



Colapsos de morenas posiblemente asociados a la deglaciación pleistocena en los Andes Centrales de Argentina

Stella Maris MOREIRAS^{1,2}, Pilar JEANNERET¹, Sebastián JUNQUERA¹, Mariana CORREAS GONZALEZ¹ y Silvana MORAGUES¹

¹ CONICET- IANIGLA (CCT Mendoza), Mendoza.

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

Email: moreiras@mendoza-conicet.gob.ar

Editores invitados: Adriana Mehl, Francisco Córdoba y Andrés Bilmes

Recibido: 7 junio, 2019

Aceptado: 17 octubre, 2019

RESUMEN

Grandes colapsos gravitacionales se han identificado en el Parque Aconcagua (32°S) ubicados preferentemente en sectores periglaciares con cotas inferiores a los glaciares de escombros activos. Algunos de estos grandes deslizamientos, en particular en el valle del río Vacas, están originados en depósitos de morenas laterales de posible edad Pleistocena si se correlacionan con el avance Almacenes. Por ende, estos colapsos se interpretan como procesos paraglaciares ocurridos luego del retroceso de la masa glacial en el Pleistoceno tardío- Holoceno. Sin embargo, estas grandes masas de morenas colapsadas están asociadas, en la actualidad, a fenómenos de reptación de permafrost generando glaciares de escombros activos. Estos cuerpos criogénicos posiblemente desarrollados en el Holoceno podrían evidenciar un periodo de enfriamiento en los Andes Centrales. Este trabajo contribuye al entendimiento de estos procesos geomorfológicos posiblemente acoplados acaecidos en diferentes ciclos climáticos. Estos procesos acoplados ciertamente han dificultado la identificación y clasificación de los colapsos de laderas como tal. Al mismo tiempo estos eventos acoplados afectan indiscutiblemente la calidad de los fechados de las morenas a partir de los cuales se reconstruyen condiciones paleoclimáticas, por lo cual es fundamental poder reconocer estos procesos en los estudios estratigráficos.

Palabras clave: *procesos paraglaciares, cambios climáticos pasados, clasificación de deslizamientos, Andes Centrales Áridos.*

ABSTRACT

Moraine collapses possibly associated with Pleistocene deglaciation in the Central Andes of Argentina.

Large gravitational collapses have been identified in the Aconcagua Park (32°S) preferably located in periglacial sectors with lower elevations than active rock glaciers. Some of these large landslides, particularly in the Vacas river valley, were originated from lateral moraine deposits probably of Pleistocene age if they are correlated with the Almacenes glacial advance. Therefore, these collapses are interpreted as paraglacial processes that occurred after the retreat of the glacial mass in the Late Pleistocene - Holocene. However, these large masses of collapsed moraine are associated at present with permafrost reptation phenomena generating active rock glaciers. These cryogenic bodies possibly developed during the Holocene could be evidencing a cooling period in the Central Andes. This work contributes to the understanding of these coupled geomorphological processes possibly occurred in different climatic cycles. These coupled processes have certainly hindered the identification and classification of this type of slope collapses. At the same time, these coupled events indisputably affect the quality of the moraines dating from which paleoclimatic conditions are reconstructed; therefore, it is essential to recognize these processes in stratigraphic studies.

Key words: *paraglacial processes, paleoclimatic changes, landslide classification, arid Central Andes.*

INTRODUCCION

La inestabilidad de laderas ha sido correlacionada globalmente con periodos cálidos-húmedos independientemente del mecanismo disparador (Ballantyne 2002, Soldati et al. 2004); más aún el aumento de la inestabilidad de las laderas con el cambio climático ha sido registrado en casi todas las cadenas montañosas del mundo (Evan y Clague 1994, Crozier 1997, Beniston 2003, Harris et al. 2003, Gruber y Haeberli 2007, Clague et al. 2012, Gariano y Guzzetti 2016). Sin embargo, la relación entre los procesos de remoción en masa con condiciones climáticas es compleja (Allen et al. 2011), principalmente porque además de comprender la influencia de cada mecanismos desestabilizador (aumento/disminución de precipitaciones, aumento/disminución de temperaturas -Beniston et al. 2007, Gruber et al. 2017-, gradientes en la elevación topográfica de isoterma de 0 °C -Haeberli y Gruber 2009, Huggel et al. 2012-, degradación o fusión del permafrost -Gruber y Haeberli 2007, Harris et al. 2009, Huggel 2009, Stoffel y Huggel 2012-, etc.) deben tenerse en cuenta las escalas temporales de esos cambios climáticos muchas veces no muy bien acotados en temporalidad y extensión. Es así que la vinculación de la inestabilidad de laderas con condiciones climáticas particulares tendrá en cuenta diferentes parámetros. Estudios en el orden de décadas (10^1 años) y siglos (10^2 años) incluirán el análisis de datos meteorológicos (temperatura, precipitaciones, altura de isoterma), mientras que el análisis en escala de milenios (10^3 años) o millones de años (10^4 años) evidentemente requiere de estudios paleoclimáticos y cronoestratigraficos con grados de aciertos totalmente diferentes.

La relación entre la inestabilidad de las laderas y el retroceso glaciar ha sido bien documentada (Bovis 1990, Ballantyne 2002, Slaymaker 2009, McColl 2012, Zemp et al. 2015), a pesar de que se postula que el reacondamamiento o respuesta de los sistemas naturales pueden ser lentos y retardados en el tiempo (Krautblatter et al. 2013, Draebing et al. 2014). El rebote isostático de los valles glaciares luego del retroceso de las lenguas glaciares pleistocenas como respuesta de reacondamamiento por la pérdida del peso de la masa glaciar podría continuar hasta el presente (Deline et al. 2014).

En los Andes Centrales Áridos argentinos (32° - 34° S) la mayoría de los grandes deslizamientos se han asociado a interestadios (Espizúa 2004, Fauqué et al. 2009a, 2009b), a pesar de la falta de evidencia en registros climáticos locales. La avalancha de rocas de Las Cuevas ha sido asociada a un interestadio del Holoceno Superior (Rosas et al. 2008) aunque no existen evidencias climáticas locales certeras (Morei-

ras y Sepúlveda 2015). Las avalanchas de rocas identificadas en el extremo norte del Cordón del Plata han sido asociadas a un gatillante sísmico vinculado al sistema de fallas activas de La Carrera (Moreiras et al. 2015), sin embargo, podría haber ocurrido durante un interestadio más húmedo previo a la Glaciación Uspallata (Moreiras 2006). La explicación de una causa climática de los deslizamientos es aún débil en los Andes Centrales debido a la falta de registros locales y fechados de los depósitos cuaternarios, de hecho, la extensión temporal de los periodos interglaciales parecen ser vagos para la región de los Andes Áridos (Moreiras et al. 2017).

En este trabajo presentamos una serie de grandes deslizamientos identificados en la región del Cerro Aconcagua cuya génesis podría estar directamente asociada a cambios climáticos ocurridos en el Pleistoceno tardío luego del retiro de las grandes masas de hielo que ocupaban los valles glaciares. Estos colapsos se habrían generado en masas inestables de depósitos morénicos laterales. Sin embargo, estas masas actualmente están siendo involucradas en procesos de reptación de permafrost, evidenciando una restauración del ambiente periglacial aunque no se han encontrado otros indicios locales que puedan correlacionarse con este periodo reciente más frío. Por lo tanto, podemos establecer que los sedimentos disponibles que rellenan los valles desglaciados serán principalmente movilizados por procesos glaciares, colapsos de taludes o periglaciares, dependiendo de las características climáticas del entorno. Además, este estudio permite identificar procesos de inestabilidad de laderas que involucran depósitos morénicos cuya clasificación aún no se ha planteado en la literatura internacional. Más aun, la evolución de los procesos en el tiempo, como se demuestra en este trabajo, involucrando los mismos sedimentos pone en contexto la complejidad de los procesos glaciares y paraglaciares en estos entornos, lo cual impacta también en al momento de establecer su cronología.

AREA DE ESTUDIO

El área de estudio comprende el sector del parque provincial Aconcagua (32° S y 69° O) abarcando un área de 84.000 km² (Fig. 1) en donde se encuentra el pico más alto de los Andes, el cerro Aconcagua (6958 m s.n.m.). Abarca los valles glaciares de los ríos Cuevas, Vacas y Horcones, en este trabajo se excluyó las nacientes del río Cuevas (quebrada de las Bóvedas o Matienzo) ya que este valle no forma parte de la reserva actualmente. Geológicamente, este sector corresponde a la provincia geológica de Cordillera Principal caracte-

rizada por la presencia de vulcanitas y sedimentitas marinas del Jurásico y Cretácico. Afloran también rocas volcánicas y continentales del Oligoceno-Mioceno intruídas por rocas del Mioceno-Plioceno (Fig. 2). El basamento de esta unidad morfotectónica está constituido por rocas marina del Carbonífero. Estructuralmente, esta región corresponde a la Faja Plegada

y Corrida del Aconcagua, integrada por un sistema de fallas inversas con vergencia hacia el este que experimentó combinaciones de compresión, extensión y cizallamiento a lo largo del Cenozoico Tardío (Ramos 1996).

Este sector de los Andes Centrales está caracterizado por un clima seco, con una precipitación media anual entre 72 a 920 mm y temperaturas medias anuales relativamente frías entre 15.4 a 9.9 °C (Drewes et al. 2018), predominando un clima de Tundra entre los 2.700 y 4.100 m s.n.m. (Koeppen 1948). Principalmente las precipitaciones caen en forma de nieve durante el invierno (Fig. 3). Se registran fuertes vientos con una velocidad superior a los 200 km/h.

Al menos para los Andes Centrales el frente de los glaciares rocosos o de escombros coinciden con el permafrost discontinuo (Corte y Wayne 1981). De allí, que esta cota permitiría inferir la isoterma de cero grado en suelo al menos en el presente (Drewes et al. 2018). De acuerdo con estos autores, la mínima altura en donde se encuentran alojados los frentes de los glaciares de escombros activos en los Andes Centrales es a los 3954 m s.n.m., mientras en el caso de los inactivos están a los 3750 m s.n.m., con lo cual estima la isoterma de 0 °C ubicada a los 3735±197 m. Cabe destacar que para la

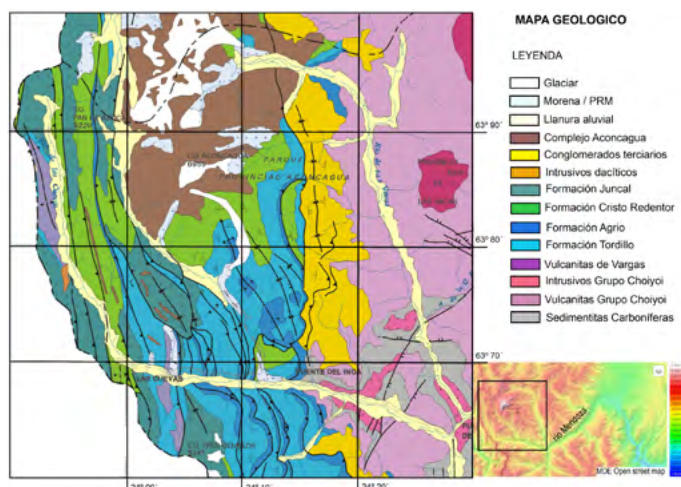


Figura 2. Mapa geológico a partir de la hoja geológica Aconcagua (SE-GEMAR, 2008) y Modelo digital de elevaciones (MDE) de Openstreet.

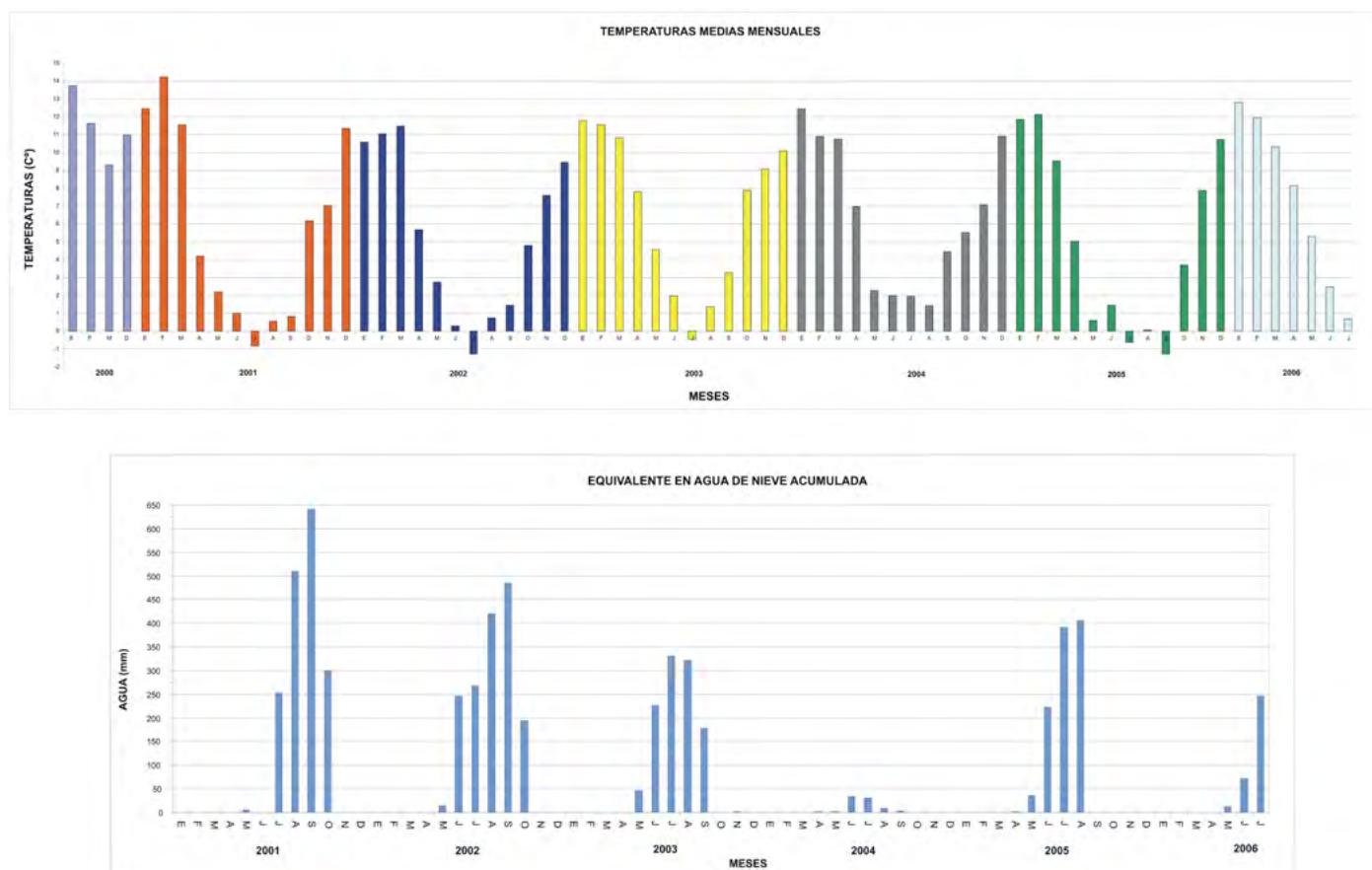


Figura 3. Datos de temperatura y precipitaciones medias mensuales de la estación Horcones (32,80°-69,94°) (período 2000-2006).

zona de estudio no se han generado aún mapas del índice de favorabilidad de permafrost conocido como PFI, por sus siglas en inglés (Acozár et al. 2017).

ANTECEDENTES PALEOCLIMÁTICOS

En este paisaje de alta montaña, modelado por glaciaciones en el pasado, se han distinguido diferentes avances glaciarios durante el Pleistoceno (Espizúa 1993, 1999, 2004, Espizúa y Bigazzi 1998). El drift Penitentes es correlacionado con el estadio isotópico marino 4 (MIS 4) (~40 Ka), mientras los avances de Horcones (~22 Ka) y Almacenes (~10-14 Ka) fueron asociados al MIS 2 (Espizúa 1999).

El MIS 4 representado localmente por la morena lateral de Penitentes resulta polémico en su fechado. Los niveles de travertino datados por Espizúa (1999) en ~22, ~24 y ~38 ka sellando la terraza glaci-fluvial asociada al drift Penitentes, parecen encontrarse en la base de la facies distal de un flujo de detritos denominado Mario Ardito (Fauqué et al 2009a, Hermanns et al. 2015). Este evento arroja una edad por dataciones cosmogénicas (³⁶Cl) de 11.22±2.0 Ka. Asimismo, las glaciaciones a lo largo del valle del Aconcagua (Caviedes 1972) están cuestionadas ya que los depósitos de Portillo y Salto del Soldado fueron reclasificados como deslizamientos (Antinao y Gosse 2009, Welker et al. 2010).

Asimismo, investigaciones recientes reinterpretan el depósito de Horcones como una avalancha de rocas originada en la cara sur del cerro Aconcagua (Fauqué et al. 2009a, Hermanns et al. 2015). Esta gran masa caótica de sedimentos recorrió unos 30 km hasta llegar al río de las Cuevas, donde

este se represó formando un lago temporal. Los sedimentos de ese paleolago fueron datados por termoluminiscencia en ~15 ka (Espizúa 1999), siendo cubiertos por una capa de travertino datada en 9.7 ka por series de Uranio (Espizúa 1999). Dataciones en niveles de materia orgánica resultan congruentes arrojando edades de 8.6- 8.2 cal BP y 14.79-13.88 cal BP (Fauqué et al. 2009a). El avance más joven, Almacenes, fue datado también por métodos cosmogénicos (³⁶Cl) en ~ 16.5 (edades de bloques 13.13 - 14.8 ka, 7.1 - 7.8 ka y 16.1 - 17.0 kKa) (Fauqué et al. 2009a). Este estadio correspondería al registro local del último Máximo Glacial (LGM).

En la cuenca del río Blanco (32°), en el Cordón del Plata perteneciente a Cordillera Frontal, se identificaron avances glaciarios del Pleistoceno tardío cuyas edades cosmogénicas rondan los ~8 y ~25 ka, evidenciando localmente el Último Máximo Glacial (Moreiras et al. 2017). En esa cuenca, Wayne y Corte (1983) habían propuesto tentativamente edades similares para las morenas de Vallecitos I y Vallecitos II que no fueron datadas por Moreiras et al (2017). Describen además morenas holocenas (I, II y III) y una morena con núcleo de hielo donde el espesor de los escombros alcanza los 5 m (Wayne y Corte 1983). Estos autores señalan que existen cambios graduales desde depósitos de morena hasta glaciares de roca glaciogénicos simplemente porque las morenas podrían haber comenzado a moverse y cubrir los glaciares.

MÉTODOS

En esta investigación utilizamos imágenes satelitales (ALOS -sensor AVNIR2 -, CB2B), tomas de Google Earth y fotografías aéreas del año 1964 (1:50.000) tomadas durante el Plan Cordillerano para identificar procesos glaciares, periglaciares y paraglaciares en la región del parque provincial Aconcagua. Especial énfasis se puso en diferenciar los procesos activos y los depósitos cuaternarios asociados a morenas y procesos de remoción en masa. Posteriormente, se realizaron campañas para verificar la información obtenida en gabinete en función de los parámetros establecidos por Hewitt (1999) para diferenciar la génesis de los depósitos cuaternarios en 2009, 2010, 2012 y 2018 ingresando algunos años por el Valle de Horcones y otros por el valle del Vacas. Se realizó un vuelo en helicóptero para sobrevolar el área en febrero de 2009. A partir de esta información, se elaboró un mapa de geofomas del parque provincial Aconcagua (1:125.000) mediante herramientas de SIG, que incluyó la digitalización de diferentes formas de terreno basado también en los trabajos previos de Moreiras et al. (2008) y Randis (2009). Se mapea-

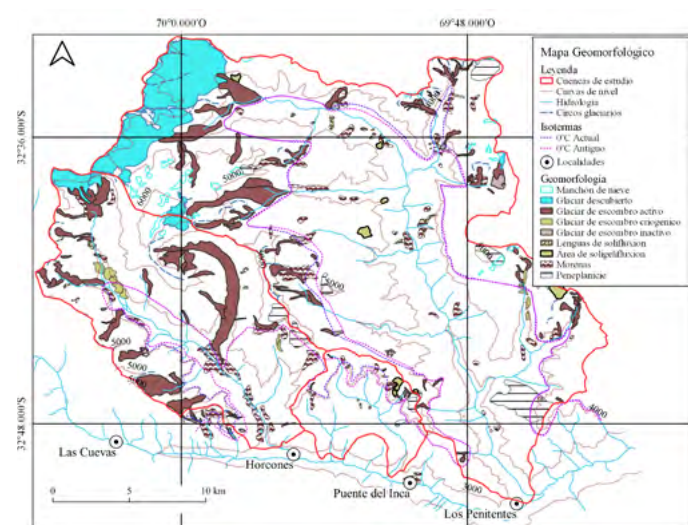


Figura 4. Mapa de geofomas glaciares identificadas en la zona de estudio señalando la isoterma de 0°C obtenida a partir del frente de los glaciares de escombros.

Cuadro 1: Áreas afectadas por los procesos glaciares en la reserva Parque Provincial Aconcagua.

Proceso	Valle de río Horcones			Valle de río Vacas			Reserva
	Área(km ²)	Área Cuenca (%)	Área reserva (%)	Área(km ²)	Área Cuenca (%)	Área reserva (%)	Área reserva (%)
Glaciar descubierto	5.39	2.4	0.6	37.81	6.7	4.4	5
Manchón de nieve	0.87	0.4	0.1	3.72	0.7	0.4	0.5
Glaciar escombros activo	21.00	9.2	2.5	28.96	5.2	3.4	5.9
Glaciar escombros inactivo	1.48	0.6	0.2	1.78	0.3	0.2	0.4
Morena indefinida	2.17	1.0	0.3	4.24	0.5	0.8	1.1
Morena lateral	5.48	2.4	0.6	5.03	0.6	0.9	1.5

ron glaciares descubiertos, glaciares de escombros activos e inactivos, glaciares criogénicos, manchones de nieve y morenas. Los glaciares de escombros activos contienen hielo subterráneo permanentemente congelado; por tanto, se trata de fenómenos del permafrost de alta montaña. Asumiendo a los glaciares de escombros como indicadores de permafrost, se estimó la altura de la isoterma de 0 °C a partir de la altura del frente de los glaciares de escombros activos (Drewes et al. 2018) (Fig. 4). Por otro lado, se actualizó el mapa inventario de procesos de remoción en masa elaborado por Moreiras et al. (2009). Esta nueva versión reinterpretó aquellos deslizamientos considerados complejos, cuya categoría desaparece en la nueva clasificación de Hungr et al. (2014), diferenciando avalanchas de rocas y depósitos generados a partir de morenas cuya nomenclatura no está incluida en Hungr et al (2014)

(Fig.5). A partir de este análisis geomorfológico se lograron diferenciar procesos vinculados a ciclos climáticos distintos que, si bien no han sido datados, pueden ser correlacionados con estudios crono-estratigráficos regionales. Los volúmenes de estas geoformas fueron estimados en forma aproximada en función de los datos de terrenos y los obtenidos por el SIG.

RESULTADOS

En esta región andina caracterizada por una topografía abrupta y condiciones climáticas extremas, los procesos glaciares, periglaciares- criogénicos y paraglaciares son unos de los agentes más importantes en el modelado del paisaje. Las principales geoformas relacionadas identificadas en el Parque provincial Aconcagua responden a glaciares descubiertos, glaciares de escombros activos e inactivos, glaciares de escombros criogénicos y manchones de nieve. Los glaciares cubiertos abarcan un 5 % de la reserva, mientras los glaciares de escombros lo hacen en un 6.3 % (Cuadro 1). Justamente, las facies de hielo cubierto son características de los Andes áridos ya que es la manera como se preservan los cuerpos de hielo.

Sin embargo, los valles que forman la reserva del Parque provincial Aconcagua muestran procesos geomorfológicos disimiles posiblemente como respuesta a las características morfométricas de cada una de las cuencas. Así, el valle del río de Las Vacas desde su nacimiento en el glaciar Güssfelt recorre 44 km, mientras que el valle del río Horcones alcanza aproximadamente la mitad del anterior con un recorrido de 23 km en total. Asimismo el área de la cuenca del río de Las Vacas de 564.9 km² duplica la extensión del valle de Horcones con un área de 228.4 km². Estos parámetros morfométricos

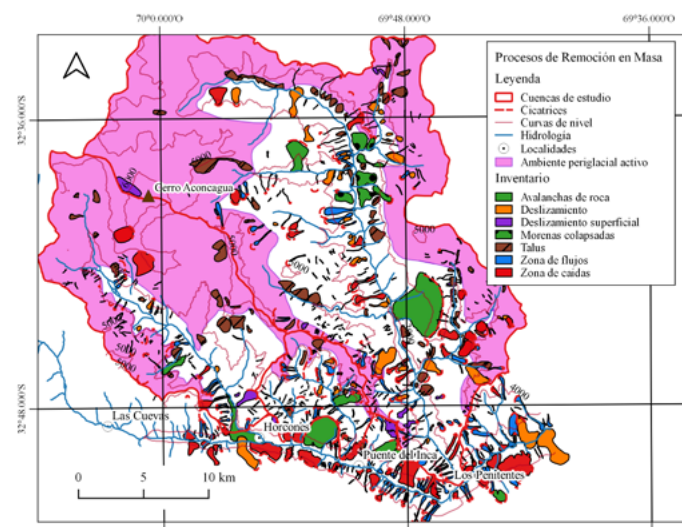


Figura 5. Mapa inventario de procesos de remoción en masa identificados en la zona de estudio, localizados en su mayoría por debajo de la isoterma de 0 °C (modificado de Moreiras et al. 2008). La zona por encima de dicha isoterma está coloreada.

Cuadro 2: Número de eventos (N) y área afectada por los procesos de remoción en masa en la zona de estudio).

Proceso de remoción en masa	N	N %	Área (km ²)	Área %	Área de estudio %
Deslizamiento profundo	43	5.78	19.82	13.81	3.09
Deslizamiento superficial	17	2.28	4.91	3.42	0.78
Avalanchas de rocas	9	1.21	25.98	18.10	2.36
Colapso de morenas	7	0.94	6.57	4.58	0.58
Flujos/zona de flujos	510	68.55	24.76	17.25	2.95
Talus	94	12.63	27.29	19.01	3.245
Zona de caídas/caídas de rocas	34.21	23.83	64	8.60	4.0725
Total	143.53		744		17.0869

Cuadro 3: Área afectada por los procesos de remoción en masa en los valles de Horcones y Vacas.

PRM	Valle de Horcones (217 km ²)			Valle de Vacas (572 km ²)		
	Área (km ²)	Área Valle %	Área reserva %	Área (km ²)	Área Valle %	Área reserva %
Avalanchas de roca	3.348	1.54	0.18	13.865	2.42	0.29
Morenas colapsadas	-	-	-	6.568	1.15	0.40
Deslizamiento profundo	0.433	0.20	0.02	11.577	2.02	0.14
Deslizamiento superficial	0.911	0.42	0.05	2.567	0.45	0.24
Talus	6.381	2.94	0.35	19.041	3.33	0.21
Zona de caídas	4.566	2.10	0.25	10.241	1.79	0.21
Zona de flujos	2.934	1.35	0.16	10.245	1.79	0.05
Total	18.573	8.56	1.02	74.104	12.96	1.54

cos de las cuencas debieron condicionar el comportamiento de los procesos geomorfológicos superficiales como el desarrollo de glaciares. Así en el valle más extenso, los glaciares abarcan el 11.4 % de la superficie del mismo (Cuadro 1), siendo la extensión de los glaciares descubiertos el 6.7 %, mientras en el valle de Horcones estos cuerpos abarcan el 2.4 %. Hay que considerar en este caso en particular, que la superficie del glaciar cubierto Horcones inferior (3.5 %) resulta exagerada debido a los recurrentes episodios en surge (Milana 2004), donde la superficie justamente se incrementa en estos eventos debido a las velocidades de desplazamiento mayores a la media.

Las morenas ubicadas a cotas inferiores se encuentran bien preservadas y desarrolladas a lo largo del río Horcones, mientras en el valle del río Vacas el aspecto de las morenas está mayormente modificado o alterado.

Inventario de deslizamientos

Los procesos de remoción en masa, como sinónimo del término inglés *landslides*, abarcan el 17 % de la superficie total de la reserva, considerando las áreas ocupadas por el depósito del evento sin tener en cuenta el sector de arranque (Cuadro 2). Esta distribución espacial de estos eventos se encuentra principalmente por debajo de la isoterma de 0 °C (Fig. 5).

Los procesos más comunes en esta región asociada a un fuerte intemperismo y crioclastismo son las caídas de rocas, expresadas geomorfológicamente como talus en dominio glaciar-periglacial, y los conos de deyección en los sectores más bajos que alcanzan una gran extensión dentro del área de la reserva. Estos procesos instantáneos y repentinos, muchas veces inesperados, son los que han producido un importante número de víctimas en la reserva. Estos eventos, descartando caídas puntuales, abarcan el 7 % de la masa deslizada en

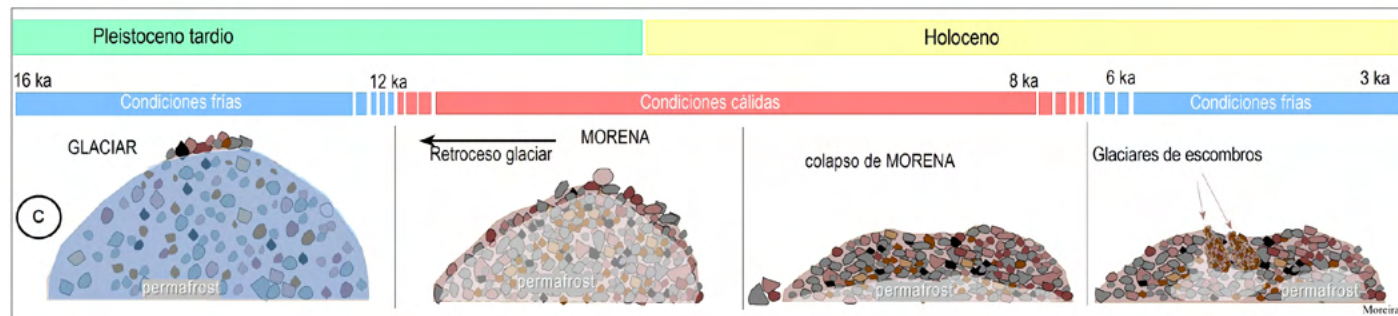
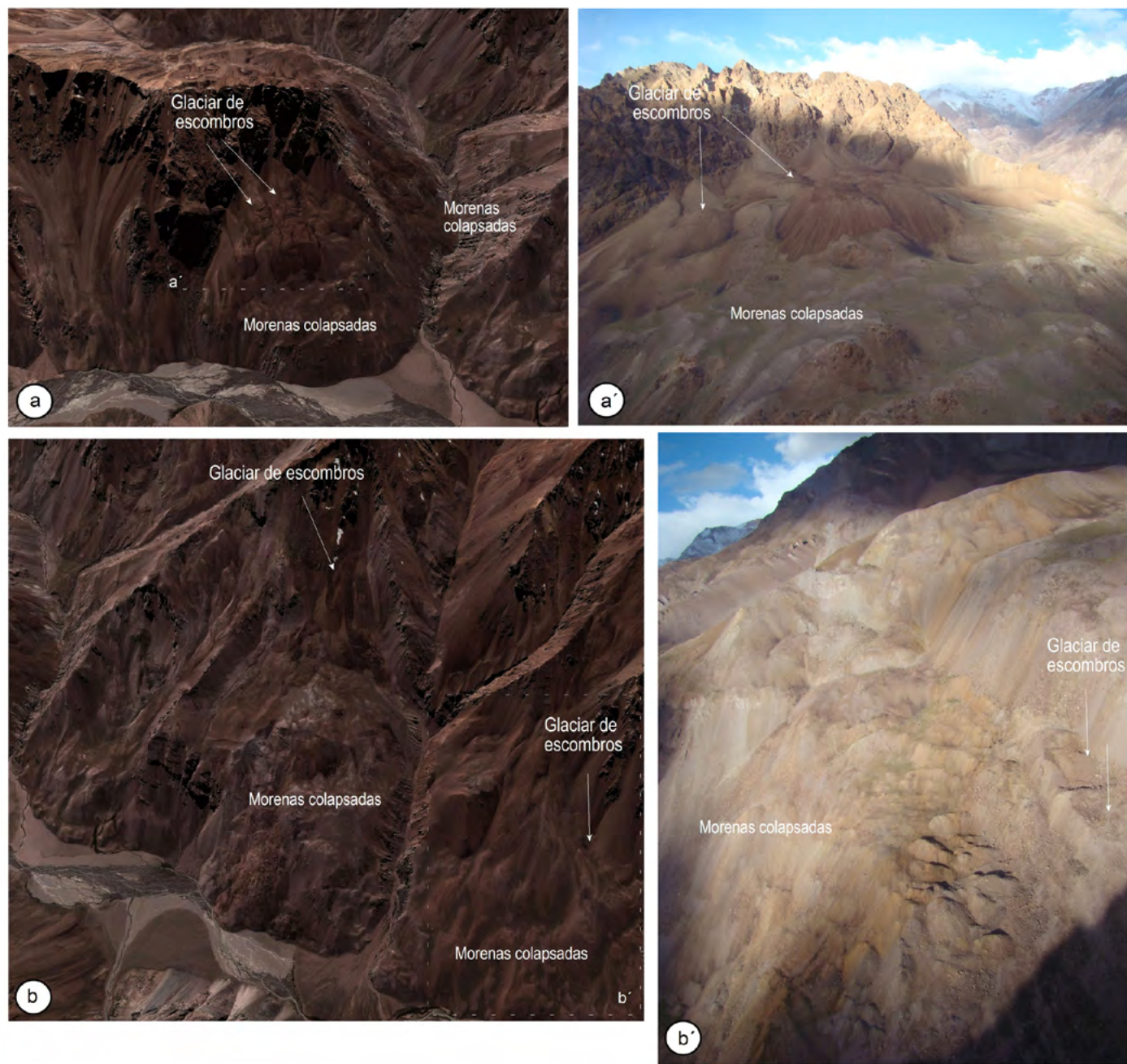


Figura 6. Colapsos de morenas en el valle del río Vacas donde se han desarrollado lenguas de geliflujión y glaciares de escombros criogénicos: a) Imagen Google del sector; a') Fotografía tomada desde helicóptero (S.M. Moreiras); b) Imagen Google del sector; b') Fotografía de la zona tomada desde helicóptero (S.M. Moreiras), y; c) modelo conceptual de los procesos acoplados.

la reserva (Cuadro 2). Valores similares fueron encontrados en los inventarios previos (Moreiras et al. 2008; Randis 2009). Lo mismo ocurre con los flujos de detritos generados ya sea por fusión de nieve (Moreiras et al. 2012) o fusión de los frentes de glaciares de escombros o núcleo de morenas de hielo (Moreiras et al. 2018, Álvarez et al. 2019); durante el comienzo de las estaciones cálidas resultan ser los más abundantes.

Los eventos con mayores depósitos corresponden a las avalanchas de rocas que afectan una superficie de 26 km² y constituyen el 18 % del área deslizada de la reserva. Sin lugar a duda, el deslizamiento más extraordinario en volumen es el que corresponde a la avalancha de rocas de Horcones (Pereyra 1995, Fauqué et al. 2009a, Hermanns et al. 2015). La superficie abarcada por los deslizamientos profundos resulta también significativa, siendo de alrededor de 20 km², mientras que los deslizamientos superficiales alcanzan unos 5 km², afectando entre ambos el 2 % del área de la reserva.

Los procesos asociados a la inestabilidad de las laderas muestran una mayor densidad y mayor desarrollo en el valle del río Vacas. El área total asociada a deslizamientos alcanza los 74 km², mientras en el valle del río Horcones sólo abarcan 18.5 km² (Cuadro 3). Así todos los tipos de procesos de remoción en masa cubren mayores áreas en el valle más extenso. Las avalanchas de rocas comúnmente con mayores dimensiones, ya que cubren un área considerable debido a sus grandes volúmenes y alcances, han afectado 13.8 km² en el valle del río de Las Vacas. La avalancha de rocas de Pampa de Leñas cubre 7.96 km². Este evento extraordinario debió represar el valle del río de Las Vacas ya que su depósito se encuentra en la margen opuesta de donde se generó, aunque no se han encontrado depósitos lacustres asociados. Esta extensión supera por lejos, las áreas afectadas en el valle de Horcones comprometiendo sólo 3.4 km².

Colapsos de morenas laterales

En este trabajo se diferenciaron colapsos asociados a morenas que anteriormente habían sido mapeados como eventos complejos (Moreiras et al. 2008). Estos eventos particulares sólo se identifican en el valle del río Vacas asociados a enormes y voluminosos cuerpos de morenas bien preservados (6). Estas geoformas extremadamente grandes cubren un área de 8 km² involucrando un volumen estimado de 10⁹ m³. Comúnmente este material ha condicionado la traza del curso del río Vacas, forzándolo a cambiar su recorrido o lo ha represado dejando valles muy amplios, con llanuras aluviales extensas, aguas arriba de las antiguas represas naturales. A pesar de ello es difícil encontrar sedimentos lacustres finos que evidencien esos represamientos.

Las morenas que colapsaron se encuentran a la misma cota que el avance glacial de Almacenes (3.500 m s.n.m.) definido por Espizúa (1999) en el valle de Horcones y datado en ~16 ka, por ende su colapso fue posterior a esta época. Se presume que estas morenas laterales debieron permanecer relativamente estables mientras la lengua de hielo glacial del valle las contenía o bien puede que tuvieran hielo que facilitaba su estabilidad. Las condiciones por las cuales estas morenas laterales cedieron no se conocen; pero es posible que colapsaran luego del retroceso del hielo glacial durante el Pleistoceno tardío-Holoceno.

Sobre los depósitos de las morenas colapsadas se han desarrollado glaciares de escombros que se distinguen fácilmente por su parte frontal con una fuerte pendiente (Fig. 6). Así el material que previamente perteneció a una morena está siendo movilizado en el ambiente criogénico actual mediante un proceso criogénico. Los glaciares de escombros embrionarios (*protalus rampart*) con crestas muy marcadas se generan a partir de la evolución de lenguas de geliflujión. Con el tiempo estos cuerpos de hielo evolucionan a glaciares de escombros criogénicos (Corte 1983).

DISCUSIÓN E IMPLICANCIAS

Este estudio geomorfológico principalmente permitió identificar un nuevo tipo de proceso de remoción en masa, colapsos de morenas, no reconocido previamente en la literatura internacional (Varnes 1978, WP/WLI 1993, Cruden y Varnes 1996, Hungr et al. 2014) y cuyo estereotipo no está incorporado en las clasificaciones vigentes de procesos de remoción en masa. Más aun, compromete metodología de diferenciación de procesos de remoción en masa y depósitos glaciares como las utilizadas por Hewitt (1999) y Abele (1984).

Si bien, los mecanismos de generación de estos colapsos se desconocen, es llamativo que estos eventos aparezcan concentrados en un sector particular del valle del río Vacas. Podemos señalar que a pesar de que los valles de Horcones y Vacas son muy próximos y se encuentran, y encontraron en el pasado, bajo las mismas condiciones ambientales, presentan comportamiento disímil en cuanto al desarrollo de las geoformas glaciares y ambiente periglacial. Asimismo, los procesos de remoción son diferentes. Mientras en el valle de Horcones se describen avalanchas de rocas (Pereira 1985, Moreiras et al. 2008, Fauqué et al. 2009a, Hermanns et al. 2015), en el valle del río Vacas se observan avalanchas de rocas mayores y morenas laterales colapsadas.

Evidentemente, el colapso de estas morenas del Pleis-

toceno tardío, si se acepta su correlación con el avance de Almacenes, es un fenómeno que debió darse luego del retroceso de las masas de hielo glaciario en el Pleistoceno tardío-Holoceno. En Uspallata, en el mismo valle del río Mendoza, a través de registro paleoclimáticos se registra un cambio de un ambiente glaciario a un ambiente postglaciario a los 12 ka que permaneció hasta los 8 ka según Markgraf (1983, 1986). La pérdida de estabilidad de estas enormes masas sedimentarias debió ocurrir a consecuencia de la falta de contención de la lengua de hielo glaciario sobre las paredes del valle o por el acomodamiento o rebote isostático (Hauser 2002, Huggel et al. 2005, Evans et al. 2009), aunque no se descarta la incidencia de la degradación del permafrost en este tipo de colapsos. Justamente, todas las morenas colapsadas se encuentran por debajo de la isoterma de 0 °C. Recientemente, Ravanel et al. (2018) analiza la degradación de una morena con núcleo de hielo en los Alpes suizos en donde la pérdida del hielo y la actividad o calentamiento del permafrost generaron caídas de bloques y una decena de deslizamientos de tamaño menores entre 24 a 1.138 m³. La peligrosidad de estos eventos generados a partir de la pérdida de hielo en morenas fue señalados previamente por Deline et al. (2014). Asimismo, Abele (1984) reconoció la inestabilidad de las pendientes en los Andes Centrales había sido fuertemente influenciada por la mayor degradación y descongelamiento del permafrost durante el período Pleistoceno tardío -Holoceno.

El material morénico colapsado dejó de ser un depósito puramente glaciario para convertirse en un proceso de remoción en masa. Sin embargo, este mismo material fue movilizado parcialmente por lenguas de gelifluxión que con el tiempo engendraron los glaciares de escombros. Por lo cual, el material que podría clasificarse como generado a partir de un proceso gravitacional pasa a ser parte de un proceso criogénico. Se presume que la formación de estos cuerpos de hielo se produjo tras la restauración del ambiente periglacial a esa altura (3.800 m. s.n.m.) bajo condiciones más frías ya que el depósito de origen glaciario se derrumbó muy probablemente durante condiciones más cálidas interglaciares posiblemente asociadas al alzamiento altitudinal de la isoterma de 0 °C (Haeberli y Gruber 2009, Huggel et al. 2012) y la consecuente degradación del permafrost (Gruber y Haeberli 2007, Harris et al. 2009, Huggel 2009, Stoffel y Huggel 2012). De tal manera que los procesos relacionados a la inestabilidad de las laderas parecen haber encontrado su clímax en el período posterior al Último Máximo Glacial en el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano.

Por otro lado, se estima que los glaciares de escombros requerirían un mínimo de 2500 años para su evolución (Corte

1957, Barsch 1993). Una edad de 3000 años BP es asignada a los glaciares de escombros identificados en el valle del río Blanco (32 °S) por Wayne y Corte (1983). Edades similares entre 0.9 y 7 ka fueron establecidas para el glaciario de escombros Las Liebres en la ladera occidental de los Andes (Monnier y Kinnard 2016). Asimismo, se asume que los glaciares de escombros en los Andes Centrales de Chile son más jóvenes que 10 ka (Azócar y Brenning 2010).

De ser así, los glaciares de escombros activos que se observan sobre las morenas colapsadas podrían corresponder a un ciclo de enfriamiento durante el Holoceno. Barsch (1988) ya había planteado esta posibilidad en el ambiente periglaciario de los Andes Centrales. Justamente podrían estar representando en función de sus edades, el Younger cooling (~ 6 -3 Ka) (Street-Perrot 1985). Markgraf (1983, 1986) advierte temperaturas más bajas entre los 5.000 y 3.000 años AP en registros del sitio Salinas en Uspallata. Un poco más al sur, a los 35° S, Stingl y Garleff (1985) identifican un significativo avance glaciario en el entre los 6.000 y 4.500 AP. Sin embargo, las reconstrucciones paleoclimáticas en el sector de estudio, lamentablemente, son muy escasas y con desfases (Moreiras et al. 2017, Zech et al. 2007). Por otro lado, podrían existir varias generaciones de glaciares de escombros asociados a más de un ciclo de enfriamiento durante el Holoceno.

A partir de estas evidencias, se propone la existencia de un sistema acoplado en el transporte y permanencia de los sedimentos en una cuenca asociado a procesos glaciares, procesos gravitacionales de laderas (deslizamientos) y procesos criogénicos (glaciares de escombros) (Moreiras 2017) (Fig. 6c). Este modelo tiene implicancias concretas en los estudios cronoestratigráficos y las inferencias paleoclimáticas que surgen de estos estudios. Evidentemente, el desconocimiento de la existencia de morenas colapsadas podría enmascarar la correlación de inestabilidad de laderas con periodos más cálidos; así como los procesos criogénicos podrían alterar los fechados de morenas a partir de los cuales se infieren los estadios glaciares.

CONCLUSIONES

Este trabajo revela la existencia de procesos geomorfológicos acoplados que condicionan la movilización o permanencia de los sedimentos en una cuenca dependiendo del clima. Identifica procesos gravitacionales de laderas asociados a colapsos de morenas que no han sido debidamente identificados; así como eventos criogénicos posteriores que debieron estar asociados a un ciclo de enfriamiento en los

Andes Centrales, asumiendo que los colapsos se vincularían a interestadios más cálidos. Asimismo, estos resultados advierten sobre los errores en los fechados de morenas a partir de la dinámica observada. Evidentemente la movilización de bloques mediante procesos criogénicos como la reptación de permafrost altera los fechados para la reconstrucción de glaciaciones a partir de las edades de morenas.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación fue financiada por el Programa AME-NAZAS NATURALES EN LOS ANDES CENTRALES (AN-LAC): análisis, predicción y valoración socio-económica de la Universidad Nacional de Cuyo (Res 571/15) y el proyecto SeCTyP 2016-2018: El rol de los deslizamientos en el balance sedimentario y comportamiento hidrológico de las cuencas andinas: Historia paleo-ambiental e hidrodinámica actual en los Andes Centrales (Res.3820/2016) ambos liderados por la Dra. Moreiras.

REFERENCIAS

- Abele, G. 1984. Derrumbes de montaña y morenas en los Andes chilenos. *Revista de Geografía Norte Grande* 11:17-30.
- Allen, S.K., Cox, S.C. y Owens, I.F. 2011. Rock avalanches and other landslides in the Central Southern Alps of New Zealand: a regional study considering potential climate change impacts. *Landslides*, 8: 33-48.
- Álvarez, M.A., Mastrantonio, L. y Moreiras, S.M. 2019. Susceptibilidad a la ocurrencia de flujos de detritos a escala regional en el Parque Provincial Aconcagua, Mendoza, Argentina. *Revista de la Facultad de Agrarías*, en prensa.
- Antinao, J.L. y Gosse, J. 2009. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32–34.5°S): tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology* 104: 117-133.
- Azócar, G.F. y Brenning, A. 2010. Hydrological and geomorphological significance of rock glaciers in the dry Andes, Chile (27–33 S). *Permafrost and Periglacial Processes*, 21(1): 42-53.
- Azócar, G.F., Brenning, A., Bodin, X. 2017. Permafrost distribution modeling in the semi-arid Chilean Andes. *The Cryosphere* 11(2): 877-890.
- Ballantyne, C.K. 2002. Paraglacial geomorphology. *Quaternary Science Reviews* 21(18-19):1935-2017.
- Barsch, D. 1988. Rock glaciers. En: Clark, M.J. (ed.), *Advances in periglacial geomorphology*. Wiley, 69-90, Chichester.
- Barsch, D. 1993. Periglacial Geomorphology in the 21st century. *Binghamton Symposium on Geomorphology* 7: 141-163, New York.
- Beniston, M. 2003. Climatic change in mountain regions: A review of possible impacts. *Climatic Change*, 59(1-2): 5-31.
- Beniston, M., Stephenson, D.B., Christensen, O.B., Ferro, C.A.T., Frei, C., Goyette, S., Halsnaes, K., Holt, T., Jylhae, K., Koffi, B., Palutikov, J., Schoell, R., Semmier, T., Woth, K. 2007. Future extreme events in European climate: An exploration of regional climate model projections. *Climatic Change* 81(1):71-95.
- Bovis, M.J. 1990. Rock-slope deformation at affliction creek, southern Coast Mountains, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences* 27(2), 243-254.
- Caviedes, C. 1972. Geomorfología del Cuaternario del valle de Aconcagua, Chile Central. *Freiburger Geographische, Hefte* 11:153 p.
- Corte, A.E. 1957. Sobre la geología glacial Pleistocénica de Mendoza. *Anales del Departamento de Investigaciones Científicas, Universidad Nacional de Cuyo* 2: 2: 1-27, Mendoza.
- Corte, A.E. 1983. Los conceptos: geocriogénico - parageocriogénico y glacial- paraglacial en los Andes Centrales de Argentina, latitud 30°. *Primera Reunión del Grupo Periglacial argentino, Actas*: 48-66, Mendoza
- Corte, A.E. 1987. Central Andes rock glaciers: applied aspects. En: Giardino, J.R., Shroder, J.F. y Vitek, J.D. (eds.), *Rock glaciers*. Allen and Unwin, 303 p., London.
- Crozier, M.J. 1997. The climate-landslide couple: a Southern Hemisphere perspective. *Paläoklimaforschung Paleoclimate Research* 19: 333-354.
- Cruden, D.M. y Varnes, D.J. 1996. Landslide types and processes. In: Turner, A.K., Schuster, R.L. (eds.), *Special Report 247: Landslides Investigation, Mitigation*. National Research Council, Transportation Research Board, 36-75, Washington, DC.
- Deline, P., Gruber, S., Delaloye, R., Fischer, L., Geertsema, M., Giardino, M., Hasler, A., Kirkbride, M., Krautblatter, M., Magnin, F., McColl, S., Ravelin, L. y Schoeneich, P. 2014. Ice Loss and Slope Stability in High-Mountain Regions. En: Haeberli, W., Whiteman, C., Shroder, J.F. (eds.), *Snow and Ice-Related Hazards, Risks, and Disasters*: 521-561, Amsterdam.
- Drewes J., Moreiras S.M. y Korup O. 2018. Permafrost activity and atmospheric warming in the Argentinian Andes. *Geomorphology* 323: 13-24.
- Draebing, D., Krautblatter, M. y Dikau, R. 2014. Interaction of thermal and mechanical processes in steep permafrost rock walls: A conceptual approach. *Geomorphology* 226: 226-235.
- Espizúa, L.E. 1993. Quaternary Glaciations in the Río Mendoza Valley, Argentine Andes. *Quaternary Research* 40: 150-162.
- Espizúa, L.E. 1999. Chronology of late Pleistocene glacier advances in the Río Mendoza Valley, Argentina. *Global and Planetary Change* 22: 193-200.
- Espizúa, L. 2004. Pleistocene glaciations in the Mendoza Andes, Argentina. En: Ehlers, J. y Gibbard, P. (eds.), *Quaternary Glaciations: Extent and Chronology. Part III: South America, Asia, Africa, Australasia, Antarctica*. Elsevier, 69-73, Cambridge.
- Espizúa, L.E. y Bigazzi, G. 1998. Fission-track dating of the Punta de Vacas glaciation in the río Mendoza valley, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 17: 755-760.

- Evans, S.G. y Clague, J.J. 1994. Recent climatic change and catastrophic geomorphic processes in mountain environments. *Geomorphology* 105 (14): 107-128.
- Evans, S. G., Bishop, N. F., Fidel Smoll, L., Valderrama Murillo, P., Delaney, K. B., y Oliver-Smith, A. 2009. A re-examination of the mechanism and human impact of catastrophic mass flows originating on Nevado Huascarán, Cordillera Blanca, Peru in 1962 and 1970. *Engineering Geology* 108: 96-118.
- Fauqué, L., Hermanns, R.L. y Wilson, C.G.J. 2009a. Remociones en masa en la región Andina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (4): 687-690.
- Fauqué, L., Hermanns, R., Hewitt, K., Wilson, C., Baumann, V., Lagorio, S. y Di Tomasso, I. 2009b. Mega-deslizamientos de la pared sur del Cerro Aconcagua y su relación con depósitos asignados a la Glaciación Pleistocena. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(4): 691-712.
- Gariano, S.L. y Guzzetti, F. 2016. Landslides in a changing climate. *Earth-Science Reviews* 162: 227-252.
- Gruber, S. y Haeberli, W. 2007. Permafrost in steep bedrock slopes and its temperature related destabilization following climate change. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface* 112(F2).
- Haeberli, W. y Gruber, S. 2009. Global warming and mountain Permafrost. In *Permafrost soils*. *Soil Biology* 16, Springer, 205-218, Berlin Heidelberg.
- Harris, C., Arenson, L.U., Christiansen, H.H., Etzemüller, B., Frauenfelder, R., Gruber, S., Haeberli, W., Hauck, C., Hoelzle, M., Humlum, O., Isaksen, K., Kääb, A., Kern-Lütschg, M.A., Lehning, M., Mat-suoka, N., Murton, J.B., Nozli, J., Phillips, M., Ross, N., Seppälä, M., Springman, S.M. y Mühl, D.V. 2009. Permafrost and climate in Europe: monitoring and modelling thermal, geomorphological and geotechnical responses. *Earth-Science Review* 92(3-4): 117-171.
- Hermanns, R., Fauqué, F., y Wilson, C. 2015. ³⁶Cl terrestrial cosmogenic nuclide dating suggests Late Pleistocene to Early Holocene mass movements on the south face of Aconcagua mountain and in the Las Cuevas-Horcones valleys, Central Andes, Argentina. In: *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*, Special Publication, Geological Society of London, 399.
- Hewitt, K. 1999. Quaternary moraines vs catastrophic rock avalanches in the Karakoram Himalaya, Northern Pakistan. *Quaternary Research* 51: 220-237.
- Huggel, C. 2009. Recent extreme slope failures in glacial environments: effects of thermal perturbation. *Quaternary Science Review* 28: 1119-1130
- Huggel, C., Clague, J.J. y Korup, O. 2012. Is climate change responsible for changing landslide activity in high mountains? *Earth Surf ace Processes and Landform* 37(1):77-91
- Huggel, C., Fischer, L., Schneider, D. y Haeberli, W. 2010. Research advances on climate-induced slope instability in glacier and permafrost high-mountain environments. *Geographica Helvetica*, 65: 146-156.
- Huggel, C., Zraggen-Oswald, S. et al. 2005. The 2002 rock/ice avalanche at Kolka/Karmadon, Russian Caucasus; assessment of extraordinary avalanche formation and mobility, and application of QuickBird satellite imagery. *Natural Hazards and Earth System Sciences* 5, 173-187.
- Hungr, O., Leroueil, S. y Picarelli, L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11(2): 167-194.
- Krautblatter, M., Funk, D. y Günzel, F.K. 2013. Why permafrost rocks become unstable: a rock-ice-mechanical model in time and space. *Earth Surface Processes and Landforms* 38: 876-887.
- Koeppen, W. 1948. *Climatología*. Fondo de Cultura Económica, México.
- Markgraf, V. 1983. Late and postglacial vegetational and paleoclimatic changes in the subantarctic, temperate and arid environments in Argentina. *Palynology* 7: 43-70.
- Markgraf, V. 1986. Paleoclimas del último glacial y postglacial en los Andes de Argentina. IV Reunión de Subcomisión Latinoamericana sobre la importancia los procesos periglaciales. *Acta Geocriogénica* 4: 93-110.
- Stingl, H. y Garleff, K. 1985. Glaciers variations and climate of the Late Quaternary in the Subtropical and midlatitude Andes of Argentina. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie*, Universitätsverlag Wagner 21: 225-228.
- Milana, J.P. 2004. Modelización de la deformación extensional ocasionada por el avance catastrófico (surge) del glaciar Horcones Inferior Aconcagua. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 59 (2): 167-177
- McCull, S.T. 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153:1-16.
- Monnier, S. y Kinnard, C. 2016. Interrogation the time and processes of development of the Las Liebres rock glacier, central Chilean Andes, using a numerical flow model. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Moreiras, S.M. 2006. Chronology of a Pleistocene rock avalanche probable linked to neotectonic, Cordon del Plata (Central Andes), Mendoza-Argentina. *Quaternary International* 148(1): 138-148.
- Moreiras, S.M. y Sepúlveda, S.A. 2015. Megalandslides in the Andes of Central Chile and Argentina (32-34 °S) and potential hazards. En Sepúlveda, S. A., Giambiagi, L. B., Moreiras, S. M., Pinto, L., Tunik, M., Hoke, G. D. y Fariás, M. (eds), *Geodynamic processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society, Special Publication 399: 329-344, London.
- Moreiras S.M., Lenzano M.G. y Riveros N. 2008. Inventario de procesos de remoción en masa en el Parque provincial Aconcagua, provincia de Mendoza - Argentina. *Multiequina*. *Latin American Journal of Natural Resources* 17: 129-146.
- Moreiras, S.M., Hermanns, R. y Fauqué, L. 2015. Cosmogenic dating

- of rock avalanches constraining quaternary stratigraphy and regional neotectonics in the Argentine Central Andes (32 °S). *Quaternary Science Reviews* 112: 45-58.
- Moreiras, S.M., Lisboa, S. y Mastrantonio, L. 2012. The role of snow melting upon landslides in the central Argentinean Andes. *Earth Surface and Processes Landforms*. Special issue on Historical Range of Variability. Guest editors: Ellen Wohl and Sara Rathburn 37 (10): 1106-1119.
- Moreiras, S.M., Páez, M.S., Lauro, C. y Jeanneret, P. 2017. First cosmogenic ages for glacial deposits from the Plata range (33 °S): New inferences for Quaternary landscape evolution in the Central Andes. En: Kröhling, D. M. *Analysis of the Quaternary climatic and tectonic forcing along some different tectonic settings of South America*. Special volume. *Quaternary International* 438 (A): 50-64.
- Pereyra, F.X. 1995. Esquema geomorfológico del sector norte del valle del río Las Cuevas, entre Puente del Inca y Las Cuevas, Prov. De Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica, Argentina* 50 (1-4): 103-110
- Randis A. 2012. Recursos geomorfológicos del Parque Provincial Aconcagua, Mendoza. Tesis de grado, Universidad Nacional de Cuyo (Inédita).
- Ramos, V.A. 1996. Evolución tectónica de la alta cordillera de San Juan y Mendoza. En: Ramos, V.A. (ed), *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24 (12): 447-460. Buenos Aires.
- Raveland, L., Duvillard, P., Jaboyedoff, M., Lambiel, C. 2018. Recent evolution of an ice-cored moraine at the Gentianes Pass, Valais Alps, Switzerland. *Land Degradation and Development*
- Rosas, M., Wilson, C., Hermanns, H., Fauqué, L. y Baumann, V. 2008. Avalanchas de rocas de las Cuevas una evidencia de la desestabilización de las laderas como consecuencia del cambio climático del Pleistoceno superior 17 Congreso Geológico Argentino, *Actas*: 313-314, San Salvador de Jujuy.
- SEGEMAR, 2008. Carta geológica Cerro Aconcagua. Escala 1:250.000. Servicio Geológico Minero.
- Slaymaker, O. 2009. Proglacial, periglacial or paraglacial? *Geological Society, London, Special Publications* 320 (1): 71-84.
- Soldati, M., Corsini, A., Pasuto, A. 2004. Landslides and climate change in the Italian Dolomites since the Late glacial. *Catena* 55:141-161.
- Stoffel, M. y Huggel, C. 2012. Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in Physical Geography* 36(3):421-439
- Stoffel, M. y Huggel, C. 2012. Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in physical geography*, 36(3): 421-439.
- Street-Perrott, F. A. 1985. Lake levels and climate reconstruction. *Palaeoclimate analysis and modelling*: 291-340.
- Varnes, D. J. 1978. Slope movement types and processes. *Special report* 176: 11-33.
- Wayne, W.J. y Corte, A.E. 1983. Multiple glaciations of the Cordon del Plata, Mendoza, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 42 (1-2): 185-209.
- Welkner, D., Eberhardt, E. y Hermanns, R.L., 2010. Hazard investigation of the Portillo Rock Avalanche site, central Andes, Chile, using an integrated field mapping and numerical modelling approach. *Engineering Geology* 114: 278-297.
- WP/WLI. 1993. *Multilingual landslide glossary*. Bi-Tech Publishers, 59, Richmond, British Columbia Canada.
- Zech, J., Terrizano, C., García-Morabito, E., Veitt, H. y Zech, R. 2017. Timing and extent of Late Pleistocene glaciation in the Arid Central Andes of Argentina and Chile (22°-41 °S). *Cuadernos de Investigación Geográfica* 43 (2): 697-718.
- Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S.U., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrom, A.P., Anderson, B., Balracharya, S., Baroni, C., Braun, L.N., Cáceres, B.E., Casassa, G., Cobos, G., Dávila, L.R., Delgado Granados, H., Demuth, M.N., Espizua, L., Fischer, A., Fujita, K., Gadek, B., Ghazanfar, A., Hagen, J.O., Holmlund, P., Karimi, N., Li, Z., Pelto, M., Pitte, P., Popovnin, V.V., Portocarrero, C.A., Prinz, R., Sangewar, C.V., Severskiy, I., Sigurdsson, O., Soruco, A., Usabaliev, R. y Vincent, C. 2015. Historically unprecedented global glacier decline in the early 21st century. *Journal of Glaciology* 61 (228): 745-761.