionless index. *Earth Surf Proc Land* 28:31–47. doi:10.1002/esp.424
- Espizúa LE (1986) Fluctuations of the Rio Plomo glaciers. *Geografiska Annaler* 68A(4):317–327
- Espizúa LE (1987) Fluctuaciones de los glaciares del Río Plomo, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XLII(1–2):112–121

- Espizúa LE (1990) Surge of Grande del Nevado glacier (Mendoza, Argentina) in 1984: its evolution through satellite images. *Geografiska Annaler* 74A(3-4):255-259
- Espizúa LE (1993) Quaternary glaciations in the Rio Mendoza Valley, Argentine Andes. *Quat Res* 40:150-162
- Espizúa LE (2005) Megadeslizamientos pleistocénicos en el valle del río Mendoza, Argentina. *Proc XVI Congreso Geológico Argentino, La Plata* 3:477-482
- Espizúa LE, Bigazzi G (1998) Fission-track dating of the Punta de Vacas Glaciation in the Rio Mendoza valley, Argentina. *Quat Sci Rev* 17:755-760
- Espizúa LE, Bengochea JD, Aguado CJ (1993) Mapa de riesgo de remoción en masa en el valle del río Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de hidrocarburos. *Actas* 6:323-332
- Fauqué L, Hermanns R, Hewitt K, Rosas M, Wilson C, Baumann V, Lagorio S, Di Tommaso I (2009). Mega-landslide in the southern wall of the Aconcagua and its relationship with deposits assigned to Pleistocene glaciations. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(4):691-712
- González Díaz EF, Giaccardi AD, Costa CH (2001) The Barrancas rock-avalanche, of northern Neuquén Province (Argentina): Its relation to the outburst flood of December 29, 1914. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(4):466-480
- Groeber P (1916) Informe sobre las causas han producido las crecientes del Río Colorado (territorios del Neuquén y La Pampa) en 1914. Ministerio de Agricultura de la Nación (Argentina), Dirección General de Minas, Buenos Aires, Geología e Hidrología, Serie B (Geología), Boletín No. 11, 28 pp
- Groeber P (1933) Confluencia de los Río Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Ministerio de Agricultura de la Nación (Argentina). Dirección de Minas y Geología, Buenos Aires, *Bull* 38:1-72
- Heibling R (1935) The origin of Río Plomo ice-dam. *Geogr J* 85(1):41-49
- Hermanns RL, Naumann R, Folguera A, Pagenkopf A (2004) Sedimentologic analysis of deposits of an historic landslide dam failure in Barrancas valley causing a catastrophic 1914 Río Colorado flood, northern Patagonia, Argentina. In: En Lacerda WA et al (eds) *Landslides: evaluation and stabilization*, Balkema, vol 2, pp 1439-1445
- ICIMOD (2011) *Glacial Lakes and Glacial Lake Outburst Floods in Nepal*. International Centre for Integrated Mountain Development, Kathmandu, 96 pp
- IPCC (2009) IPCC Expert Meeting on Detection and Attribution Related to Anthropogenic Climate Change. In: Stocker T, Field C, Dahe Q, Barros V, Plattner G, Tignor M, Midgley P, Ebi K (eds) *The World Meteorological Organization*, Geneva
- Koppen W (1940) *Grundriss der Klimakunde*. Walter de Gruyter, Berlin
- Korup O (2004) Geomorphometric characteristics of New Zealand landslide dams. *Eng Geol* 73:13-35
- Leiva JC, Cabrera G (1996) Glacier mass balance análisis and reconstruction in the Cajon del Rubio, Mendoza, Argentina. *Z Gletscherk Glazialgeol* 32:101-107
- Leiva JC, Cabrera G, Lenzano LE (1996) Glacier mass balances in the Cajon del Rubio, Andes Centrales Argentinos. *Cold Reg Sci Technol* 13:83-90
- Masiokas MH, Villalba R, Luckman B, LeQuesne C, Aravena JC (2006) Snowpack variations in the central Andes of Argentina and Chile, 1951-2005: largescale atmospheric influences and implications for water resources in the region. *J Clim* 19(24):6334-6352
- Masiokas HM, Villalba R, Luckman HB, Mauget S (2010) Intra-to multidecadal variations of snowpack and streamflow records in the Andes of Chile and Argentina between 30_ and 37_S. *J Hydrometeorol* 11(3):822-831
- Moreiras SM (2006) Chronology of a Pleistocene rock avalanche probable linked to neotectonic, Cordon del Plata (Central Andes), Mendoza—Argentina. *Quat Int* 148(1):138-148
- Moreiras SM (2010) Geomorphologic evolution of the Mendoza River Valley. In: del Papa C, Astini R (eds) *Field excursion guidebook, 18th international sedimentological congress, Mendoza, FE-B2*, p 20

- Moreiras SM (2011a) Clustering of Pleistocene rock avalanches in the Central Andes, Argentina. In: Salfity JA, Marquillas RA (eds) *Cenozoic Geology of Central Andes of Argentina*. Universidad Nacional de Salta, pp 265–282
- Moreiras SM (2011b) Avances en el estudio geomorfológico de la quebrada de Matienzo, Mendoza. *Contribuciones científicas* (in press)
- Parker RN, Densmore AL, Rosser NJ, De Michele M, Li Y, Huang R, Whadcoat S, Petley DN (2011) Mass wasting triggered by the 2008 Wenchuan earthquake is greater than orogenic growth. *Nat Geosci*4(7):449–452
- Pereyra F (1995) Esquema geomorfológico del sector del valle del río de Las Cuevas, entre Puente del Inca y Las Cuevas, Prov. Mendoza. *Asociación Geológica Argentina Revista* 50(1–4):103–110
- Pereyra F (1996) Geomorfología. In: Ramos V (ed) *Geología de la región del Aconcagua*. Subsecretaría de Minería de la Nación-DNSG, Anales 24, pp 423–445, Buenos Aires
- Pereyra F, González Díaz E (1993) Reinterpretación geomórfica de la llamada Morena de Los Horcones, Puente del Inca, Prov. de Mendoza. In: XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de exploración de Hidrocarburos, Actas, vol VI, pp 73–79
- Perucca LP, Esper Angillieri MY (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. *Nat Hazards* 50:305–320. doi: [10.1007/s11069-008-9341-4](https://doi.org/10.1007/s11069-008-9341-4)
- Ramos VA (1996) Evolución tectónica de la alta cordillera de San Juan y Mendoza. *Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales* 24(12):447–460
- Razza L (1935) Glaciar del nevado del plomo, observaciones y deducciones efectuadas durante la expedición hecha al glaciar por la excursión presidida por el Dr. Reichert. *Revista Geogr Am Buenos Aires*
- Reichert F (1967) En la cima de las montañas y de la vida. Versión castellano de Rubén Darío. *Academia Nacional de Agronomía y Veterinaria, Buenos Aires*
- Rosenblüth B, Fuenzalida H, Aceituno P (1997) Recent temperature variations in southern South America. *Int J Climatol* 17:67–85
- Salomón JN (1969) El alto valle del río Mendoza. Estudio de geomorfología. *Boletín de estudios Geográficos* 62:1–50
- Schuster RL, Highland LM (2001) Open-File Report 01-0276. U.S. Geological Survey, USA, 42 pp
- Schuster RL, Salcedo DA, Valenzuela L (2002) Overview of catastrophic landslides of South America in the twentieth century. In: Evans S, DeGraff J (eds) *Catastrophic landslides: effects, occurrence, and mechanisms*. The Geological Society of America. *Reviews in engineering geology*, vol XV, pp 35–70
- Suaréz J (1983) Rasgos del modelado glaciario en la quebrada Benjamin Matienzo. *Contribución al proyecto de palinología—IANIGLA (4.2.II.d.)*. Inca Editorial
- Wingenroth MC (1992) La Quebrada de Matienzo su naturaleza, presente y pasado. In: *Culturas de Mendoza* (ed) Cordillera de los Andes, Mendoza, Argentina. Centro Regional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas, 121 pp.