



# Inventario y clasificación de diques naturales. Cuenca Río Blanco, Andes Centrales

**María Yanina ESPER ANGILLIERI<sup>1</sup>, Ana Paula FORTE<sup>1,2</sup>, Raúl Emmanuel OCAÑA<sup>1,3</sup> y Cristian Daniel VILLARROEL<sup>1,2</sup>**

<sup>1</sup>CIGEOBIO. UNSJ-CONICET. Centro de Investigaciones de la Geosfera y la Biosfera, Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, Universidad Nacional de San Juan.

<sup>2</sup>Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad Nacional de Cuyo.

<sup>3</sup>Gabinete de Geología Ambiental (INGEO). Facultad de Ciencias Exactas Físicas y Naturales, Universidad Nacional de San Juan.

Emails: yaninaesper@gmail.com, anapau.forte@gmail.com, raulemanuelo@gmail.com, cristian.villarroel@unsj-cuim.edu.ar

**Editor:** Francisco E. Córdoba

Recibido: 14 de enero de 2021

Aceptado: 9 de mayo de 2021

## RESUMEN

Las investigaciones sobre la ocurrencia de procesos de remoción en masa son habituales en Argentina, sin embargo, su potencial para formar endicamientos o diques naturales ha sido escasamente estudiado. A pesar de que los procesos de remoción en masa que generan diques naturales son muy frecuentes en los Andes Centrales Argentinos, raramente son inventariados. Siendo la sismicidad y las precipitaciones extraordinarias las principales variables disparadoras de estos eventos. Mientras que los principales factores condicionantes en la cuenca del Río Blanco (Provincia de San Juan, Argentina), corresponden a la inestabilidad de las laderas, asociados: a) al retiro de los grandes glaciares que ocuparon los valles durante el Cuaternario, b) la litología de alta friabilidad afectada por importantes procesos de alteración hidrotermal y c) la degradación del ambiente periglacial, actualmente afectado por procesos de pérdida de hielo subterráneo debido a los aumentos de temperaturas ambientales. La identificación de estos diques o presas naturales constituye un aporte fundamental para evaluar su peligrosidad y riesgo asociado a las poblaciones y asentamientos aguas abajo. Los resultados señalan que se han identificado un total de 157 diques naturales en la cuenca del Río Blanco, siendo los flujos de detritos los procesos más frecuentes que obturan los valles.

**Palabras clave:** procesos de remoción en masa, San Juan, Argentina.

## ABSTRACT

*Inventory and classification of natural dams, Río Blanco Basin, Central Andes of Argentina.*

The studies about the occurrence of landslides are common in Argentina, however, their potential to form natural dams is scarcely studied. Although, natural dam's related landslides are very frequent in the Argentine Central Andes, they are rarely inventoried. Being seismicity and extraordinary rainfall the main trigger variables of these events. Meanwhile, the main conditioning factors in the Río Blanco basin (San Juan province, Argentina), correspond to the instability of the slopes, associated with the retreated of the great glaciers that occupied the valleys during the Quaternary; high friability lithology affected by important hydrothermal alteration processes; and the degradation of the periglacial environment, currently affected by processes of interstitial ice loss due to increases temperatures. The identification of these natural dams constitutes a fundamental contribution to the hazard and risk assessment associated with towns and settlements downstream. The results show that a total of 157 natural dams have been identified in the Río Blanco basin, with debris flows being the most frequent processes that block the valleys.

**Keywords:** Landslides, San Juan, Argentina.

## INTRODUCCIÓN

Los procesos de remoción en masa constituyen peligros geológicos que amenazan la vida y las infraestructuras globalmente. Además de su inmediata peligrosidad asociada al daño ocasionado por el propio depósito del proceso de remoción en masa, estos pueden generar diques naturales que posteriormente pueden romper catastróficamente (González Díaz et al. 2001, Hermanns et al. 2006, Penna et al. 2008, Perucca y Esper Angillieri 2009 a,b). Estos diques son formados por la ocurrencia de procesos de remoción en masa que bloquean un curso de agua permanente o efímero y que conduce a la formación de un reservorio natural (Hermanns 2013). Los diques naturales, relacionados a la ocurrencia de procesos de remoción en masa, son diversos en su formación, características y longevidad (Costa y Schuster 1988). Estos son más frecuentes en zonas geológicamente activas, como es el caso de la cuenca del Río Blanco (Cordillera Frontal y Principal), donde los afloramientos están intensamente fracturados y/o afectados por alteración hidrotermal (Cristallini y Ramos 2000). Además, la erosión glaciaria ha desarrollado valles escarpados y, tras el retiro de la lengua glaciaria, se ha generado fracturación interna de los materiales por alivio de la presión confinante (Pánek 2019), sumado a un amplio desarrollo actual del ambiente periglacial que se encuentra en estado de degradación debido a aumentos de temperaturas ambientales (Villarroel et al. 2018, Tapia y Trombotto 2019). Estos factores contribuyen a un aumento en la susceptibilidad a la ocurrencia de procesos de remoción en masa disparados por factores externos como sismicidad o precipitación (Keefer 1984). Los valles estrechos, como los de este sector de los Andes Centrales, requieren un volumen deslizado relativamente pequeño para formar diques naturales (Evans 1984). Estos diques naturales y sus cuerpos de agua asociados pueden existir por varios minutos o por miles de años, dependiendo de muchos factores, tales como, su volumen, textura y clasificación del material depositado, tasas de filtración y finalmente, aporte de sedimentos y agua hacia el lago recién formado (Costa y Schuster 1988).

Las glaciaciones ocurridas durante el periodo Cuaternario han dejado un amplio registro en la geomorfología de la zona de estudio. Diversas geoformas de depósito y erosión glacial se desarrollan y caracterizan este sector de la cordillera de los Andes (Palacios et al. 2020, Terrizzano et al. 2017, Zech et al. 2017, Forte y Villarroel 2019). Sin embargo, actualmente, los procesos periglaciales (crioclastismo, congelamiento-descongelamiento, soliflucción-geliflucción, entre otros), junto con procesos gravitatorios y fluviales, son los principales modeladores del paisaje.

Pese a que en la Argentina existen registros históricos de generación y colapso de diques naturales, el hecho de que se produzcan en áreas montañosas poco pobladas, lleva a la escasez de datos y, por lo tanto, al desconocimiento de la dinámica de estos procesos (Penna et al. 2012). Los diques o presas naturales en los Andes han generado en el pasado numerosas pérdidas económicas, entre los antecedentes sobre rotura de presas naturales en la Argentina se pueden mencionar: a) el desagote de laguna de Navarrete (Penna et al. 2007), b) el aluvión del río Colorado en diciembre de 1914 por la rotura de un dique natural en el valle del río Barrancas (González Díaz et al. 2001, Penna et al. 2008) y c) el ocurrido en la zona del presente trabajo en 2005 (D'Odorico Benites et al. 2009, Perucca y Esper Angillieri 2009 a,b, Penna et al. 2013).

Debido al aumento actual y proyectado de las actividades humanas crecientes en las zonas de montañas (e.g. turismo, minería, rutas, etc.) que están permanentemente expuestas a la ocurrencia de procesos de remoción en masa, es necesario estudiar estos procesos en detalle que permitan identificar zonas con mayor susceptibilidad a su ocurrencia y permitan una mejor planificación de usos de las superficies expuestas.

A inicios del 2005 un gran deslizamiento de rocas y detritos, ubicado en la ladera occidental de la Cordillera de Santa Cruz (cuenca del Río Blanco), bloqueó totalmente el valle del río Santa Cruz originando un dique natural que colapsó catastróficamente en noviembre del mismo año provocando numerosas pérdidas económicas (D'Odorico Benites et al. 2009, Perucca y Esper Angillieri 2009 a,b, Penna et al. 2013).

La cuenca del Río Blanco pertenece al sector norte de los Andes Centrales de Argentina (entre los 31° y 35° de latitud sur) y ocupa un área de 4855.68 km<sup>2</sup>, donde, salvo algunos proyectos y/o campamentos mineros, no existen asentamientos humanos. Sin embargo, las actividades turísticas en este sector están en amplio desarrollo y con perspectivas futuras de expansión. Además, aguas abajo de esta cuenca se encuentran importantes localidades turísticas como Barreal y Calingasta principalmente.

En este trabajo se presenta un inventario de diques o represas naturales en la cuenca del Río Blanco ubicada en los Andes Centrales Argentinos, con el objeto de contribuir al conocimiento y caracterización de los mismos, que permita luego el análisis de su peligrosidad y riesgo asociado a las localidades ubicadas aguas abajo.

## ÁREA DE ESTUDIO

La cuenca del Río Blanco se ubica en el suroeste de la

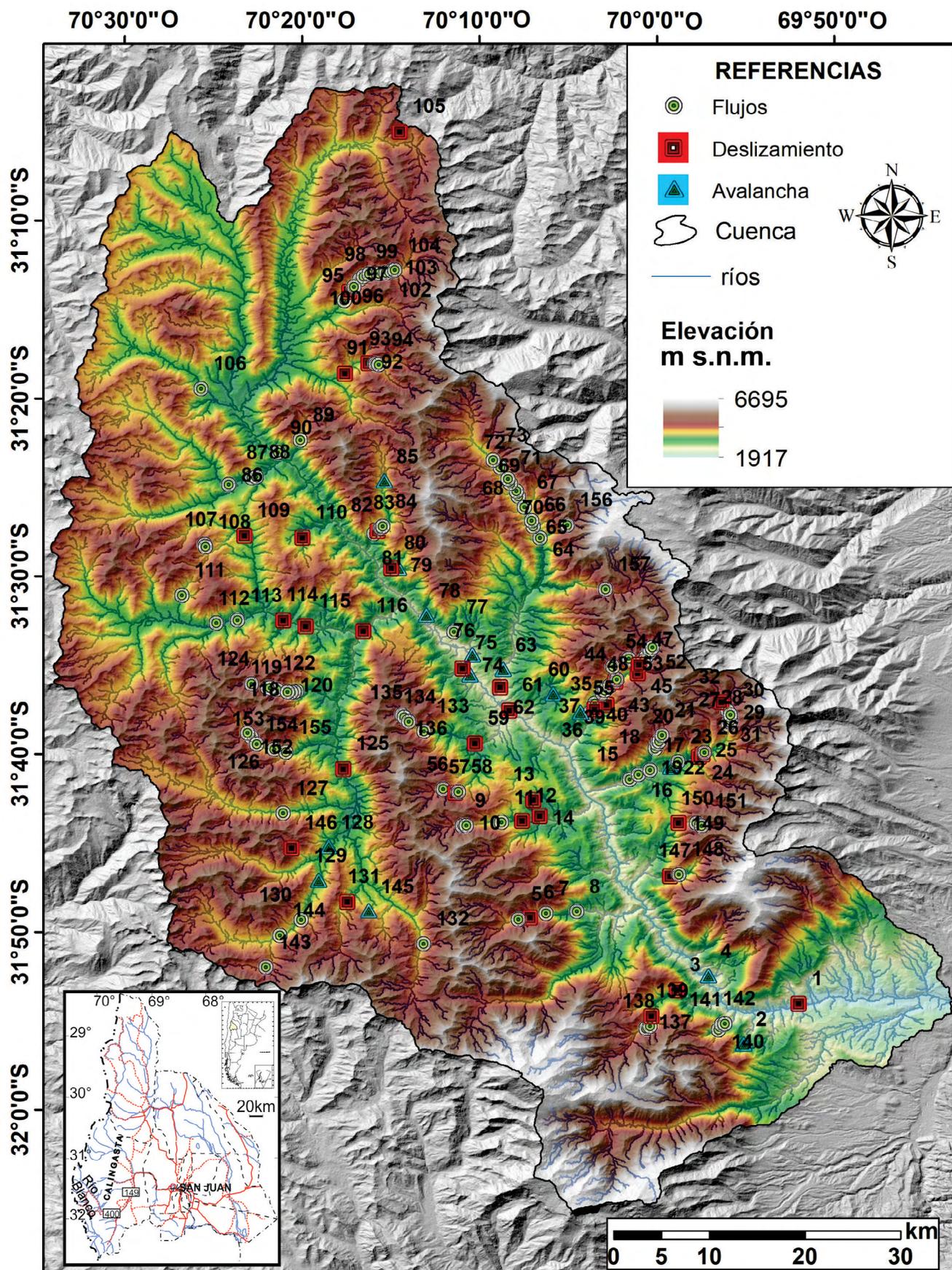


Figura 1. Ubicación de la zona de estudio. Inventario de diques o presas naturales.

Provincia de San Juan, en el Departamento Calingasta. Se accede al área por las rutas provinciales 149 y 400, esta última una huella minera de difícil acceso (Fig. 1). Forma parte de la cuenca del Río San Juan, cuenca principal de la Provincia de San Juan, la que abastece de agua no solo a la capital sanjuanina, sino que además a varias localidades.

El relieve de la región es el resultado de las extensas glaciaciones pleistocenas, aunque los procesos de remoción en masa y la intensa producción de detritos durante el Holoceno han generado importantes cambios en el paisaje. Los cordones montañosos de la región poseen un rumbo meridional, con picos que alcanzan los 6720 m s.n.m. (cerro Mercedario), con una topografía y condiciones climáticas extremas y una compleja estructura geológica y tectónica activa, que constituyen importantes variables favorables para la ocurrencia de procesos de remoción en masa. La acción fluvial es uno de los agentes geomórficos principales en el modelado actual del paisaje. Los ríos son en su mayoría de carácter permanente, de origen nival-glacial-periglacial y con una orientación predominantemente norte-sur y este-oeste, respetando un control estructural que se impone regionalmente. Por otro lado, los campos de nieves y glaciares actuales se concentran principalmente en las cimas de las Cordilleras Frontal y Principal. La cuenca del Río Blanco tiene un caudal promedio anual de 19.37 m<sup>3</sup>/s para el período 1990-2019, con una alta variabilidad interanual con valores bajos de 5.31 m<sup>3</sup>/s (2010) y valores altos de 50.01 m<sup>3</sup>/s (2002) (Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica de la Nación).

## Clima

El clima de los Andes varía según una franja altitudinal y latitudinal. En los Andes Centrales la temperatura promedio registra un aumento de 0.2 a 0.4 °C/década desde 1976 a 2006 (Falvey y Garreaud 2009). Además, estudios que proyectan escenarios futuros, indican una continuidad en el aumento de temperatura y una disminución en las precipitaciones nivas en regiones montañosas (Poblete y Minetti 2017).

La precipitación media anual es de 350 mm a 4019 m s.n.m. (Tapia Baldis 2018) y de 297.6 mm a 3600 m s.n.m. (Villarroel 2019).

## GEOLOGÍA REGIONAL

Geológicamente el área de estudio abarca una porción de dos unidades morfoestructurales como la Cordillera Principal y Cordillera Frontal. Estas provincias geológicas se desarrollan sobre la placa sudamericana y se localizan en el extremo

sur del segmento de subducción plana (ubicado entre los 27° y 33° latitud sur) (Cahill y Isacks 1992). Este segmento se caracteriza por la ausencia de volcanismo y el desarrollo de un antepaís fragmentado (Jordan et al. 1983, Ramos et al. 2002). La dorsal de Juan Fernández, con disposición casi paralela a la dirección de convergencia, y la geometría plana ocasionan una elevada y frecuente sismicidad (Gans et al. 2011).

Estructuralmente la zona se caracteriza por un sistema de fajas corridas y plegadas que elevaron y deformaron fuertemente la corteza terrestre, existiendo complejas combinaciones de sobrecorrimientos, bajocorrimientos, estructuras en dúplex, corrimientos fuera de secuencia, pliegues por propagación y por flexión de falla y pliegues por despegue, donde se destaca la faja corrida y plegada La Ramada (Cristallini 1996, Ramos 1999).

La actividad sísmica se relaciona con la actividad tectónica activa, más precisamente en discordancias angulares entre depósitos cuaternarios y neógenos, lo que sugiere un levantamiento neotectónico significativo y reactivación de fallas pliocenas-pleistocenas (Pérez 2001). Los datos geomorfológicos y registros sísmicos demuestran la actividad neotectónica de la zona, con una tasa de elevación de 1 mm/año (Terrizzano et al. 2017). Sin embargo, la deformación no siempre es apreciable, debido a la tasa de producción de sedimentos que cubren los piedemontes y valles (Casa 2005).

Las volcanoclastitas permotriásicas del grupo Choyoi (Fig. 2) son consideradas como basamento, dado su comportamiento y estilo de deformación (Cristallini et al. 1994). El grupo Choyoi (Groeber 1946, Stipanovic et al. 1968, Llambías 1999) está representado por sucesiones lávico-ignimbríticas y piroclásticas de composición riolítica e intrusivos graníticos, granodioríticos y riolíticos (Unidad Cochiguas, Groeber 1951, Winocur y Benitez 2017). Sobre las unidades permotriásicas yacen en discordancia angular los depósitos de la Formación Rancho de Lata (Álvarez et al. 1995) de edad Triásico medio-superior, constituido por conglomerados y areniscas lutíticas con intercalaciones piroclásticas. Las intercalaciones de areniscas calcáreas amarillentas y blanquecinas con lutitas de la Formación Los Patillos (Álvarez et al., 1995) y las calizas de la Formación La Manga (Groeber et al. 1953a) (Jurásico medio al superior), se apoyan en discordancia angular sobre la Formación Rancho de Lata.

Los niveles evaporíticos de yeso, anhidrita y en ocasiones halita de la Formación Auquilco (Groeber et al. 1953b) se apoyan en discordancia sobre la Formación La Manga de edad Oxfordiana-Kimmeridgiana (Riccardi y Gulisano 1992). Dependiendo del lugar, la Formación Tordillo (Groeber 1929) está caracterizada por conglomerados y areniscas rojas,

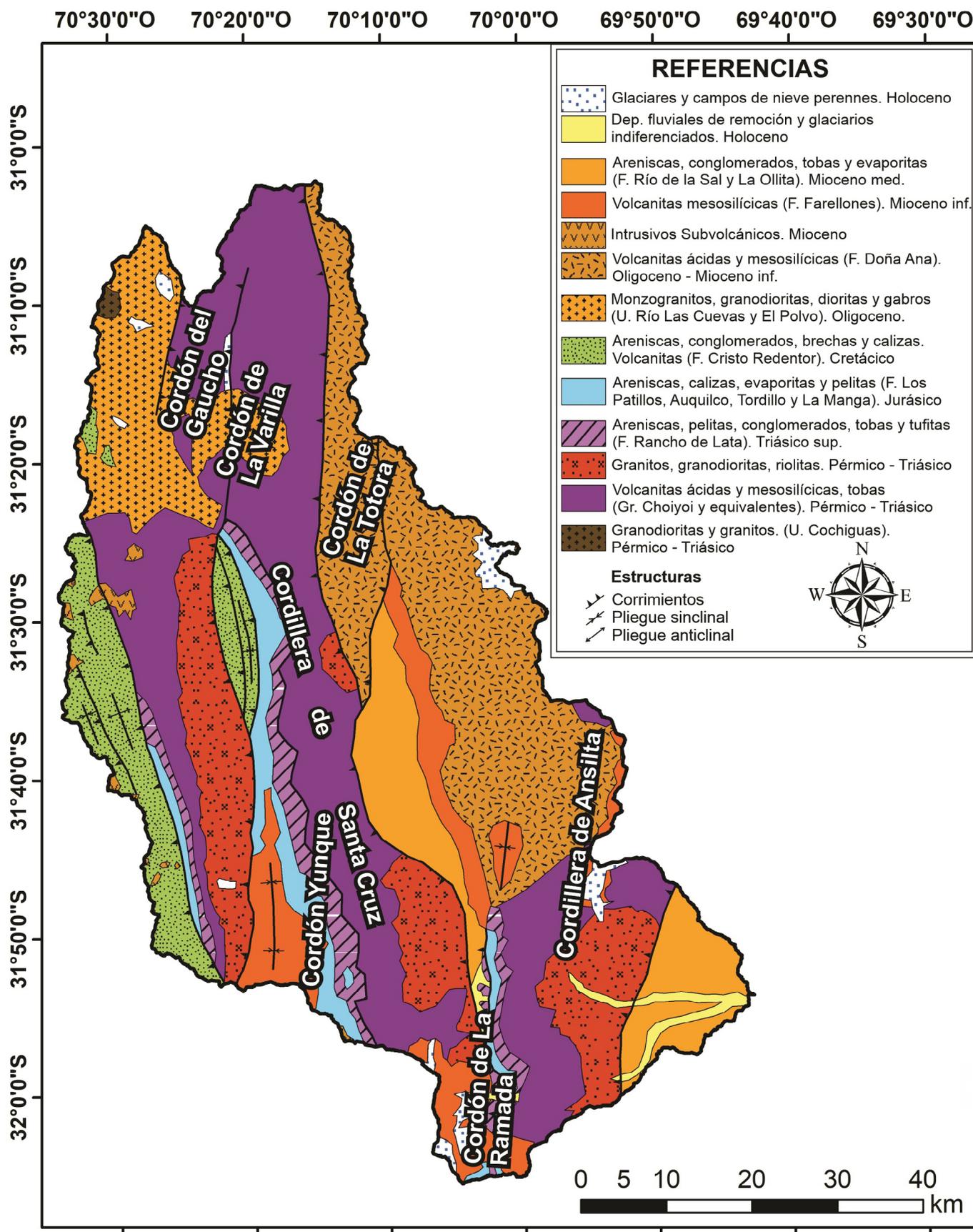


Figura 2. Mapa geológico de la cuenca del Río Blanco. Modificado de Ragona et al. (1995).

acompañada en ocasiones por niveles volcánicos y volcanoclásticos, pudiéndose observar sobre la Formación La Manga o Auquilco. La edad de esta unidad es Oxfordiano tardío-Kimmeridgiano.

La secuencia continúa con depósitos volcánicos y volcanoclásticos continentales de la Formación Cristo Redentor (Cristallini y Cangini 1993) del Cretácico. Conformado por alternancia de coladas andesíticas, ignimbritas dacíticas, conglomerados y areniscas rojas.

En el sector occidental del área de trabajo, se ubican un conjunto de rocas intrusivas, ácidas a básicas del Paleógeno (Rivano et al. 1985), donde se distinguen dos unidades diferentes que integran la Súper Unidad Río Grande (Rivano et al. 1985): Unidad Río Las Cuevas y Unidad El Polvo. Corresponden principalmente a monzogranitos y granodioritas de biotita y hornblenda, que pueden mostrar variaciones de carácter monzonítico a monzodiorítico.

Sobre los depósitos mesozoicos yacen en discordancia las volcanitas y rocas volcanoclásticas neógenas de la Formación Farellones (Rivano et al. 1990). Caracterizada por brechas y aglomerados volcánicos con intercalaciones de tobas ácidas. Estos depósitos son intruidos por cuerpos volcánicos o subvolcánicos dacíticos-andesíticos. Además, afloran las volcanitas y sedimentitas que comienzan con andesitas y dacitas de la Formación Doña Ana (Maksaev et al. 1984). Sobre las rocas lávicas se disponen rocas clásticas aluviales de la Formación Río de la Sal (Reutter 1974) y tobas, brechas volcanoclásticas, areniscas con intercalaciones lávicas de andesitas y dacitas de la Formación La Ollita (Nullo y Marín 1992), ambas de edad neógena media. Como consecuencia de las antiguas glaciaciones pleistocenas han quedado diferentes formas de acumulación glacial, principalmente depósitos morrenicos, bloques erráticos, coberturas detríticas y fluvio-glaciares. Actualmente, sobre un relieve glaciar anterior se superponen procesos gravitatorios, periglaciales, fluviales, aluviales y eólicos. Los campos de nieves y glaciares se concentran principalmente en las cimas de las Cordilleras Frontal y Principal. La actividad glaciar persiste en las más altas cumbres, por encima de los 4500 m s.n.m. La zona posee un amplio desarrollo del ambiente periglacial, generalmente ubicado a altitudes superiores a los 3000 m s.n.m.

## METODOLOGÍA

La delimitación de la cuenca (Fig. 1) del Río Blanco se realizó automáticamente en ambiente SIG utilizando los algoritmos de dirección del flujo y acumulación de flujo con la ayu-

da de modelos digitales de elevación con 30 m de resolución espacial (ASTER GDEM V3-NASA 2019, es un producto de METI y NASA). La descripción e inventario del tipo de dique natural se basó en las clasificaciones de Costa y Schuster (1988), quienes los clasifican en 6 tipos según como se ve el valle obturado en vista en planta considerando el estado actual, de acuerdo con Casagli y Ermini (1999), según su estado final y evolución (Casagli et al. 2003, Tacconi Stefanelli et al. 2015) y según la condición actual del lago (Casagli y Ermini 1999). No se han inventariado los Tipo I y I', es decir, bloqueos parciales de valle (Cuadro 1).

El inventario de diques naturales (Cuadro 2), formados por procesos de remoción en masa, se realizó mediante el análisis e interpretación de imágenes satelitales de alta resolución (ej. WorldView 2, IKONOS y SPOT) a través del portal web de acceso gratuito Google Earth™ y de los mapas e imágenes ortorectificadas de base de ArcGIS online (Esri 2020) mediante tecnología SIG (ESRI's ArcGIS 10.8). Para la descripción del tipo de proceso de remoción en masa se utilizó la clasificación de Cruden y Varnes (1996) y su modificación (Hungry et al. 2014). En esta primera instancia, no se han diferenciado los procesos según el tipo de material, simplificando la clasificación en flujos, deslizamientos y avalanchas. El inventario se realizó de manera conservadora, identificando sólo los procesos que efectivamente conservan evidencias de haber obturado el valle, tales como material depositado en la ladera opuesta y/o evidencias de la existencia anterior o actual de acumulación de agua o laguna asociada. Como por ejemplo la existencia de depósitos finos, río arriba del proceso, relacionados a un cuerpo de agua actualmente inexistente y/o depósitos aterrazados, aguas abajo del proceso, asociados a la ruptura probable de ese dique natural. No se han considerado aquellas presas formadas por procesos lentos, principalmente debido a la fluencia de glaciares de escombros y/o presencia de depósitos morrénicos o similares.

A partir del mapa geológico de la cuenca del Río Blanco (Fig. 2), modificado de Ragona et al. (1995), se determinó cuáles son las unidades litológicas más susceptibles a la ocurrencia de los procesos (avalanchas, deslizamientos y flujos); recorriendo toda la zona afectada por el proceso inventariado desde el depósito hasta su zona o zonas de origen.

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN

La cuenca del Río Blanco posee una superficie de 4855.68 km<sup>2</sup> y un perímetro de 411.98 km. Se han identificado un total de 157 diques o presas naturales en la cuenca del Río

**Cuadro 1.** Clasificación de tipos de diques naturales relacionados a la ocurrencia de procesos de remoción en masa (PRM). (%) Porcentaje de diques o presas naturales inventariadas en la cuenca del Río Blanco.

N	Tipo	PRM	N	Tipo	PRM	N	Tipo	PRM	N	Tipo	PRM
1	III IV' 3 c	2	43	II IV' 3 a	2	85	III IV 3 c	3	127	II IV' 3 a	1
2	III V' 3 a	3	44	IV IV' 3 c	1	86	II IV' 3 a	1	128	III IV' 3 c	3
3	III IV' 3 b	2	45	II IV' 3 a	2	87	II IV' 3 a	1	129	III IV' 3 c	3
4	III IV' 3 c	3	46	II IV' 3 a	1	88	II IV' 3 a	1	130	II IV' 3 c	1
5	IV V' 3 a	1	47	II IV' 3 c	2	89	II IV' 3 a	1	131	II IV' 3 a	2
6	II V' 3 b	2	48	II IV' 3 c	1	90	II IV' 3 a	1	132	II II' 3 a	1
7	II IV' 3 c	1	49	II IV' 3 c	1	91	III V' 3 b	2	133	IV IV' 3 c	1
8	II IV' 3 c	1	50	II IV' 3 c	1	92	II II' 3 a	2	134	II IV' 3 c	1
9	II IV' 3 a	1	51	II IV' 3 c	1	93	II IV' 3 a	1	135	II IV' 3 a	1
10	V V' 3 b	1	52	IV IV' 3 c	1	94	II IV' 3 c	1	136	II IV' 3 a	1
11	II IV' 3 c	1	53	II IV' 3 a	1	95	II IV' 3 c	1	137	II IV' 3 c	1
12	II II' 3 c	2	54	II IV' 3 a	1	96	II IV' 3 c	2	138	II IV' 3 a	1
13	III V' 3 a	2	55	III IV' 3 a	3	97	II IV' 3 c	1	139	II II 3 a	2
14	II IV' 3 c	2	56	II IV' 3 a	1	98	IV IV' 3 c	1	140	IV V' 3 a	1
15	II IV' 3 c	1	57	II IV' 3 c	2	99	II IV' 3 c	1	141	II V' 3 a	1
16	II IV' 3 c	1	58	II IV' 3 c	1	100	II IV' 3 c	1	142	II V' 3 a	1
17	II IV' 3 c	1	59	II IV' 3 c	2	101	II IV' 3 c	1	143	II II' 3 c	1
18	II V' 3 a	1	60	III IV' 3 b	3	102	II IV' 3 c	1	144	II II' 3 c	1
19	II IV' 3 a	1	61	II II' 3 c	2	103	II VI' 3 c	1	145	III IV' 3 c	3
20	II IV' 3 a	1	62	III IV' 3 c	2	104	II IV' 3 c	1	146	III IV' 3 a	2
21	II IV' 3 a	1	63	III IV' 3 c	3	105	II IV' 3 b	2	147	III V' 3 a	2
22	IV IV' 3 c	3	64	IV IV' 3 c	1	106	II IV' 3 c	1	148	II V' 3 a	1
23	II IV' 3 c	1	65	II II' 3 c	1	107	II IV' 3 c	1	149	II II' 3 a	2
24	II IV' 3 a	2	66	II II' 3 c	1	108	II IV' 3 c	1	150	II V' 3 a	1
25	II IV' 3 a	2	67	II II' 3 c	1	109	II II' 3 c	2	151	II V' 3 a	1
26	II IV' 3 a	1	68	II II' 3 a	1	110	II II 3 a	2	152	II IV' 3 a	1
27	II IV' 3 c	1	69	II IV' 3 c	1	111	II IV' 3 a	1	153	II IV' 3 c	1
28	II IV' 3 a	1	70	II IV' 3 a	1	112	II IV' 3 a	1	154	II IV' 3 c	1
29	II IV' 3 c	1	71	IV IV' 3 c	1	113	II IV' 3 c	1	155	IV IV' 3 c	1
30	II IV' 3 c	1	72	II II' 3 a	1	114	II II 3 c	2	156	II IV' 3 c	1
31	II IV' 3 a	1	73	II IV' 3 c	1	115	II II' 3 c	2	157	II IV' 3 c	1
32	II II' 3 a	2	74	III II' 3 c	3	116	II IV' 3 a	2			
33	II II' 3 a	1	75	III IV' 3 c	2	117	II IV' 3 a	1			
34	II IV' 3 a	1	76	III IV' 3 c	3	118	II IV' 3 a	1			
35	II II' 3 a	2	77	II IV' 3 a	1	119	II IV' 3 a	1			
36	II IV' 3 a	1	78	III IV' 3 c	3	120	IV IV' 3 a	1			
37	II IV' 3 c	1	79	III IV' 3 c	3	121	II IV' 3 a	1			
38	III V' 3 a	2	80	III IV' 3 c	2	122	II IV' 3 a	1			
39	II IV' 3 a	1	81	II IV' 3 c	1	123	II IV' 3 a	1			
40	II IV' 3 c	1	82	II IV' 3 c	2	124	II IV' 3 a	1			
41	IV IV' 3 c	1	83	II IV' 3 c	1	125	III VI' 2 b	2			
42	II IV' 3 a	1	84	II IV' 3 c	1	126	II IV' 3 a	1			

Blanco, sin considerar los Tipo I y Tipo I' (Fig. 1, Cuadro 1, Cuadro 2), relacionados a la ocurrencia de procesos de remoción en masa, de los cuales el 68.15 % corresponden a flujos, el 22.93 % a deslizamientos y el resto a avalanchas (8.92 %).

El mayor porcentaje de los deslizamientos y avalanchas identificadas no muestra evidencia de actividad actual, no se observa generación de nuevas grietas ni posibles cicatrices que puedan dar lugar a una reactivación de los mismos y se observa muy erosionado y vegetado con superficies suaves (Fig. 3a). Uno de los deslizamientos, aquel relacionado al evento del 2005, presenta claras evidencias de actividad con generación de nuevas grietas. Algunos de estos deslizamientos y avalanchas son de gran magnitud, principalmente aquellos clasificados como avalanchas (Fig. 1). Entre los procesos clasificados como deslizamientos pueden mencionarse el #1, #3, #12, #60, #61, #128 y #129. Estos que probablemente fueron inducidos por paleosismicidad, poseen depósitos que ocupan varios km<sup>2</sup> y evidencias geomorfológicas (como por ejemplo depósitos aterrazados mal seleccionados y caóticos, aguas abajo que pueden relacionarse a eventos aluvionales), que indicarían que son responsables de eventos catastróficos relacionados a la ruptura de diques naturales en épocas pasadas.

Debido a sus características, los flujos generan diques temporales, aunque se observan como procesos activos que constantemente aportan material que favorecen la reactivación permanente de los diques o presas naturales, en su mayoría flujos de detrito. Las evidencias geomorfológicas indican que estos procesos solo obturan los valles brevemente generando depósitos pequeños, de poco espesor

**Cuadro 2.** Inventario de diques o presas naturales. (N) número de identificación. (Tipo) Clasificación de diques naturales según cuadro1. (PRM). Tipo de proceso de remoción en masa identificado Flujo: 1, Deslizamiento: 2, Avalancha: 3.

Según su estado original Costa y Schuster (1988)			
Tipo I		Pequeños PRM que no alcanzan la ladera opuesta del valle y no llegan a bloquear efectivamente el valle.	x
Tipo II		PRM que bloquea totalmente el valle, llegando a la ladera opuesta	76.43 %
Tipo III		PRM de gran magnitud que bloquea totalmente el valle, llega a la ladera opuesta pudiendo treparla y se desplaza aguas arriba y aguas debajo de su posición.	15.29 %
Tipo IV		Ocurrencia de dos PRM de ambas laderas opuestas del valle contemporáneamente.	7.64 %
Tipo V		Diques naturales formados por múltiples lóbulos de un mismo PRM.	0.64 %
Tipo VI		El PRM pasa por debajo del lecho del río, elevándolo.	0 %
Según su estado actual (Casagli y Ermini 1999)			
Tipo I'	Parcialmente bloqueado	PRM que bloquean el valle parcialmente, reduciendo el ancho del valle.	x
Tipo II'	Erosión del pie	PRM bloqueó totalmente el valle, llegando a la ladera opuesta pero que su porción distal o pie fue erosionada por acción fluvial.	13.38 %
Tipo III'	Artificialmente controlado	PRM bloqueó totalmente el valle, pero fue estabilizado o cortado por acción antrópica.	0 %
Tipo IV'	Erosionado lentamente	PRM bloqueó totalmente el valle, pero fue ligeramente/moderadamente/fuertemente cortado, es decir el cuerpo del depósito que endicó el valle está erosionado en diferente extensión, con intensidad pequeña, mediana y grande. Sin evento catastrófico.	77.07 %
Tipo V'	Existente	PRM que bloqueó totalmente el valle, cuyo depósito permanece intacto	9.55 %
Tipo VI'	Colapsado	El dique o presa natural colapsó catastróficamente parcial o totalmente.	0 %
Según su estadio final y evolución (Casagli et al. 2003; Tacconi Stefanelli et al. 2015)			
Tipo 1	No formado	Corresponde al Tipo I y I'	x
Tipo 2	Formado inestable	PRM bloqueó totalmente el valle formando un dique natural con lago asociado que permaneció durante un período variable de tiempo (de horas a siglos) hasta su colapso catastrófico o puede colapsar próximamente.	0.64 %
Tipo 3	Formado estable	PRM bloqueó totalmente el valle formando un dique natural con lago asociado que permanece intacto pero con una dinámica balanceada entre recarga y pérdida de su volumen de agua. En algunas ocasiones, la presa ha sufrido episodios de desbordamiento con erosión parcial, incluso el llenado completo por sedimentos del cuerpo de la presa, pero no se produjo un colapso general ni una inundación catastrófica.	99.36 %
Según la condición actual del lago (Casagli y Ermini 1999)			
Tipo a	No formado	El lago no se formó y es posible especificar la causa (por erosión, infiltración o desviación).	43.95 %
Tipo b	Existente o existente parcialmente	El lago todavía existe pudiendo estar lleno o parcialmente lleno.	4.46 %
Tipo c	Desaparecido	El lago ya no existe, ya sea por intervención humana, llenado progresivo de sedimentos, erosión al desbordarse, colapso o por infiltración. En este último caso puede formarse temporalmente.	51.59 %

y muy susceptibles de ser erosionados rápidamente por desbordamiento, sin constituir un peligro real de inestabilidad. En la mayoría de los procesos inventariados, la obstrucción fue lo suficientemente breve que no se observan evidencias claras de formación de lagos. Resultados similares fueron des-

critos por Costa y Schuster (1988).

Según la clasificación de Costa y Schuster (1988), y el estado inicial de los diques o presas naturales vistas en planta, el mayor número inventariado corresponde al Tipo II y III (120 y 24, respectivamente). Estos resultados son similares a los

obtenidos por Hermanns et al. (2011) en otros sectores de los Andes. Según la clasificación de Casagli y Ermini (1999), 121 corresponden a presas que han sido erosionadas lentamente y/o estabilizadas sin evidencias de ruptura catastrófica. Según su estadio final y evolución (Casagli et al. 2003, Tacconi Stefanelli et al. 2015), sólo uno (Fig. 3b) puede considerarse como formado de manera inestable, aquel relacionado con el evento del año 2005 en la quebrada del Río Santa Cruz (D'Odorico Benites et al. 2009, Perucca y Esper Angillieri 2009 a,b). Finalmente, y según la condición actual del lago (Casagli y Ermini 1999), sólo siete poseen actualmente una laguna llena o parcialmente llena (Fig. 3e), y en 81 de los diques inventariados el lago ya no existe, en su mayoría por erosión al desbordarse y/o por infiltración (Cuadro 1).

Las características geológicas y geomorfológicas de la cuenca del Río Blanco son factores condicionantes principales en la ocurrencia de procesos de remoción en masa y su consiguiente constitución de diques naturales al obstruir los valles. Fauqué et al. (2010), reconocen una gran concentración de procesos de remoción en masa en las proximidades de los ríos Mondaca, Pachón y Santa Cruz, considerando como factor condicionante a las sedimentitas clásticas y piroclásticas neógenas que inclinan hacia el eje del valle. Estas están cubiertas por volcanitas con similar inclinación, aunque distinto gradiente, y favorece el patinaje de las volcanitas sobre las sedimentitas, generando avalanchas de rocas y deslizamientos de bloques.

Una característica particular de este sector de los Andes Centrales es el amplio desarrollo de grandes áreas de alteración hidrotermal (Mpodozis et al. 2009, Pérez et al. 2010, Maydagán et al. 2020), que producen alta friabilidad en las litologías afectadas. Evidencias geomorfológicas sugieren un ambiente glaciar anterior que, al retirarse, generó un reajuste de presión de las unidades aflorantes generando muchas discontinuidades. La existencia de zonas alteradas y el reajuste por el retiro de masas glaciares, favorecen la ocurrencia de procesos de remoción en masa y la consiguiente formación de diques naturales.

Desde el punto de vista litológico, el mayor porcentaje de procesos de remoción en masa (40.76 %) están asociados a las unidades permotriásicas, los granitos, granodioritas y las volcanitas del Complejo Choyoi que se corresponden con el 41 % del área total de la cuenca, mientras que, el 30.57 % están relacionados a las volcanitas ácidas y mesosilícicas neógenas que se corresponden con el 18.8 % del área total de la cuenca, indicando una alta susceptibilidad de estas unidades a la ocurrencia de procesos (Fig. 2). Por su parte, el 17.83 % de los procesos de remoción en masa inventariados tiene su

origen en depósitos cuaternarios, principalmente otros procesos de remoción en masa anteriores y de mayor dimensión, y algunos flujos que están asociados a la degradación de glaciares de escombros (Fig. 3c y d).

Además, como otro factor condicionante de la ocurrencia de procesos de remoción en masa es importante mencionar la inestabilidad de los materiales debido a la degradación del permafrost (fusión de hielo subterráneo) por aumentos de temperatura (Haeberli et al. 2017). Los Andes Centrales se caracterizan por una alta probabilidad de ocurrencia de permafrost de montaña que se manifiesta a través de diferentes geofomas (Forte et al. 2016, Esper Angillieri 2017, Villarroel et al. 2018) o también sin una manifestación morfológica superficial (García et al. 2017). Este cambio producido por la degradación del permafrost y en la profundidad de la capa activa, pueden incrementar notablemente la ocurrencia de flujos de detritos (Stoffel y Huggel 2012).

Los resultados indican que el 72.61 % de los PRM inventariados tienen su zona de origen en el cinturón altitudinal donde se desarrolla el permafrost de montaña (3500 - 4800 m s.n.m aproximadamente) (Esper Angillieri 2017, Villarroel et al. 2018). Estudios recientes en Los Andes (Tapia Baldis y Trombotta 2019) y en otras regiones montañosas (Haeberli et al. 2017) indican la influencia de la degradación del permafrost en la ocurrencia de estos procesos.

Por lo cual, en las próximas décadas, considerando que los futuros escenarios climáticos a escala global indican un aumento de temperatura en las regiones montañosas (Haeberli y Gruber 2009), es esperable una mayor ocurrencia de procesos de remoción en masa en los Andes, principalmente flujos de detritos que pueden constituir un factor clave en la formación de diques naturales.

La actividad sísmica es una de las principales variables disparadoras de procesos de remoción en masa, siendo Ms 4 la menor magnitud disparadora posible (Keefer 1984). Varios autores han documentado procesos de remoción en masa inducidos por sismos y paleosismos (Fauqué et al. 2000, González Díaz et al. 2006, Perucca y Esper Angillieri 2008, Esper Angillieri y Perucca 2013, entre otros). Los registros de la sismicidad instrumental actual en el área, periodo 1971-2020, señalan solo 5 sismos de magnitud entre 5 y 6, y 90 sismos de magnitud  $M > 4$  (USGS-NEIC 2020). Estos eventos sísmicos pequeños y en su mayoría profundos ( $> 100$  km) no tienen una magnitud suficiente como para causar una aceleración del suelo y afectar las laderas montañosas, probablemente debido a esto es prácticamente nula la ocurrencia actual de grandes deslizamientos y avalanchas. Por lo tanto, la mayoría de los procesos de remoción en masa actuales y activos, relacio-

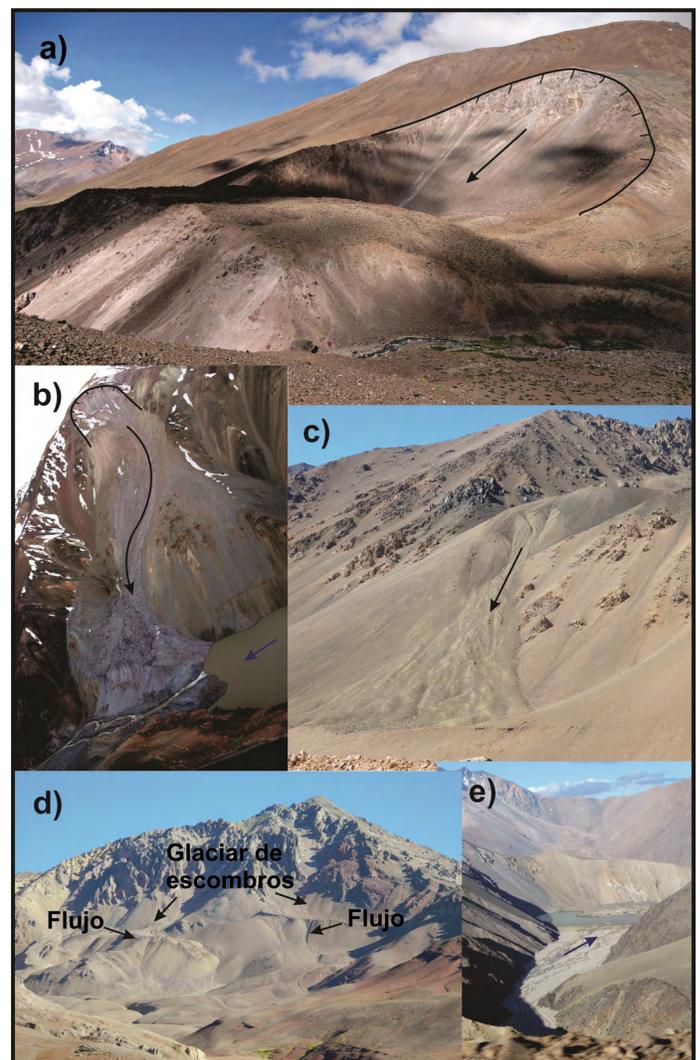
nan su ocurrencia a las altas presiones de agua de los poros asociadas a precipitaciones extraordinarias, con el rápido deshielo de la capa de nieve y la degradación del permafrost. Un mayor contenido de agua provoca una mayor presión de los poros dentro del material, promoviendo así el flujo de agua a través de la unidad litológica (Fischer et al. 2010). Esta condición genera una disminución de la resistencia al cizallamiento del material acumulado, además de aumentar su peso e influir en sus cualidades de resistencia (Krautblatter et al. 2013, Davies et al. 2001). Además, intensas tormentas de nieve pueden aumentar el peso del material de ladera, promoviendo así la generación de procesos de remoción en masa.

Desafortunadamente, en la región de los Andes Centrales, la capa de permafrost y su posible degradación no ha sido monitoreada de manera directa (medición del cambio de temperatura en profundidad). Tampoco existen registros indirectos, tales como aumentos bruscos en las tasas de desplazamiento de geoformas periglaciales (Kääb et al. 2020) o cambios en los valores de resistividad eléctrica de los materiales del subsuelo (Mewes et al. 2017). Sin embargo, evidencias de la degradación del permafrost en relación con la ocurrencia de otros procesos de remoción en masa, en un sector de la cuenca del Río Blanco, fueron brindadas por Tapia y Trombotto (2019), quienes identificaron un deslizamiento de gran magnitud asociado a un fallamiento en profundidad y atribuido como consecuencia de la degradación del permafrost. También se han identificado en este trabajo deslizamientos de tipo planar con un volumen de material relativamente bajo y un desplazamiento de poca distancia. Este último caso, no tendría influencia actual en la formación de diques naturales, pero genera la disponibilidad de material inestable que puede ser transportado por otros procesos de remoción en masa.

## CONCLUSIONES

En este trabajo, un registro de 157 presas o diques naturales fueron reidentificados y relacionados a procesos de remoción en masa, en un inventario conservador que descartó muchos procesos que pueden haber constituido presas naturales en el pasado pero que sus evidencias actuales son poco claras. Sin embargo, este inventario señala que la cuenca del Río Blanco es altamente susceptible a la ocurrencia de diques o presas naturales relacionados a procesos de remoción en masa, con un antecedente reciente (noviembre 2005) de rompimiento catastrófico con numerables pérdidas económicas y daños a la infraestructura, siendo el proceso asociado a este evento el único que se observa activo entre los desliza-

mientos. Los flujos, por su parte, en su mayoría activos, son los procesos de remoción en masa más frecuentes en obturar los valles. Sin embargo no se observan evidencias de que, estos procesos, puedan constituir un peligro a corto plazo. No obstante y relacionado a condiciones de aumento de temperatura, su frecuencia podría aumentar considerablemente retrasando su evolución natural actual (obturando brevemente los valles con depósitos muy susceptibles de ser rápidamente erosionados), y constituyendo diques capaces de acumular un volumen significativo de agua y romper catastróficamente. Las condiciones geológicas-estructurales junto con el modelado glacial-periglacial del paisaje son los condicionantes prin-



**Figura 3.** a) Deslizamiento en el arroyo Laguna Blanca ( $31^{\circ}54'54.96''S - 70^{\circ} 0'6.50''O$ ); b) Debris slide en la quebrada de Santa Cruz relacionado al evento catastrófico de 2005 ( $31^{\circ}40'49.82''S - 70^{\circ}17'42.14''O$ ), tomada de Perucca y Esper Angillieri 2009a; c-d) Flujos de detritos relacionados a la degradación (fusión de hielo interno) de glaciares de escombros ( $31^{\circ}54'31.42''S - 70^{\circ} 8'28.29''O$ ,  $31^{\circ}56'4.59''S - 70^{\circ}13'8.25''O$ ), respectivamente; e) Dique o presa natural laguna Blanca ( $31^{\circ}53'16.00''S - 69^{\circ}58'53.43''O$ ).

cipales de su ocurrencia. Aunque la sismicidad es un factor disparador frecuentemente asociado a la ocurrencia de procesos de remoción en masa, las observaciones señalan que los procesos activos, en su mayoría flujos, están asociados a una mayor disponibilidad de agua y material susceptible de ser movilizado a consecuencia de la degradación del permafrost.

Finalmente, se recomienda en regiones montañosas como los Andes Centrales, de alta susceptibilidad a la ocurrencia de estos procesos de remoción en masa, realizar un monitoreo continuo de la frecuencia y distribución de los mismos a través de sensores remotos y de trabajo de campo. De esta forma sería posible disminuir los peligros asociados.

## AGRADECIMIENTOS

Se agradece al CIGEOBIO (CONICET-UNSJ) por los fondos aportados para la adquisición de la licencia del software ArcGIS. Los autores desean agradecer a los revisores y a los editores de la RAGA, por la revisión meticulosa y las sugerencias que ayudaron a enriquecer la versión final del manuscrito.

## REFERENCIAS

Álvarez, P., Benoit, S. y Ottone, E. 1995. Las formaciones Rancho de Lata y Los Patillos en el Mesozoico de la Cordillera Principal de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (1-2): 133-152.

Cahill, T. y Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 97(B12): 17503-17529.

Casa, A.L. 2005. Geología y neotectónica del piedemonte oriental del cordón del Plata en los alrededores de El Salto. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Ciencias Geológicas, (inédito), 157 p., Buenos Aires.

Casagli, N. y Ermini, L. 1999. Geomorphic analysis of landslide dams in the Northern Apennine. *Transactions of the Japanese Geomorphological Union* 20(3): 219-249.

Casagli, N., Ermini, L. y Rosati, G. 2003. Determining grain size distribution of the material composing landslide dams in the Northern Apennines: Sampling and processing methods. *Engineering Geology* 69 (1-2): 83-97.

Costa, J.E. y Schuster, R.L. 1988. The formation and failure of natural dams. US. Geological Survey, Open-File Report 87(392): 44 p.

Cristallini, E. O. 1996. La faja corrida y plegada de la Ramada. En: Ramos V. A., (ed.), *Geología de la región del Aconcagua, provincia de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico 24 (13): 349-385, Buenos Aires.

Cristallini, E. y Cangini, A. 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Volcán, Alta Cordillera de San Juan. 12º Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 85-92, Mendoza.

Cristallini, E.O., y Ramos, V.A. 2000. Thick-skinned and thin-skinned thrusting in La Ramada fold and thrust belt. *Crustal evolution of the High Andes of San Juan, Argentina (32° SL)*. *Tectonophysics* 317: 205-235.

Cristallini, E., Mosquera, A. y Ramos V. 1994. Estructura de la Alta Cordillera de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 49 (1-2): 165-183.

Cruden, D.M. y Varnes, D.J. 1996. Landslide types and processes. *Special Report - National Research Council, Transportation Research Board* 3: 36-75.

Davies, M.C., Hamza, O. y Harris, C. 2001. The effect of rise in mean annual temperature on the stability of rock slopes containing ice-filled discontinuities. *Permafrost and periglacial processes* 12(1): 137-144.

D'Odorico Benites, P.E., Pérez, D.J., Sequeira, N., Fauqué, 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.

Esper Angillieri, M.Y. 2017. Permafrost distribution map of San Juan Dry Andes (Argentina) based on rock glacier sites. *Journal of South American Earth Sciences* 73: 42-49.

Esper Angillieri, M.Y. y Perucca, L.P. 2013. Mass movement in Cordón de las Osamentas, de La Flecha river basin, San Juan, Argentina. *Quaternary International* 301: 150-157.

ESRI. 2020. ArcGIS Desktop: Release 10.8 Redlands, CA: Environmental Systems Research Institute.

Evans, S.G. 1984. The 1880 landslide dam on Thompson River near Ashcroft, British Columbia. *Geological Survey of Canada* 84(1A): 655-658.

Falvey, M. y Garreaud, R.D. 2009. Regional cooling in a warming world: Recent temperature trends in the southeast Pacific and along the west coast of subtropical South America (1979-2006). *Journal of Geophysical Research Atmospheres* 114: D04102.

Fauqué, L., Cortés, K., Folguera, A. y Etcheverría, M. 2000. Avalanchas de rocas asociadas a neotectónica en el valle del Río Mendoza, sur de Uspallata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55 (4): 419-423.

Fauqué, L., Wilson, C., Hermanns, R. y Rosas, M. 2010. Factores y causas que facilitaron el proceso de remoción en masa en la Alta Cordillera de Mendoza y San Juan. Argentina. 15º Congreso Peruano de Geología. *Resúmenes Extendidos*. Sociedad Geológica del Perú, Actas 9: 303-307.

Fischer, L., Amann, F., Moore, J. R. y Huggel, C. 2010. Assessment of periglacial slope stability for the 1988 Tschierwa rock avalanche (Piz Morteratsch, Switzerland). *Engineering Geology* 116(1-2): 32-43.

Forte, A.P., y Villarroel, C.D. 2019. Reconstrucción geomorfológica del último máximo glaciar en la cuenca del río San Juan, Argentina. *Cua-*

- ternario y Geomorfología 33 (1-2): 65-86.
- Forte, A.P., Pitte, P. y Villarroel, C.D. 2016. Preliminary modelling of mountain permafrost on La Ramada Range. Central Andes, San Juan, Argentina. 11° International Conference On Permafrost—Book of Abstracts, Potsdam 1030-1032.
- García, A., Ulloa, C., Amigo, G., Milana, J.P. y Medina, C. 2017. An inventory of cryospheric landforms in the arid diagonal of South America (high Central Andes, Atacama region, Chile). *Quaternary International* 438: 4-19.
- Gans, C., Beck, S., Zandt, G., Gilbert, H., Alvarado, P., Anderson, M., y Linkimer, L. 2011. Continental and oceanic crustal structure of the Pampean flat slab region, western Argentina, using receiver function analysis: new high-resolution results. *Geophysical Journal International* 186(1): 45-58.
- González Díaz, E.F., Giaccardi, A.D. y Costa, C.H. 2001. La avalancha de rocas del río Barrancas (Cerro Pelán), norte del Neuquén: Su relación con la catástrofe del río Colorado (29/12/1914). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(4): 466-480.
- González Díaz, E.F., Folguera, A., Costa, C., Wright, E. y Elisondo, M. 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36 y los 38S: una propuesta de su inducción por un mecanismo sísmico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61 (2): 197-217.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la Geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Dirección General Minería Geológica e Hidrogeológica* 58: 1-109, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°.1, Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(3): 117-208. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones* 1: 1-174.
- Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. *Revista del Instituto Nacional de Investigaciones de las Ciencias Naturales, Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia", Geología* 1: 235-352, Buenos Aires.
- Groeber, P., Stipanovic, P. y Mingramm, A. 1953a. Mesozoico. En *Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina Estudios Geográficos GAEA* 2: 9-541, Buenos Aires.
- Groeber, P.; Stipanovic, P. N. y Mingramm, A. 1953b. Jurásico. En *Geografía de la República Argentina*, 11: 143-347, Buenos Aires.
- Haerberli, W. y Gruber, S. 2009. Global warming and mountain permafrost. En Margesin R. (ed), *Permafrost Soils. Soil Biology*, vol 16: 205-218. Springer, Berlin, Heidelberg.
- Haerberli, W., Schaub, Y. y Huggel, C. 2017. Increasing risks related to landslides from degrading permafrost into new lakes in de-glaciating mountain ranges. *Geomorphology* 293: 405-417.
- Hermanns, Reginald L. Folguera, A., González Díaz, F.E. y Fauqué, L. 2006. Landslide dams in The Central Andes of Argentina - Showing the need of revising the established Landslide Dam Classification. *Italian Journal of Engineering Geology and Environment* 1: 55-60.
- Hermanns, R.L. 2013. Landslide Dam. En: Bobrowsky, P. (ed.), *Encyclopedia of Natural Hazards. Encyclopedia of Earth Sciences Series: 602-606*, Dordrecht.
- Hermanns R.L., Folguera A., Penna I., Fauqué L., Niedermann S. 2011. Landslide Dams in the Central Andes of Argentina (Northern Patagonia and the Argentine Northwest). En: Evans S., Hermanns R., Strom A., Scarascia-Mugnozza G. (eds), *Natural and Artificial Rockslide Dams. Lecture Notes in Earth Sciences* 133: 147-176, Berlin, Heidelberg.
- Hungr, O., Leroueil, S. y Picarelli, L. 2014. The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides* 11: 167-194.
- Jordan, T., Isacks, B., Allmendinger, R., Brewer, J., Ramos, V. y Ando, C. 1983. Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin* 94(3): 341-361.
- Kääb, A., Strozzzi, T., Bolch, T., Caduff, R., Trefall, H., Stoffel, M., Kokarev, A. 2020. Inventory, motion and acceleration of rock glaciers in Ile Alatau and Kungöy Ala-Too, northern Tien Shan, since the 1950s. *The Cryosphere Discussions* 1-37.
- Keefer, D.K. 1984. Rock avalanches caused by earthquakes: Source characteristics. *Science* 223: 1288-1290.
- 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(8): 876-887.
- Llambías, E.J. 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. En Caminos, R. (ed.), *Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales*. 29 (12): 349-376.
- Maksaev, J., Moscoso, C., Mpodozis, C. y Nasi, C. 1984. Las unidades volcánicas y plutónicas del Cenozoico superior en la Alta Cordillera del Norte Chico (29° - 31°): Geología, alteración hidrotermal y mineralización. *Revista Geológica de Chile* 21: 11-51.
- Maydagán, L., Zattin, M., Mpodozis, C., Selby, D., Franchini, M. y Dimieri, L. 2020. Apatite (U-Th)/He thermochronology and Re-Os ages in the Altar region, Central Andes (31° 30' S), Main Cordillera of San Juan, Argentina: implications of rapid exhumation in the porphyry Cu (Au) metal endowment and regional tectonics. *Mineralium Deposita* 55: 1365-1384.
- Mewes, B., Hilbich, C., Delaloye, R. y Hauck, C. 2017. Resolution capacity of geophysical monitoring regarding permafrost degradation induced by hydrological processes. *The Cryosphere* 11(6): 2957-2974.
- Mpodozis, C., Brockway, H., Marquardt, C. y Perelló, J. 2009. Geocronología U-Pb y tectónica de la región Los Pelambres-Cerro Mercedario: Implicancias para la evolución cenozoica de los Andes del centro de Chile y Argentina. 12° Congreso Geológico Chileno: (S9\_059).
- NASA/METI/AIST/Japan Spacesystems, and U.S./Japan ASTER Science Team. 2019. ASTER Global Digital Elevation Model V003. NASA EOSDIS Land Processes DAAC. Accessed 2020-11-30 from <https://doi.org/10.5067/ASTER/ASTGTM.003>
- Nullo, F. y Marín, G. 1992. Geología y estructura de las quebradas de

- la Sal y de la Ortiga, San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 323-335.
- Palacios, D., Stokes, C. R., Phillips, F. M., Clague, J. J., Alcalá-Reygosa, J., Andrés, N., y Dahms, D. 2020. The deglaciation of the Americas during the Last Glacial Termination. *Earth-Science Reviews* 203: 103113.
- Pánek, T. 2019. Landslides and Quaternary climate changes—the state of the art. *Earth-Science Reviews* 196: 102871.
- Penna, I.M., Hermanns, R.L., Folguera, A. 2007. Determinación del área inmediata afectada por el desagote de la laguna Navarrete, Provincia de Neuquén (36°30'S-71°O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (3): 460-466.
- Penna, I.M., Hermanns, R.L. y Folguera, A. 2008. Remoción en masa y colapso catastrófico de diques naturales generados en el frente orogénico andino (36°-38°S): Los casos Navarrete y Río Barrancas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63 (2): 172-180.
- Penna, I.M., Hermanns, R.L., González, M.P. 2012. Endicamientos naturales en las nacientes del arroyo Lileo (Provincia del Neuquén, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 69 (3): 372-381.
- Penna, I., Longchamp, C., Derron, M., Jaboyedoff, M. 2013. Characterization of landslide dams in the San Juan province (Argentina). *Geophysical Research Abstracts* 15, EGU2013-10683.
- Pérez, D. J. 2001. Tectonic and unroofing history of Neogene Manantiales foreland basin deposits, Cordillera Frontal (32°30'S), San Juan Province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 693-705.
- Pérez, D.J., D'Odorico Benites, P. E. y Godeas, M. C. 2010. Reconocimiento de alteración hidrotermal con el sensor ASTER, en el curso medio del río Santa Cruz (31°40'S), Provincia de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(4): 623-633.
- Perucca, L.P. y Esper Angillieri, M.Y. 2008. La avalancha de rocas Las Majaditas. Caracterización geométrica y posible relación con eventos paleosísmicos. Precordillera de San Juan, Argentina. *Revista Española de la Sociedad Geológica de España* 21(1-2): 35-47.
- Perucca, L. y Esper Angillieri, M.Y. 2009a. El deslizamiento de rocas y detritos sobre el río Santa Cruz y el aluvión resultante por el colapso del dique natural, Andes Centrales de San Juan. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (3): 571-585.
- Perucca, L.P. y Esper Angillieri, M.Y. 2009b. Evolution of a debris-rock slide causing a natural dam: The flash flood of Río Santa Cruz, Province of San Juan - November 12, 2005. *Natural Hazards* 50 (2): 305-320.
- Poblete, A.G. y Minetti, J.L. 2017. ¿Influye el calentamiento global en la disminución de las nevadas en los Andes Áridos? *Revista Universitaria de Geografía* 26 (1): 11-29.
- Ragona, D., Anselmi, G., González, P., y Vujovich, G. 1995. Mapa geológico de la Provincia de San Juan, República Argentina: Dirección Nacional del Servicio Geológico Argentina, escala 1:500,000.
- Ramos, V.A. 1999. El Segmento de Subducción Subhorizontal de los Andes Centrales Argentino-Chilenos. *Acta Geológica Hispánica* 32 (7): 5-16.
- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Pérez y D. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78.
- Reutter, K. 1974. Entwicklung und Bauplan der chilenischen Horchordillere im Bereich 29 sudlicher Breite. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* 146(2): 153-178.
- Riccardi, A. y Gulisano, C. 1992. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3/4): 346-364.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M. y Villarroel, R. 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de Los Andes de Chile Central (32°-34°S). *Revista Geológica de Chile* 17(2): 205-214.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Hervé, F. y Godoy, E. 1985. Geocronología K-Ar de las rocas intrusivas entre los 31-32 °S, Chile. *Revista Geológica de Chile* 24: 63-64.
- Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica de la Nación. <https://www.argentina.gov.ar/obras-publicas/hidricas/base-de-datos-hidrologica-integrada>
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O.L. y Martínez, C.G., 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23: 37-53.
- Stoffel, M. y Huggel, C. 2012. Effects of climate change on mass movements in mountain environments. *Progress in Physical Geography* 36: 421-439.
- Tacconi Stefanelli, C., Catani, F. y Casagli, N. 2015. Geomorphological investigations on landslide dams. *Geoenvironmental Disasters* 2 (21): 1-15.
- Tapia Baldis, C. 2018. Distribución y características del ambiente periglacial en el extremo oeste del departamento Calingasta, provincia de San Juan, Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 390 p., San Juan.
- Tapia Baldis, C. y Trombotto Liaudat, D. 2019. Rockslides and rock avalanches in the Central Andes of Argentina and their possible association with permafrost degradation. *Permafrost and Periglacial Processes* 30(4): 330-347.
- Terrizzano, C.M., Garcia Morabito, E., Christl, M., Likerman, J., Tobal, J., Yamin, M. y Zech, R. 2017. Climatic and Tectonic forcing on alluvial fans in the southern Central Andes. *Quaternary Science Reviews* 172: 131-141.
- USGS/NEIC, 2020. National Earthquake Information Center, World Data Center for Seismology. Global Earthquake Search. United States Geological Survey, National Earthquake Information Center. <http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/eqarchives/epic>.
- Villarroel, C.D., Tamburini Beliveau, G., Forte, A.P., Monserrat, O. y Morvillo, M. 2018. DInSAR for a regional inventory of active rock glaciers in the dry Andes mountains of Argentina and Chile with sentinel-1 data. *Remote Sensing* 10 (10): 1588.

- Villaruel, C. 2019. Características hidrológicas del ambiente periglacial de montaña y estructura interna de glaciares de escombros en los Andes Centrales de San Juan. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 232 p., San Juan.
- Winocur, D. y Benitez, A. 2017. Geología y estructura de la alta cordillera de San Juan (30°LS): contribuciones de Groeber a su conocimiento. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(1): 81-97.
- Zech, J., Terrizzano, C., García-Morabito, E., Veit, 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): 694-718.