



Reinterpretación de los depósitos asignados a las glaciaciones pleistocenas en la cuenca del río Mendoza

Luis FAUQUÉ^{1,2}, Reginald L. HERMANN^{3,4}, Carlos WILSON¹, Mario ROSAS⁵, Ana M. TEDESCO¹, Silvia LAGORIO¹ y Fernando MIRANDA¹

¹Servicio Geológico Minero Argentino. SEGEMAR. Parque Tecnológico Miguelete. Edificio 25. Colectora de Av. Gral. Paz N° 5445 – B 1650 – WAB – San Martín, Provincia de Buenos Aires, Argentina.

²Universidad de Buenos Aires, FCEN, Depto. de Cs. Geológicas. Pabellón II, Ciudad Universitaria, Buenos Aires

³Geological Survey of Norway (NGU) - Trondheim, Norway.

⁴Institute for Geosciences and Petroleum, Norwegian University for Science and Technology (NTNU) Trondheim, Norway

⁵SEGEMAR. Mendoza.

E-mails: fauqueluis@yahoo.com.ar

Editor: Alfonsina Tripaldi

Recibido: 10 de junio de 2015

Aceptado: 24 de enero de 2021

RESUMEN

Debido a un plan de ordenamiento del territorio de la localidad de Puente del Inca (Mendoza), se confeccionó un mapa de susceptibilidad de movimientos en masa. El área a mapear incluía al depósito denominado Drift Horcones, asignado posteriormente a un movimiento en masa de tipo complejo. Por ello se comenzó con la revisión del depósito del Drift Horcones, llegando a la conclusión a medida que avanzaba el estudio, que debía revisarse completamente la estratigrafía glaciaria de la cuenca. A partir de las investigaciones realizadas se presenta una nueva propuesta según la cual se concluye que de los seis depósitos de drift vinculados a morenas terminales descriptos para la cuenca del río Mendoza, solo uno de ellos es de origen glacial. El Drift Uspallata es un antiguo depósito pedemontano afuncional. Con respecto al Drift Punta de Vacas, la escasez de afloramientos, la ausencia de morena terminal y nuevos datos de edades absolutas hacen difícil sustentar la existencia de este drift. El Drift Penitentes es resultado de un flujo de detritos postglacial, que arrancó en la cabecera de la quebrada Mario Ardito. Los llamados Drift Almacenes y Horcones son cogenéticos, depositados por flujos originados por mega-deslizamientos en la pared sur del cerro Aconcagua. El Drift Confluencia es, como fue definido originalmente un depósito glaciario compuesto por varios arcos morénicos marginales. Debido a esta nueva interpretación de los depósitos, consideramos que es necesario revisar la estratigrafía y geomorfología glaciaria de la cuenca del río Mendoza.

Palabras clave: geología glacial, remoción en masa, geocronología, Pleistoceno, Mendoza.

ABSTRACT

Reinterpretation of the deposits assigned to Pleistocene glaciation in the Mendoza river basin.

Based on the Puente del Inca (Mendoza) land management program, a susceptibility landslide map was realized. The map included the Horcones Drift deposit interpreted later as a complex type landslide. This led us to make a review of the Horcones Drift deposit reaching, as the study progressed, the conclusion that all the glacial basin stratigraphy needed to be revised. Consequently, studies and investigations were carried out led us to present a new proposal in which from the six terminals moraine described for the Mendoza river basin, only one was of glacial origin. The Uspallata Drift is here reinterpreted as an old nonfunctional piedmont deposit. In regard to Punta de Vacas Drift it is difficult to sustain its existence because of the scarce outcrops, the absence of a terminal moraine and the new absolute ages obtained and presented in this paper. The Penitentes Drift seems to be the result of a post-glacial debris flow, which started at the head of Mario Ardito creek. Regarding the Almacenes and Horcones Drifts, they are distal cogenetic flows originated from the Aconcagua south hill slope mega-landslides. The Confluence Drift is the only true glacial deposit, as it was originally defined

composed of several marginal moraine arcs. Because of this new interpretation of the deposits, we consider that it is necessary to review the glacial stratigraphy of the Mendoza river basin.

Keywords: glacial geology, mass wasting, Pleistocene chronology, Mendoza

INTRODUCCIÓN

La revisión de la estratigrafía glaciaria propuesta en este trabajo comenzó accidentalmente durante la ejecución de un mapa de susceptibilidad de movimientos en masa en la localidad de Puente del Inca. Dicho mapa incluía al depósito denominado por Espizúa (1989) Drift Horcones, posteriormente considerado por Pereyra y González Díaz (1993) como resultado de deslizamientos que, en su parte distal, se movilizaron como flujos densos. Esta interpretación tan diferente del depósito de Horcones, complicaba la confección del mapa de susceptibilidad de movimientos en masa y, de este modo, se inició la revisión del depósito de Horcones que finalmente se extendió a toda la estratigrafía glacial de la cuenca del río Mendoza. El propósito de la presente contribución es, completar la revisión de la estratigrafía y geomorfología glacial del valle del río Mendoza iniciada por Fauqué et al. (2009), en especial la propuesta por Espizúa (1989, 1993).

La revisión resulta necesaria porque los depósitos considerados como morenas terminales son aquí interpretados como depósitos de remoción en masa o depósitos pedemontanos y, debido a que la estratigrafía glaciaria está basada en depósitos morénicos terminales, esto plantea dudas sobre el esquema estratigráfico que se viene utilizando hace más de 27 años.

Es importante destacar, además, que la cuenca superior del río Mendoza ha sido modelada por erosión y acumulación glaciaria y que la revisión efectuada en este trabajo sólo objetiva la estratigrafía glaciaria adoptada, pero de ningún modo se pone en duda que el paisaje haya sido modelado por el proceso glaciario.

Finalmente, es fundamental considerar que los períodos glaciales son seguidos por períodos interglaciales que se destacan principalmente por la relajación, rotura y colapso de laderas que generaron grandes flujos de detritos que, en muchas ocasiones, removizaron e incorporaron a los depósitos glaciarios previos (Hewitt 2009 y Hewitt et al. 2011). Estos procesos deben ser tenidos en cuenta al momento de analizar la estratigrafía glaciaria de las Cordilleras Principal y Frontal, que sobresalen por su altura, gran relieve relativo y valles estrechos de laderas empinadas; estas características fisiográficas y morfológicas seguramente incrementaron la

actividad de los procesos que ocurrieron durante los períodos interglaciales.

Recientemente, Moreiras y Sepúlveda (2014), Moreiras et al. (2015) y Welkner et al. (2010) han publicado trabajos que destacan la presencia de grandes movimientos de masas, como los que aquí se describirán, en los Andes centrales de Argentina y Chile. También en zonas montañosas de otras latitudes, se están considerando actualmente las características diagnósticas de avalanchas de rocas que interactuaron con glaciares (Schleier et al. 2015).

MARCO GEOLÓGICO - GEOMORFOLÓGICO Y UBICACIÓN DEL ÁREA

El área de estudio se halla en los Andes Centrales, más precisamente en la cuenca superior del río Mendoza. Este sector de la Cordillera mendocina incluye las unidades morfoestructurales de Cordillera Principal y Cordillera Frontal.

La Cordillera Principal, está constituida por sedimentitas y vulcanitas jurásicas y cretácicas plegadas y corridas hacia el este, debido a la compresión ándica. Forma un cordón montañoso de rumbo aproximadamente meridional, con alturas que superan los 6000 metros, culminando en el cerro Aconcagua con 6962 metros. Las condiciones periglaciales y el activo reptaje de la importante cubierta detrítica de sus laderas, impiden el crecimiento de vegetación. El límite de nieves permanentes se mantiene encima de los 4800 metros, pero el modelado glaciario de sus valles se extiende mucho más abajo, debido a las cuatro fases de glaciación cuaternaria que cubrieron el área.

La Cordillera Frontal, está compuesta por sedimentitas carbónico-pérmicas plegadas e intruidas por granitos permo-triásicos, cubiertos por vulcanitas de la misma edad. Esta secuencia también fue afectada por los corrimientos producidos por la compresión andina. Está compuesta por cordones montañosos en distintas direcciones, con altitudes entre los 4000 y los 6000 metros. Como en Cordillera Principal, los valles han sido modelados por las glaciaciones cuaternarias, subsistiendo en las partes altas condiciones periglaciales. Así la importante gelifracción acumula en laderas y valles

grandes cantidades de escombros. Actualmente la acción fluvial y la remoción en masa son los principales modeladores del paisaje.

Se accede a la región de estudio a través de la Ruta Nacional N° 7, que incluso atraviesa la mayoría de los depósitos analizados.

METODOLOGÍA

Los estudios comenzaron con análisis morfológicos de los depósitos considerados glaciares y del paisaje que los enmarca. A continuación, se realizó la caracterización sedimentológica de los depósitos, observándose además sus relaciones estratigráficas. Con estos datos se cumplió la primera etapa del trabajo que permitió esbozar la nueva interpretación de la génesis de los depósitos asignados a la glaciación. La segunda etapa comenzó con la llegada de dataciones radiocarbónicas y dataciones cosmogénicas (CN) por ^{36}Cl , las que permitieron acotar y corroborar las interpretaciones previas.

Dataciones con radiocarbono

Debido a que no fue posible hallar material orgánico visible en depósitos lacustres y fluviales, relacionados estratigráficamente con el depósito de Horcones, se muestrearon aproximadamente 500 g de los depósitos lacustres y fluviales con granulometría arcilla a arena. El material mineralógico fue disuelto en ácido fluorhídrico en el Iso Trace Radiocarbon Laboratory. Las muestras contenían 0.06-0.27 % de carbono, resultando en 1 mg de carbono datable. Los resultados obtenidos, por espectrometría de masas, representan el promedio de dos análisis y fueron calibrados usando intcal04.14c (Reimer et al. 2004, Stuiver et al. 1998), se presentan resumidos en el Cuadro 1.

Datación de superficies de exposición con nucleidos cosmogénicos

Debido a la buena preservación de los depósitos y a la falta de materiales orgánicos, por las condiciones climáticas muy frías, la datación de superficies de exposición con nu-

cleidos cosmogénicos (CN) es un muy buen método para obtener la edad de los depósitos. Excelentes resúmenes de este método fueron publicados por distintos autores (Cerling y Craig 1994, Gosse y Phillips 2001, Kurz y Brooke 1994, Lal 1991), además, el método fue repetidamente usado para datar movimientos de masas por Hermanns et al. (2001, 2004) y es hoy día un método que se aplica a estos procesos alrededor del mundo (Dortch et al. 2009, Ivy-Ochs et al. 2009, Ballantyne y Stone 2013, Crosta et al. 2017, Hilger et al. 2018). Aquí comentaremos brevemente la metodología usada para la extracción de muestras, los principios del método y los factores de corrección.

A partir de la comprensión del entorno geomorfológico se seleccionaron las áreas de muestreo, de manera que sean significativas de una unidad morfológica concreta. Las muestras se obtuvieron de bloques estables de gran tamaño, entre ~30 m y 1m de diámetro, ubicados en la parte central de los depósitos y preferentemente alejados de escarpas o laderas para evitar la presencia de bloques redepositados posteriormente al proceso de emplazamiento. Las muestras se tomaron con martillo y cincel de los primeros 3 a 5 cm superficiales, en la parte superior de los bloques, sobre planos con inclinaciones de 0 - 28 grados, alejados de facetas pronunciadas, para minimizar los efectos de la morfología del bloque sobre las edades resultantes (Masarik et al. 2000). En cada sitio de muestreo se midió el apantallamiento de la topografía en pasos de 30°. La altura fue tomada con GPS y altímetro calibrado en la mañana, por lo cual se estima que la precisión está dentro de un margen de error de 20 metros.

La densidad de las muestras fue medida en el laboratorio del Servicio Geológico de Canadá. Las muestras fueron preparadas, concentradas y las concentraciones isotópicas fueron medidas en PRIME Lab (Perdue University). La composición geoquímica de las rocas fue analizada en XRAL Laboratories (SGS Canada Inc.). Las edades fueron calculadas usando la tabla de cálculos en Excel CHLOE31 publicada por Phillips y Plummer (1996).

Una de las incertidumbres más importante para el cálculo de edades, en esta región de alta montaña es la disminución de la radiación debido al efecto de la cobertura nival. Se uti-

Cuadro 1. Resultados ^{14}C de sedimentos lacustres en el valle de Las Cuevas y sedimentos fluviales en Confluencia en el valle de Horcones.

Numero de laboratorio ¹	Concentración de carbono en sedimento	Edad ^{14}C (^{14}C años B.P. $\pm 2 \sigma$)	Edad calibrada ² (cal años B.P. $\pm 2 \sigma$)
TO-12215	0.14 %	9180 \pm 180	8620 - 8254
TO-12216	0.27 %	13670 \pm 220	14798 - 13886
TO-12217	0.06 %	12640 \pm 460	13543 - 12098

¹ TO es IsoTrace Radiocarbon Laboratory, Universidad de Toronto. ² Usando intcal04.14c (Reimer et al. 2004)

lizaron datos proporcionados por Vialidad Nacional y por los guardaparques del Parque Provincial Aconcagua. Los datos son escasos y corresponden al sector inferior del depósito de Horcones, cercano a Puente del Inca y a la zona del cam-

pamento de Confluencia. Los datos de ambas instituciones indican una variación de la cobertura de nieve interanual de varios metros. Además en la zona son comunes los vientos de alta velocidad, de modo que podemos considerar que la

Cuadro 2. Síntesis de los resultados de edades de superficies de exposición mediante Nucleidos Cosmogénicos Terrestres por ³⁶Cl, sobre depósitos cuaternarios, que integran distintas unidades morfológicas, ubicados en los valles de Horcones y de Las Cuevas.

Muestra	Roca	Elevación [m]	Geometría al x l x an [m]	Lat.	Long.	Edad 1			Edad 2			Edad 3					
						³⁶ Cl	±1σ	±2σ	±cn	³⁶ Cl	±1σ	±2σ	±cn	³⁶ Cl	±1σ	±2σ	±cn
Depósito Horcones																	
Map H-13	Brecha andesítica	3460	1.5.2.5.2	32.761472	69.969694	8300	370	740	490	8170	360	720	470	9050	350	700	920
Map H-21	Arenisca (Tordillo)	3430	1.5.2.2	32.762614	69.968778	10710	330	660	630	10510	320	640	610	10320	310	620	590
Map H-32	Brecha andesítica	3050	2.5.4.4	32.798778	69.943556	11390	80	160	660	11110	80	160	630	10870	70	140	610
Map H-36	Brecha andesítica	2930	1.5.2.2	32.815389	69.943306	8930	360	720	520	8640	330	660	490	8370	320	640	460
Morena lateral																	
Map H-30	Brecha andesítica	3430	1.4.3	32.743116	69.390033	14850	940	1880	600	13880	830	1660	530	13130	760	1520	490
Map HML-01	Brecha andesítica	3120	0.2.1.1	32.804528	69.945639	7840	930	1860	610	7470	870	1740	570	7150	810	1610	540
Map HML-02	Brecha andesítica	3120	0.3.1.1	32.804528	69.945639	2910				2860				2800			
Map HML-03	Brechas andesítica	3110	1.2.1.1	32.803556		17040	880	1960	490	16510	830	1640	470	16140	810	1610	460
Avalancha Quebrada Tolosa																	
Map AT-02	Brecha andesítica	3930	7.30.15	32.776611	69.99875	9270	290	580	1560	8760	220	440	1540	8320	240	480	1280
Map AT-05	Brecha andesítica	3600	4.25.15	32.765056	69.982639	10050	280	560	570	9600	260	520	520	9210	240	480	490
Deposito Penitentes																	
Map PE-1	Granito	2540	1.1.1.1	32.857167	69.799000	15200	770	1540	1090	13890	650	1300	920	12910	580	1160	820
Map PE-2	Brecha (Choyoi)	2520	2.4.2	32.857418	69.798614	11020	600	1200	790	10620	560	1120	730	10270	530	1060	700
Map PE-3	Brecha (Choyoi)	2530	0.8.1.1	32.857763	69.798308	12720	800	1600	910	11820	790	1580	790	11110	630	1260	720

Edad 1 = calculando las edades con la suposición de 0 mm erosión por milenio, Edad 2 = calculando las edades con la suposición de 2.2 mm erosión por milenio, en negrita porque es la que se considera más probable, Edad 3 = calculando las edades con la suposición de 5 mm erosión por milenio, al = altitud del bloque sobre terreno, l = longitud del bloque, an = ancho del bloque, cn = error relacionado a la incertidumbre de la cobertura de nieve en el bloque.

cobertura de nieve de los grandes bloques es diferente a la de los bloques de menor tamaño. Tomando en cuenta todas estas variables, calculamos un factor de incertidumbre adicional a la incertidumbre estadística de los resultados analíticos (Cuadro 2). Esta incertidumbre refleja tanto la variación interanual de la cobertura nival, como una estimación de la incertidumbre resultante del tamaño de los bloques en relación con la cobertura nival promedio y con el efecto del viento sobre los grandes bloques. Finalmente estimamos una incertidumbre, para el cálculo de edad, sin cobertura de nieve y con un máximo estimado de cobertura de nieve (Cuadros 1 y 2) siguiendo el principio bosquejado en Blais-Stevens et al. (2011). La diferencia resultante es significativa, tanto como un 15 % de la edad. Sin embargo, si la cubierta de nieve hubiera sido más pronunciada, en el pasado que actualmente o viceversa, esto afectaría a todas las muestras, por lo tanto la diferencia de edad relativa esta principalmente expresada por la incertidumbre analítica.

En el resumen de los resultados (Cuadro 2) se presentan tres edades: la primera (1) interpretando que no hubo erosión en los bloques con posterioridad a su emplazamiento; la segunda (2) suponiendo que hubo una erosión de 2.2 mm ka^{-1} y la tercera (3) con una erosión de 5 mm ka^{-1} . Estas tasas de erosión son similares a las estimadas por Costa y González Díaz (2007) y Kaplan et al. (2004) en la cordillera patagónica.

Investigaciones recientes demuestran también que avalanchas de rocas con volúmenes mayores de 10 millones de metros cúbicos pueden tener una herencia de nucleídos cosmogónicos heredados de la exposición previa en la pared colapsada, que se expresa en una edad anterior a la del movimiento (Hilger et al. 2019). En el caso de las edades aquí presentadas, que son del Pleistoceno tardío y Holoceno temprano, esta componente heredada es mínima porque las laderas colapsadas fueron cubiertas por glaciares en los tiempos de la glaciación, lo que hace que la componente heredada sea insignificante.

REVISIÓN DE LA ESTRATIGRAFÍA GLACIARIA

Durante el Cuaternario ocurrieron varios episodios glaciares en la Cordillera mendocina. En la cuenca del río Mendoza los depósitos morénicos cuaternarios se extienden, según Espizúa (1993), desde el cerro Aconcagua, aguas abajo, hasta la localidad de Uspallata. Estos depósitos fueron reconocidos como glaciares por Kule (1984) y por Stingl y Garleff (1985), y luego investigados en detalle por Espizúa (1989).

En este último trabajo se distinguieron cinco depósitos de drift glaciares diferentes, utilizando criterios de edades absolutas (TL, C^{14} , U-SERIES) y de edades relativas como: grado de meteorización de los bloques de morenas (en granodioritas), desarrollo de barniz del desierto sobre los clastos en morenas y terrazas de outwash, desarrollo de suelos sobre los depósitos morénicos, contrastes morfológicos, posición topográfica de morenas terminales, relaciones estratigráficas y superficies rocosas con abrasión glaciaria. Del drift más antiguo y externo al más joven e interno son: Punta de Vacas, Penitentes, Horcones, Almacenes y Confluencia (Fig. 1). El más antiguo, Drift Punta de Vacas, fue asignado tentativamente a la Penúltima Glaciación (estado isotópico 6) por Bengochea et al. (1987).

Posteriormente, Espizúa (1993) describe al Drift Uspallata, localizado a unos 50 km río abajo del drift Punta de Vacas, como representante de la máxima extensión de la glaciación (Fig. 1), considerándolo como anterior a la Penúltima Glaciación.

A pesar de que el perfil tipo descrito por Espizúa (1989) para alguno de los drift se ubica sobre morenas laterales, su esquema estratigráfico se basa en las morenas terminales. Considera a éstas como representantes de avances glaciares y no como posiciones de equilibrio de un frente glaciar, de acuerdo a un cuadro general de retroceso. Fauqué et al. (2009) reinterpretan morfoestratigráficamente a tres de estos depósitos de morenas terminales (Penitentes, Horcones y Almacenes) como depósitos de remoción en masa, planteando la necesidad de una revisión del esquema morfoestratigráfico glacial de toda la cuenca del río Mendoza.

DRIFT USPALLATA

Unos 50 kilómetros aguas abajo del Drift Punta de Vacas, sobre el valle del río Mendoza, Kule (1987) identificó la morena Uspallata (Fig. 1). Poco después, Clapperton (1993) confirmó que el depósito era un gran sistema morénico representado por tres arcos paralelos. Espizúa (1993) incluyó a este último drift en su estudio integral de las glaciaciones en el valle del río Mendoza que, desde entonces, es utilizado como base general de correlación para las glaciaciones de los Andes Centrales.

A continuación analizaremos algunas características del depósito denominado Drift Uspallata (Espizúa 1993).

Perfiles y sección tipo del Drift Uspallata

Los depósitos referidos hasta el momento como Drift Us-

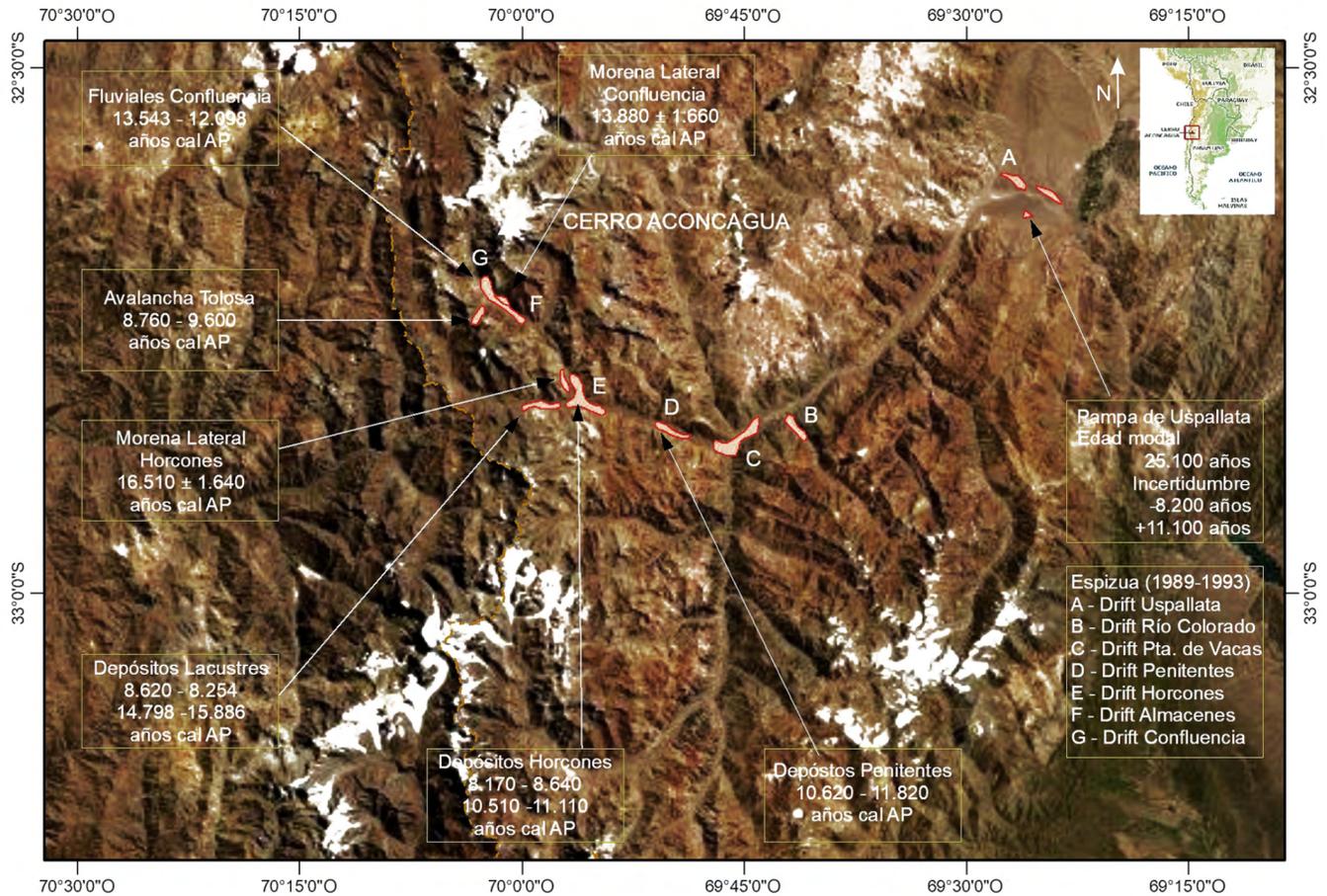


Figura 1: Área de trabajo en la Provincia de Mendoza y ubicación de los depósitos estudiados, anteriormente asignados a drift terminales.

pallata han sido descritos por Espizua (1993) y, poco después, por Cortés et al. (1997). Espizua (1993) menciona que los afloramientos más externos del Drift Uspallata se localizan en la desembocadura del río Mendoza en el valle de Uspallata, configuran una “conspicua morena inmediatamente al norte del río Mendoza”. Estos asomos de sus depósitos, según la autora, se extienden a lo largo de 6 km, disponiéndose discordantemente sobre sedimentitas terciarias. La sección tipo está representada por restos de una morena lateral a la que sitúa al oeste de Polvaredas en un corte del camino, en el kilómetro 1191 de la Ruta Nacional N°7. En esta localidad el drift es descrito, por Espizúa (1993), como un “depósito de 30 m de espesor, compacto, masivo, de color castaño rojizo pálido y calcáreo, compuesto por guijas, guijones y bloques, de más de 1.5 m de diámetro, subangulares a subredondeados. En algunos afloramientos el till contiene lentes o capas de arena fina”. Describe además la composición, meteorización y texturas superficiales del material clástico. La autora también menciona que en el arroyo Chacay (Fig. 2a), el Drift Uspallata se encuentra por debajo de un nivel de 1.2 m de

tefras que se encuentra intercalado entre depósitos de conglomerados pedemontanos.

Por su parte, Cortés et al. (1997), en la Hoja 3369-09 Uspallata, describen un perfil en la quebrada de Ranchillos (Fig. 2a), donde dos unidades distintas de depósitos pedemontanos se hallan separadas por la intercalación del Drift Uspallata. La base y el techo de este drift son discordancias de bajo ángulo que separan a esta unidad aloestratigráfica de los depósitos pedemontanos. El perfil descrito por estos autores distingue, en consecuencia, una unidad inferior (Depósitos pedemontanos antiguos de la Cordillera Frontal), una unidad intermedia (drift Uspallata) y una unidad superior (Depósitos aluviales y coluviales de Paramillos). La unidad inferior está constituida por areniscas y conglomerados gruesos que presentan clastos subredondeados a subangulosos con grosera estratificación primaria inclinando hacia el sur y presencia de gruesos bloques de grava concentrados en el techo; el depósito ha sido considerado como integrado por conos aluviales y conos de deyección adosados al flanco oriental de la Cordillera Frontal. La unidad intermedia está integrada por dos

facies; la inferior corresponde a una diamictita con clastos angulosos a subangulosos de hasta 60 cm de diámetro con una matriz de arenisca blanca de grano grueso, maciza, mientras que la facies superior es una diamictita de similares características en estratos gruesos, separados por bancos delgados de limolitas blancas finamente laminadas. Como la unidad anterior, los estratos tienen una inclinación primaria hacia el sur, de aproximadamente 15 grados. La unidad superior se encuentra representada por depósitos de arena y grava fina en paquetes macizos con techo plano inclinado 5° hacia el sur y sureste correspondiente a un pedimento.

Al comparar las descripciones de Espizúa (1993) y de Cortés et al. (1997) vemos que hay algunas diferencias. En primer lugar Espizúa (1993) ubica a los depósitos glaciares dispuestos discordantemente sobre el Terciario; en cambio, Cortés et al. (1997) sitúan al Drift Uspallata entre dos unidades distintas de depósitos pedemontanos. En segundo lugar Espizúa (1993) destaca que los afloramientos del Drift forman una conspicua morena, lo que indica que la morfología está conservada. Sin embargo, Cortés et al. (1997) mencionan que el drift está cubierto por la unidad pedemontana superior compuesta por gravas y arenas de un pedimento. Es difícil comprender cómo estando el drift cubierto se conservan los arcos morénicos y además cómo perduran éstos, después de un episodio de pedimentación en el piedemonte.

Ante estas contradicciones, realizamos nuevas observaciones de campo levantando un perfil en la quebrada Ranchillos, en el arroyo Chacay y en una quebrada sin nombre que se ubica entre las anteriores y que corta a las lomas interpretadas como arcos morénicos (Fig. 2a). Finalmente, se revisó el perfil tipo del Drift Uspallata cercano a la localidad de Polvaredas.

Perfil de la quebrada Ranchillos: se realizó sobre la margen izquierda de la quebrada, aproximadamente a 1.5 km de su desembocadura en el río Mendoza (Fig. 2a y 2b). En él se pudieron observar depósitos conglomerádicos correspondientes a bajadas, formados por la coalescencia de abanicos aluviales, ubicados al pie del frente montañoso de la cordillera del Tigre. Estratigráficamente en estos depósitos pueden interpretarse dos niveles pedemontanos. En el inferior y más antiguo (1° Nivel), es de destacar la participación de bloques de Cordillera Principal (calizas, andesitas ocofíticas, areniscas) y de una intercalación de 15 m de espesor máximo compuesta por bancos masivos de paraconglomerados matriz-soportados mal seleccionados que se destacan por el color blanquecino de su matriz limo-arcillosa. Los cuerpos individuales que conforman a esta intercalación, de hasta 7 metros de espesor, se amalgaman vertical y lateralmente. Sus

superficies limitantes superiores se encuentran inclinadas y marcadas por la presencia de delgados bancos de areniscas masivas con clastos gravosos (de hasta 30 cm de diámetro máximo), tabulares y con su superficie de máxima proyección paralela al plano de estratificación. Lateralmente, los paraconglomerados se encuentran incisos por un paleocanal que los erosiona casi por completo. Este paleocanal está integrado internamente por bancos lentiformes de menor jerarquía con conglomerados clasto-soportados finos con estructuras tractivas tales como imbricación y estratificación horizontal. El tope de los canales menores, especialmente de aquellos cercanos a la base de la incisión, se encuentran marcados por la presencia de areniscas masivas con altas proporciones de material fino, probablemente originados por el retrabajo de los desbordamientos laterales. Cortés et al. (1997) interpretan a esta intercalación blanquecina como Drift Uspallata. Sin embargo, destacan que tanto sus “Depósitos pedemontanos de Cordillera Frontal” como el Drift Uspallata tienen capas con una inclinación primaria hacia el sur, o sea hacia el nivel de base local representado por el río Mendoza, lo que es característico de los depósitos pedemontanos.

El segundo nivel de piedemonte, que se observa en el perfil de Ranchillos, se dispone discordantemente sobre el primero, inclinando según Cortés et al. (1997) 5° hacia el sur y sudeste, es decir que tiene la misma inclinación primaria que el primer nivel pedemontano, hacia el nivel de base local representado por el río Mendoza. Según nuestras observaciones, está compuesto por lentes con alta relación ancho/profundidad rellenas por conglomerados finos con matriz arenosa, que presentan estratificación horizontal y de bajo ángulo, característica de barras longitudinales, y escasas estratificaciones entrecruzadas correspondientes a barras gravosas transversales. En algunos casos, el tope de las lentes se encuentra marcado por capas psamíticas masivas que representan depósitos de tope de barras. Se destaca por su coloración uniforme castaño rosada, debido al predominio en su composición de pórfidos riolíticos y brechas volcánicas rosadas, ambos del Grupo Choiyoi. Este segundo nivel de piedemonte se halla bien representado en la Pampa de Tabolango.

Perfil del arroyo Chacay: se realizaron observaciones en el arroyo Chacay debido a que Espizúa (1993) cita que una capa de ceniza volcánica está interestratificada en una vieja grava, que a su vez es más joven que el till Uspallata. El perfil de la margen derecha del arroyo (Fig. 2a y d), aproximadamente a 750 m aguas arriba de su desembocadura en el río Mendoza, permite observar a esta ceniza como un nivel blanco de aproximadamente 1.20 m de potencia, que se acuña lateralmente. La posición estratigráfica de este nivel es similar

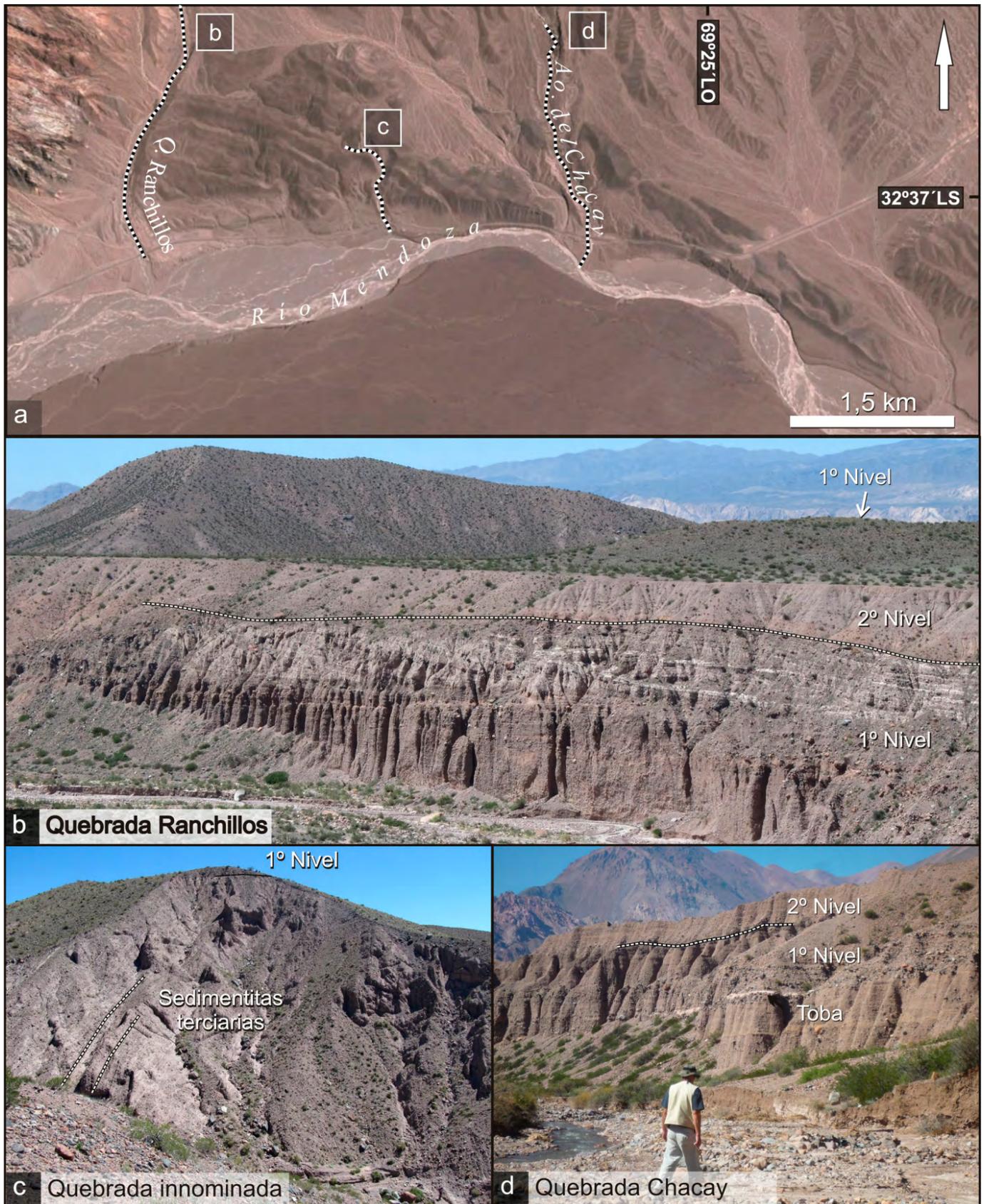


Figura 2: a) Depósito pedemontano asignado al “Drift Uspallata”. Las letras b,c y d ubican los perfiles analizados; b) Quebrada Ranchillos; c) Quebrada innominada; d) Quebrada Chacay.

	Cortés <i>et al.</i> (1997) Qda. Ranchillos	Este trabajo			Espizúa (1993) A° Chacay
		Qda. Ranchillos	Qda. innominada	A° Chacay	
Cuaternario	Depósitos aluviales y coluviales	2° Nivel Pedemontano		2° Nivel Pedemontano	Vieja grava más joven que Drift Uspallata
	Drift Uspallata	1° Nivel Pedemontano (con depósitos de flujos)		1° Nivel Pedemontano	
	Depósitos Pedemontanos de Cordillera Frontal	1° Nivel Pedemontano	1° Nivel Pedemontano	1° Nivel Pedemontano	
				Tefras	Tefras ?
Terciario	Sedimentitas terciarias	Sedimentitas terciarias	Sedimentitas terciarias	Sedimentitas terciarias	Sedimentitas terciarias

Figura 3: Comparación entre las distintas interpretaciones estratigráficas surgidas de los perfiles de la Quebrada Ranchillos, del Arroyo Chacay y de la quebrada innominada.

a la de los paraconglomerados con matriz limo-arcillosa del perfil de la quebrada Ranchillos, que coincide con el aumento de competencia del medio, reflejado en el tamaño de los bloques, tal vez asociado a la generación de flujos densos, debido a un aumento de la carga. Estos flujos son integrantes normales de los depósitos pedemontanos. Es importante destacar que aquí también, como en el perfil de Ranchillos, el primer nivel pedemontano es discordante sobre las sedimentitas terciarias aflorantes en las márgenes del arroyo Chacay, no existiendo por debajo de este primer nivel el depósito del denominado Drift Uspallata.

Perfil de la quebrada innominada: se realizaron además observaciones en la quebrada sin nombre que se ubica entre las anteriores (Fig. 2a y c) y que corta a las lomas interpretadas como arcos morénicos (Clapperton 1993, Espizúa 1993). El lecho del arroyo está labrado sobre sedimentitas terciarias, las que se elevan aproximadamente 35 metros en ambas laderas del valle, hasta que son cubiertas por un nivel de gravas y arenas de aproximadamente 5 m de espesor (Fig. 2c). Esta cubierta cuaternaria se asigna al primer nivel pedemontano.

La observación de este perfil permite comprobar, que los denominados “arcos morénicos” son en realidad formas erosivas y no de acumulación. Se trata de pequeñas quebradas

labradas, en el piedemonte, por escurrimiento fluvial, principalmente sobre sedimentitas terciarias dispuestas verticalmente. El Cuaternario en este perfil es un depósito aluvial de forma tabular y reducido espesor, genéticamente asociado al piedemonte. Estas observaciones descartan la posibilidad de considerar como Drift Uspallata a los depósitos y morfologías ubicadas en este sector.

Las diferentes interpretaciones estratigráficas, planteadas por los distintos autores, de las observaciones de los perfiles de la quebrada de Ranchillos y del arroyo Chacay, se resumen en la figura 3.

Sección tipo del Drift Uspallata: se ubica según Espizúa (1993) en el km 1191 de la Ruta N° 7, al oeste de Polvaredas. Cuando uno observa este perfil, correspondiente a una morena lateral y lo compara con el de la quebrada Ranchillos, donde se hallan los afloramientos más importantes del denominado Drift Uspallata (Espizúa 1993, Cortés *et al.* 1997), vemos que se trata de depósitos completamente distintos tanto en relación al proceso que los originó como a su composición. El depósito del perfil tipo está compuesto por un paraconglomerado con bloques angulosos a subangulosos, de hasta 1.5 m de eje mayor inmersos en una matriz psamo-pelítica. Como cita Espizúa (1993) los clastos y bloques son principalmente volcánicos (andesitas, dacitas y

brechas andesíticas) incluyendo además algunas areniscas y calizas. Esta composición litológica de los clastos, según la misma autora, se corresponde con la de las formaciones aflorantes al oeste de Puente del Inca. Pero el predominio de rocas volcánicas de la composición citada refleja, además, la litología de la sección inferior del Grupo volcánico Aconcagua (Ramos et al. 1996), aflorante en la pared sur del cerro Aconcagua, zona de arranque de los megadeslizamientos que pasaron a flujos, descritos por Fauqué et al. (2009), Hermanns et al. (2014). La menor proporción de areniscas y calizas, y

la presencia de una matriz limo arcillosa, refleja la contaminación de los flujos, descritos por Fauqué et al. (2009), por los depósitos previos, gran parte de los cuales habrían sido glaciares.

Hay otros dos argumentos que hacen pensar que estos depósitos se asocian más a los flujos vinculados con los megadeslizamientos que a depósitos glaciares. El primero de ellos es el predominio casi exclusivo de materiales provenientes de Cordillera Principal, en un depósito ubicado en Cordillera Frontal; esto hace pensar en una irrupción violenta de los

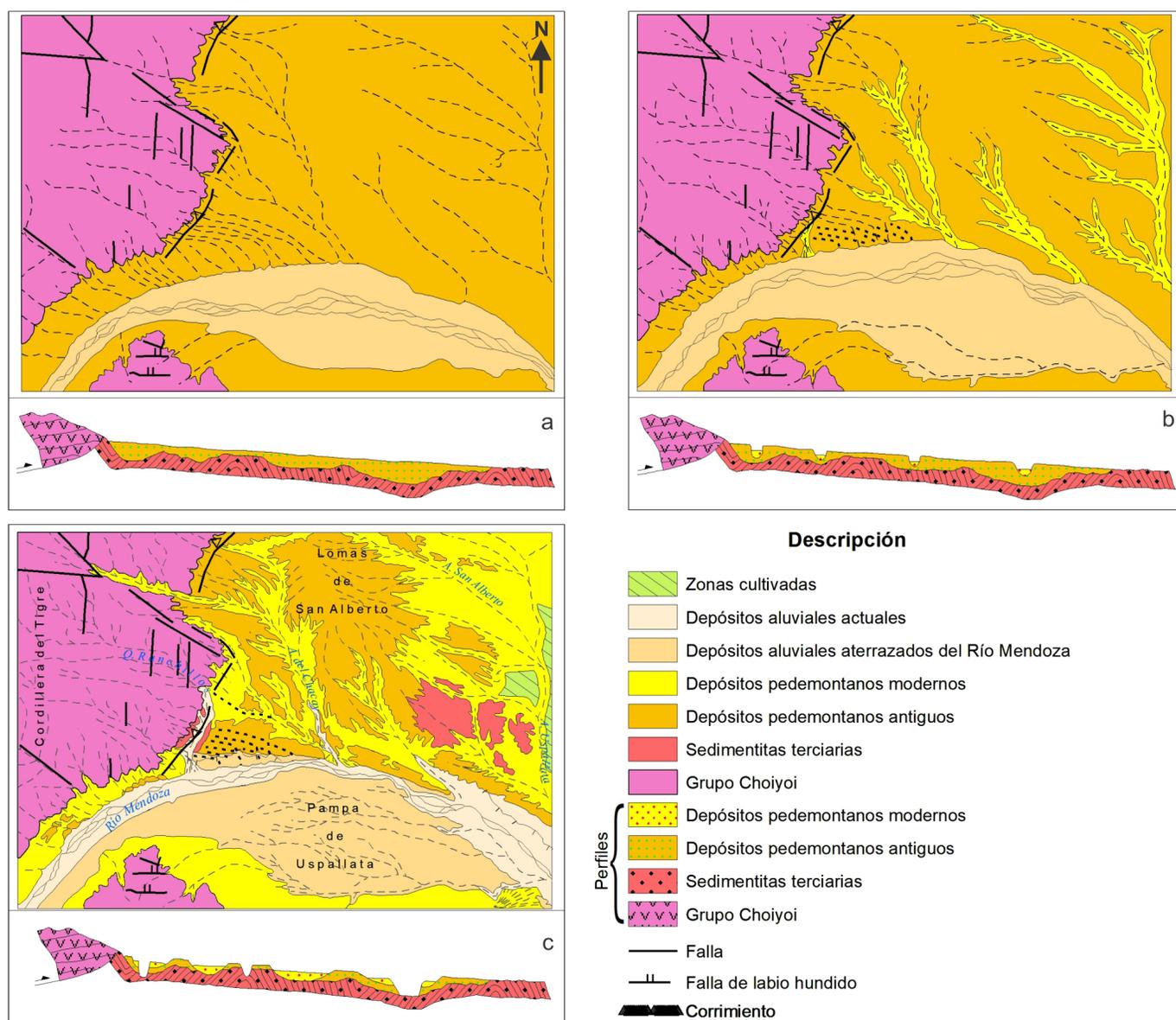


Figura 4: Esquemas morfológicos evolutivos que ilustran el desarrollo del piedemonte del Cordón del Tigre, en la depresión de Uspallata a la latitud de la localidad homónima. Los perfiles que acompañan cada esquema pretenden mostrar las relaciones estratigráficas y no tienen una ubicación precisa. a) Desarrollo del primer nivel de piedemonte. Los cursos que descienden de la Cordillera del Tigre, en las proximidades del río Mendoza labran quebradas que se curvan en dirección del nivel de base local; b) Con el rejuvenecimiento de la red fluvial comienza el desarrollo del segundo nivel pedemontano. Un curso fluvial consecuente con el trazado del corrimiento Ranchillos produce sucesivas capturas sobre pequeños cursos innominados que descienden de la Cordillera del Tigre. Se desconecta de este modo el 1º nivel pedemontano del frente serrano en este sector; c) Desarrollo amplio del 2º nivel de piedemonte. Los remanentes del 1º Nivel, desconectados del frente serrano y de los cursos fluviales, evolucionan muy lentamente.

materiales, sin la incorporación de los bloques de Cordillera Frontal, cosa difícil si el depósito fuera el resultado de erosión glaciaria. El otro argumento que sustenta el origen a partir de los grandes flujos, es la presencia de grandes bloques completamente triturados con una diseminación incipiente, resultado de las colisiones propias de la gran movilidad y velocidad de los flujos.

Finalmente, a modo de conclusión, debemos destacar primero que el perfil del km 1191 no es comparable con el perfil de la quebrada Ranchillos donde se hallan los principales afloramientos del denominado Drift Uspallata. En la quebrada de Ranchillos, los depósitos del supuesto "Drift Uspallata", establecido por Cortés (1993), en realidad parecen corresponder a flujos originados en el piedemonte por un incremento en la carga sedimentaria. Por lo tanto los depósitos ubicados en el km 1191, son vinculados con mayor probabilidad a flujos originados en los enormes colapsos ocurridos en la pared sur del cerro Aconcagua.

Las geoformas denominadas arcos morénicos

Otro argumento morfológico que ha sido esgrimido como prueba de la existencia de un drift en Uspallata es la presencia de arcos o lomadas paralelos o subparalelos (Fig. 2a). Clapperton (1993) confirmó que el depósito es un gran sistema morénico conteniendo al menos tres arcos paralelos. Para Espizúa (1993) "la morena terminal, consiste en lomadas subparalelas, en cota de los 1850 m s.n.m."

Depósitos de similares características geomorfológicas se encuentran aproximadamente 7 km al norte de la ubicación de las lomadas o arcos del Drift Uspallata. Allí se ubica la desembocadura del arroyo Chacay al piedemonte (Fig. 4c). Aproximadamente 1000 m al sur de este punto se puede observar el ápice de un antiguo depósito pedemontano que penetra unos 1500 m en el frente serrano. Debido a que el arroyo Chacay se halla profundizado aproximadamente 50 m respecto de su superficie, este depósito pedemontano es actualmente afuncional y no se halla conectado con los cursos actuales. El escurrimiento fluvial de este arroyo ha labrado pequeñas quebradas que separan interfluvios subparalelos, que se curvan hacia el sur en busca del nivel de base local representado por el río Mendoza. Lo mismo ocurre con el curso actual del arroyo Chacay.

Por lo tanto, la sola morfología de arcos o lomadas subparalelos, no representa en este sector un argumento para que estos depósitos sean considerados un sistema morénico.

Si sumamos esto a la descripción de los depósitos realizada anteriormente, a través de los cortes producidos por los arroyos tributarios de la margen norte del río Mendoza,

se puede observar que no hay relación entre las geoformas y sus depósitos, por lo que las geoformas erosivas tienen que haber sido generadas con posterioridad y ser ajenas a los depósitos.

Sobre la base de estas observaciones surge que dichos arcos no serían morenas (formas de acumulación), sino pequeños interfluvios que separan quebradas (formas de erosión) labradas en un piedemonte con sedimentitas terciarias subaflorantes. Estas sedimentitas terciarias se disponen subverticalmente, arrumbadas al NNE, aproximadamente perpendiculares al rumbo de las quebradas, por lo que las quebradas serían transversales a la estructura. Los cursos escurrieron inicialmente sobre y a través de la cubierta pedemontana arqueándose hacia el río Mendoza y al alcanzar la estructura transversal del terciario sepultada, continuaron labrando su valle sobreimponiéndose a la misma.

Proveniencia del material clástico

Hay otro tema que es importante analizar, y está referido a la proveniencia del material clástico que integra los depósitos del denominado Drift Uspallata.

Según Espizúa (1993) el till tiene unos 30 m de espesor y está compuesto por gravas subangulosas a subredondeadas con bloques de más de 1.50 metros. Dentro del material clástico se pueden identificar plutonitas y volcanitas del complejo variscico, como también rocas de diferente proveniencia como ser andesitas, dacitas y brechas, así como areniscas, calizas y yeso.

De acuerdo a esta composición de los clastos la proveniencia del material sería de Cordillera Principal y de Cordillera Frontal. Ubicado el depósito al pie de la Cordillera del Tigre, es lógico que contenga rocas del complejo variscico; sin embargo, de algún modo hay que explicar cómo llegaron allí las rocas pertenecientes a Cordillera Principal, de esas dimensiones: volcanitas, areniscas, calizas y yeso. En tal sentido se pueden dar tres posibles explicaciones:

Primero, que el depósito que estamos analizando sea realmente glaciario (Kule 1987, Clapperton 1993, Espizúa 1993). Habría sido depositado por un sistema de glaciares de valle que fluyeron a lo largo de 110 km desde la divisoria andina y 80 km desde el cerro Aconcagua, atravesando Cordillera Principal y Cordillera Frontal.

Hay una segunda forma mucho más sencilla de explicar la presencia de bloques con litologías pertenecientes a Cordillera Principal (volcanitas, calizas y yeso). En realidad podemos pensar que estos bloques estaban en el lugar previamente a la generación del depósito denominado Drift Uspallata. Espizúa (1993) destaca que en el valle de Uspallata

el drift cubre en discordancia a rocas terciarias. Estos depósitos terciarios al este de la Cordillera del Tigre contienen clastos (bloques) de calizas bioclásticas del Jurásico (Cortés 1993), lo que estaría indicando que provienen del oeste y más precisamente de la Cordillera Principal.

La discordancia entre las sedimentitas terciarias y los depósitos cuaternarios es descripta por Cortés et al. (1997) unos 9 km al norte del drift, en las Lomadas de San Alberto (Fig. 4c), como la superficie de un antiguo pedimento labrado en estratos plegados del terciario y cubierta por la Formación San Alberto. Esta última unidad según Cortés et al. (1997) está constituida por arenas, gravas y bloques de hasta 2 m de diámetro, parte de los cuales provienen de abanicos aluviales reabajados y parte de las sedimentitas terciarias subaflorantes.

Podemos concluir entonces que los bloques con litologías pertenecientes a Cordillera Principal, podrían ser bloques desprendidos, por erosión, de las sedimentitas terciarias durante el desarrollo de una superficie de pedimentación en el piedemonte occidental de la depresión de Uspallata. Por otro lado, es importante aclarar, que estos bloques de gran tamaño no sólo se encuentran entre los depósitos del denominado Drift Uspallata, sino que también se hallan en los niveles pedemontanos aledaños.

Una interpretación similar a la anterior explicaría el origen de los bloques de caliza dentro de los depósitos del denominado Drift Uspallata, haciéndonos dudar entre la presencia de un diamictón de piedemonte en lugar de un drift.

Finalmente, Ramos (1996), en la "Geología de la región del Aconcagua" describe dentro de los depósitos cuaternarios a los "Depósitos aterrizados antiguos" como el nivel de agradación más antiguo preservado en la comarca. Dicho nivel se halla sobre una superficie de erosión individualizada como "superficie Polvaredas", que representa una antigua peniplanicie desarrollada todo a lo largo de la cordillera del Tigre. Según el autor citado, al norte de la localidad de Polvaredas se hallan los remanentes mejor preservados de estos depósitos aluviales, desarrollados con posterioridad al levantamiento de la faja plegada y corrida del Aconcagua. Han tenido a esta faja tectónica como zona de aporte, reflejando de este modo la composición litológica de la Cordillera Principal. La erosión (glaciaria, fluvial y/o remoción en masa) que afectó posteriormente y afecta actualmente a la cordillera del Tigre, removilizó a los "Depósitos aterrizados antiguos" y de este modo sus materiales, que reflejan las litologías de Cordillera Principal, progradaron sobre el piedemonte de la cordillera del Tigre, en cuyos niveles inferiores constituyen un porcentaje no despreciable del depósito.

De las tres alternativas analizadas con respecto a la procedencia del material de Cordillera Principal, que compone el depósito denominado "Drift Uspallata", concluimos que la removilización fluvial de los "Depósitos aterrizados antiguos" y el aporte de bloques desprendidos de las sedimentitas terciarias durante la pedimentación de las mismas, constituyen las fuentes principales.

Meteorización, redondeamiento y texturas superficiales del material clástico

El grado de meteorización del depósito del denominado Drift Uspallata es alto. Según Espizúa (1993) hay marcada exfoliación y desintegración en los clastos de rocas intrusivas, mientras que los de caliza muestran fuertes efectos de disolución. En los clastos de volcanitas de grano mediano y en los de areniscas, la oxidación alcanza el núcleo. Estos clastos conjuntamente con los de caliza suelen disgregarse in situ bajo la presión de los dedos. Estas características implican, de acuerdo con la autora citada, que un largo tiempo separó el retroceso de la glaciación Uspallata de la siguiente glaciación (Punta de Vacas).

Pero esta meteorización de los clastos del depósito puede ser perfectamente explicada teniendo en cuenta que parte del material sufrió al menos dos ciclos de erosión. Durante el primero dio origen a las sedimentitas terciarias y/o a los "Depósitos aterrizados antiguos" en un segundo ciclo parte de este material pasó a integrar los depósitos pedemontanos cuaternarios.

De manera similar, el importante redondeamiento de los bloques del Drift Uspallata estaría vinculado según Espizúa (1993) a la mayor distancia de transporte desde su fuente. Sin embargo, hay que tener en cuenta que el material tamaño bloque, se redondea en trechos cortos de transporte y mucho más luego de sufrir dos ciclos de erosión, transporte y depositación.

También como resultado de la prolongada exposición subaérea del material clástico se producen texturas superficiales como el barniz. Espizúa (1993) menciona que el Drift Uspallata tiene un intenso desarrollo de barniz; compara además el porcentaje de clastos cubiertos por esta pátina superficial en las distintas morenas y terrazas de outwash, observando según la autora un porcentaje decreciente hacia los depósitos de arcos morénicos más internos y por lo tanto más modernos.

Lamentablemente, en la zona de Uspallata esa comparación no se llevó a cabo con algunos depósitos pedemontanos expuestos en el sector. Por ejemplo la Formación San Alberto (Cortés 1993) constituida por remanentes sobreelevados de

abanicos aluviales proximales, tiene en sus afloramientos de las Lomas de San Alberto, prácticamente el mismo porcentaje de clastos con barniz que el denominado Drift Uspallata.

Tanto la Formación San Alberto como los depósitos del denominado Drift Uspallata tienen en común que actualmente sus depósitos están enteramente desconectados de su área fuente, representada por la Cordillera Frontal. En el caso del denominado Drift Uspallata esta desconexión se debió a sucesivas capturas fluviales producidas por el arroyo Ranchillos sobre pequeños cursos innominados que descienden de la Cordillera del Tigre (Fig. 4b-c). La piratería del curso fue favorecida por su ubicación consecuente con el trazado del corrimiento Ranchillos (Cortés 1993) (Fig. 4a-c). Esta desconexión demoró probablemente la erosión de estos niveles (depósitos) y el aporte y mezcla de material más “fresco” desde el frente serrano; quedando así el material clástico que los formó originalmente, expuesto por mucho tiempo al intemperismo en condiciones de aridez, favoreciendo el desarrollo de barniz.

Comentarios finales sobre el depósito asignado al Drift Uspallata

A modo de síntesis de todo el análisis precedente concluimos que el denominado Drift Uspallata es más probablemente el resto de un antiguo depósito pedemontano afuncional, desconectado por erosión del frente serrano. Antiguas incisiones de cursos fluviales que escurrían sobre el depósito pedemontano hacia el río Mendoza, habrían labrado los arcos o lomadas subparalelas interpretadas como arcos morénicos, que en el presente trabajo se interpretan como interfluvios entre las pequeñas quebradas incisas en el piedemonte. Las facies sedimentarias identificadas en el perfil de la quebrada Ranchillos son características de abanicos aluviales cuya coalescencia formó los niveles pedemontanos. Estratigráficamente el piedemonte muestra dos niveles distintos; ambos tienen una inclinación primaria hacia el sur y sureste, en dirección del nivel de base local representado por el río Mendoza. Los clastos y bloques de Cordillera Principal, en los depósitos, no habrían llegado allí transportados por el hielo, sino que habrían sido aportados por la erosión de los “Depósitos aterrazados antiguos” dispuestos sobre la Cordillera del Tigre. Las figuras 4a-c ilustran la evolución secuencial coincidente con la interpretación aquí presentada.

DRIFT PUNTA DE VACAS

Considerado inicialmente como el “drift” más antiguo re-

conocido en el área, caracterizándose por “...un elevado grado de madurez morfológica, comparado con los otros drift y sus afloramientos son pequeños, escasos y saltuariamente distribuidos, con pendientes muy suaves...cubiertas por vegetación...” (Espizúa 1989); estos afloramientos poseen pendientes suaves cubiertas por vegetación y sus depósitos son parcialmente sepultados por abanicos aluviales. También, la autora citada menciona que no se reconoce una típica morena terminal. Esta falta de exposiciones y obliteración de las formas por meteorización, erosión y sepultamiento, plantean una serie de incógnitas respecto a algunas características de este Drift, que analizaremos a continuación.

Presencia de vestigios de morena lateral y terminal

Espizúa (1989) menciona pequeños remanentes de morena lateral, del drift Punta de Vacas, a lo largo del río de los Horcones; ubicándose además el perfil tipo de la unidad en un resto de morena lateral contiguo a la Ruta N° 7, localizado a 300 m al oeste de la aduana de Punta de Vacas. Con respecto a la morena terminal, menciona que la misma se haya sin definir pues no hay formas típicas. En el trabajo de 1989 manifiesta que “no hay relictos de morena terminal ni de una terraza glacifluvial correspondiente aguas abajo de Punta de Vacas”. Sin embargo, en el mapa geológico del trabajo de Espizúa (1989), ubica una morena terminal antes de la afluencia del río Colorado. Esta morena también tiene una posición definida en el trabajo de Espizúa (1993, Fig. 4). Considera, además, que “...la presencia de grandes bloques concentrados a los 2350 m en el piso del valle probablemente marquen el límite externo de esta glaciación...”.

Espizúa (1989, 1993) basa su estratigrafía glacial en la posición de los depósitos que considera como morenas terminales y en las dataciones absolutas y relativas de los mismos. Es por ello que, a pesar de manifestar que no existe una morena terminal del Drift Punta de Vacas la dibuja en su mapa de las glaciaciones (Espizúa 1989, 1993).

Características litológicas de los bloques

En la litología descrita en la sección tipo del till Punta de Vacas, Espizúa (1989) destaca el predominio de bloques de rocas volcánicas de la Formación Abanico, nombre usado por Yrigoyen (1976) para la cobertura volcánica del cerro Aconcagua. Por otro lado Fauqué et al. (2009) y Hermanns et al. (2014), describen megadeslizamientos en la pared sur del Aconcagua, cuya área fuente son las volcanitas terciarias aflorantes en la cumbre del cerro. Se trata de deslizamientos que habrían pasado a inmensos flujos que se encauzaron

en los valles de Horcones y Las Cuevas, llegando además al valle del río Mendoza. El predominio de volcanitas en la litología del depósito denominado Drift Punta de Vacas, podría corresponder entonces a estos flujos postglaciares. Los grandes bloques ubicados en el piso del valle a 2350 m s.n.m., que probablemente marquen el límite externo de esta glaciación (Espizúa, 1993), también podrían corresponder a restos de los grandes flujos descritos por Fauqué et al. (2009) y Hermanns et al. (2014), o simplemente a bloques caídos, ya que en esa zona las laderas del valle son muy altas y empinadas y los fenómenos de caídas son comunes.

Terrazas glacifluviales

Con respecto a la terraza glacifluvial Punta de Vacas, en el río Mendoza, Espizúa (1993) menciona que se encuentra pobremente preservada y cubierta por abanicos aluviales. Sin embargo, en la figura 3 de Espizúa (1993), el outwash Punta de Vacas forma un extenso afloramiento en la Pampa de Uspallata. Durante el presente trabajo se recolectaron muestras y se fecharon los depósitos glacifluviales que cubren la Pampa de Uspallata por el método de nucleidos cosmogénicos, dando una edad de 25.1 ka (Fig. 5), no coincidente con la edad que Espizúa (1993) propone para el Drift Punta de Vacas, al que asigna a la Penúltima Glaciación. De acuerdo a la edad absoluta obtenida, en este trabajo sobre rodados glacifluviales localizados en la Pampa de Uspallata, ésta correspondería a depósitos glacifluviales asociados al Último Máximo Glacial.

Los rasgos geomorfológicos

La reconstrucción paleogeográfica de Espizúa (1989) supone una lengua glaciaria que fluía por el valle de los Horcones y se unía a la lengua glaciaria que ocupaba el valle de Las Cuevas. Sin embargo, la autora destaca que por los valles del Tupungato y de Las Vacas no llegaba a unirse ninguna lengua glaciaria a las anteriores. Si bien no está debidamente demostrado, sustenta la posibilidad de que los depósitos que vinculan el valle de Los Horcones y Las Cuevas con el llamado Drift Punta de Vacas correspondan a flujos originados en la pared sur del cerro Aconcagua.

Correlación con otros drift como el Drift Río Colorado

Con respecto al Drift Río Colorado (Fig. 1), cuya morena llegó a ocupar una posición terminal coincidente con el curso actual del río Mendoza Espizúa (1993, Fig. 4), dicha autora considera que tendría una edad equivalente al Drift Punta de Vacas. Sin embargo de acuerdo a nuestras observaciones no hay morfología glaciaria en la desembocadura del río Colorado. No obstante, las formas erosivas glaciares y las morenas marginales identificables en dicho río, se hallan aguas arriba del mismo, aproximadamente entre los 3200 m y los 3400 m s.n.m. en la vertiente occidental del Cordón del Plata.

Sobre la cronología del Drift Punta de Vacas

Inicialmente la edad del Drift Punta de Vacas se obtuvo, de acuerdo a Espizúa (1993), por relaciones estratigráficas,

	Grado de Confianza	Nº de curvas	Máxima agradación	Máxima erosión	Densidad depósito g/cm ³	Muestras removidas	Edad modal ka	incertidumbre - ka	incertidumbre + ka	alcance de la incertidumbre
MAP-PU	2s	100000	10 cm	30 cm	1,8-2,1	MAP-PU-P4	25,1	8,2	11,1	AMS, química, densidad depósito, erosión dentro de rango

Muestra	Profundidad (cm)	Espesor (cm)	Masa disolución (g)	Masa Carrier (g)	Conc. Carrier mg 35Cl/g Carr/s/unid. (10E-15)	36Cl/total Cl (10E-15)	1sig. err. x(10E-15)
MAP-PU-P1	0	2	41,6993	2,0332	1,4454	244,4	7,43
MAP-PU-P2	40	4	40,4505	2,0424	1,4454	193,9	6,68
MAP-PU-P3	80	4	40,7657	2,0473	1,4454	134,8	5,51
MAP-PU-P5	160	4	32,1647	2,0093	1,4454	76,69	3,68
MAP-PU-P6	200	4	39,3639	2,0929	1,4454	68,96	4,42

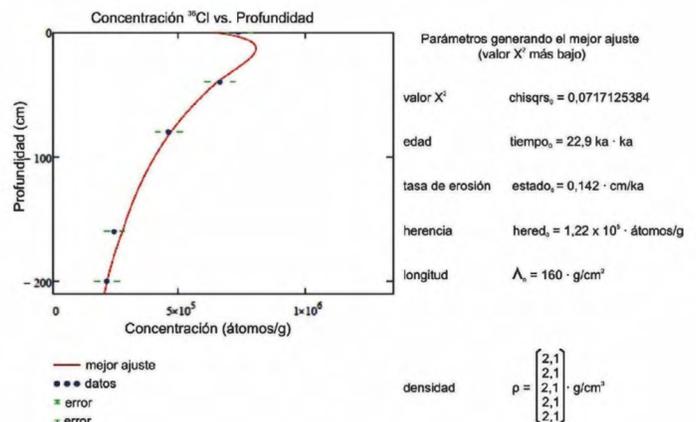


Figura 5: Resultado de la datación de los depósitos aluviales de la Pampa de Uspallata por el método de nucleidos cosmogénicos. La edad obtenida es una edad modelada, basada en un perfil vertical de 2 m de profundidad, en el que se han obtenido y analizado muestras cada 0.4 m a partir de la superficie.

debido a la ausencia de “ceniza volcánica entre o sobre el Drift Punta de Vacas”. Debido a esta evidencia negativa la autora sostiene que el drift es más joven que la tefra datada en Uspallata por trazas de fisión en 360000 ± 36000 años A.P. (Espizúa 1993), o que la tefra fue removida por erosión glacial. Posteriormente Espizúa y Bigazzi (1998) en base a dos dataciones de tefras por trazas de fisión, ubicadas según estos autores por debajo del *outwash* Punta de Vacas, establecen que el Drift Punta de Vacas puede haber sido depositado durante el Estado Isotópico 6 (Penúltima Glaciación), por lo que sería anterior a los 126 ka., comienzo del último interglacial.

En el presente trabajo se aporta la edad obtenida de la terraza de bloques, gravas y arenas que forma la Pampa de Uspallata y que Espizúa (1993) asigna al *outwash* Punta de Vacas. Los depósitos han sido datados por el método de nucleidos cosmogénicos. La edad obtenida es una edad modelada, basada en un perfil vertical de 2 m de profundidad, donde se han obtenido y analizado muestras cada 0.40 m a partir de la superficie siguiendo el método propuesto en Braucher et al. (2009) y que previamente fue usado con éxito por Hein et al. (2009) para obtener la edad de un depósito de *outwash* en Patagonia. Este método por basarse en cuatro dataciones, tanto en superficie como en un perfil vertical del depósito, permite datar no sólo la superficie del mismo, sino además modelar la erosión sufrida. Los datos obtenidos indican una tasa de erosión de 0.142 cm por milenio, que se halla aproximadamente en el mismo rango de erosión sufrida por terrazas en la Patagonia argentina. La edad modal es de 25.1 ka, con márgenes de incertidumbre entre 8.2 y 11.1 (Fig. 5). La ubicación del perfil es LS 32.631 O 69.42 y altura 1813 m s.n.m. Por lo tanto consideramos que, estos depósitos, representan al glacifluvial asociado al Último Máximo Glacial; lo que no concuerda con el Esquema Estratigráfico de la Glaciación propuesto por Espizúa (1989, 1993).

Observaciones finales sobre el Drift Punta de Vacas

Si bien no tenemos dudas de que el paisaje fue modelado por acción glaciaria, es muy difícil estar de acuerdo con una geomorfología, estratigrafía y cronología glaciaria que incluye un drift (Punta de Vacas) con las siguientes características: afloramientos escasos y dudosos, ausencia de morena terminal, glacifluvial cuya edad no se corresponde con la edad asignada a la glaciación, con bloques cuya litología se vincula más bien a los flujos originados en la pared sur del Aconcagua, con una reconstrucción paleogeográfica difícil de sustentar. Por todo ello, concluimos que no hay

argumentos suficientes que prueben la existencia del Drift Punta de Vacas.

DRIFT PENITENTES

Espizúa (1989) cita que, en el valle del río Cuevas, a 4 km al este de Villa Los Penitentes se halla la morena terminal del “Drift Penitentes” a la cota de 2500 metros. Según esta autora “...la morena se presenta en el fondo del valle, cortada por el río, con un relieve de lomadas y depresiones...”. Destaca, además, que el depósito tiene “...una morfología de líneas suavizadas, de relativa madurez, donde es difícil reconocer un arco morénico típico, aunque es notable la abundancia de bloques erráticos mezclados con bloques de origen no glacial, que provienen de la ladera norte...”.

De acuerdo con Fauqué et al. (2009) y Hermanns et al. (2014) y a lo que hemos podido observar durante el presente trabajo, el extremo occidental de la citada morena terminal coincide con la desembocadura de la quebrada Mario Ardito, que se vuelca al valle del río Las Cuevas desde la ladera norte. Al recorrer la boca de esta quebrada se observa que la misma está totalmente colmatada por el depósito de una brecha sedimentaria compuesta por bloques angulosos a subangulosos de hasta 1 m de diámetro y clastos menores entre 4 y 10 cm, todos inmersos en una matriz arenosa fina. Los clastos y bloques de la brecha son eminentemente volcánicos predominando las dacitas y las brechas dacíticas.

Se recorrieron también las cabeceras y la parte media de la quebrada de Mario Ardito. En el primer sector afloran brechas volcánicas del Grupo Choiyoi cubiertas discordantemente por una brecha sedimentaria con clastos de la unidad subyacente. De esta última brecha afloran 4 o 5 m, que representan un relicto de erosión y corresponden a la base de los Conglomerados Santa María en el sector (Fig. 6). Toda la cabecera de la quebrada Mario Ardito, de cerca de 500 m de ancho, tiene una escarpa de aproximadamente 40 m que representa una gran zona de arranque del flujo. Ésta se extiende sobre ambos márgenes de la quebrada, y por la izquierda llega a una zona de alteración hidrotermal desarrollada en las brechas volcánicas del Grupo Choiyoi. Al pie del arranque principal del flujo se observan dos bloques descendidos separados por escarpas de 10 a 15 metros. Aguas abajo, la parte media de la quebrada se halla colmatada por un depósito de flujo con una morfología de elevaciones y depresiones, crestas transversales, escarpas de arranques secundarios y albardones marginales perfectamente conservados en los laterales de la quebrada.

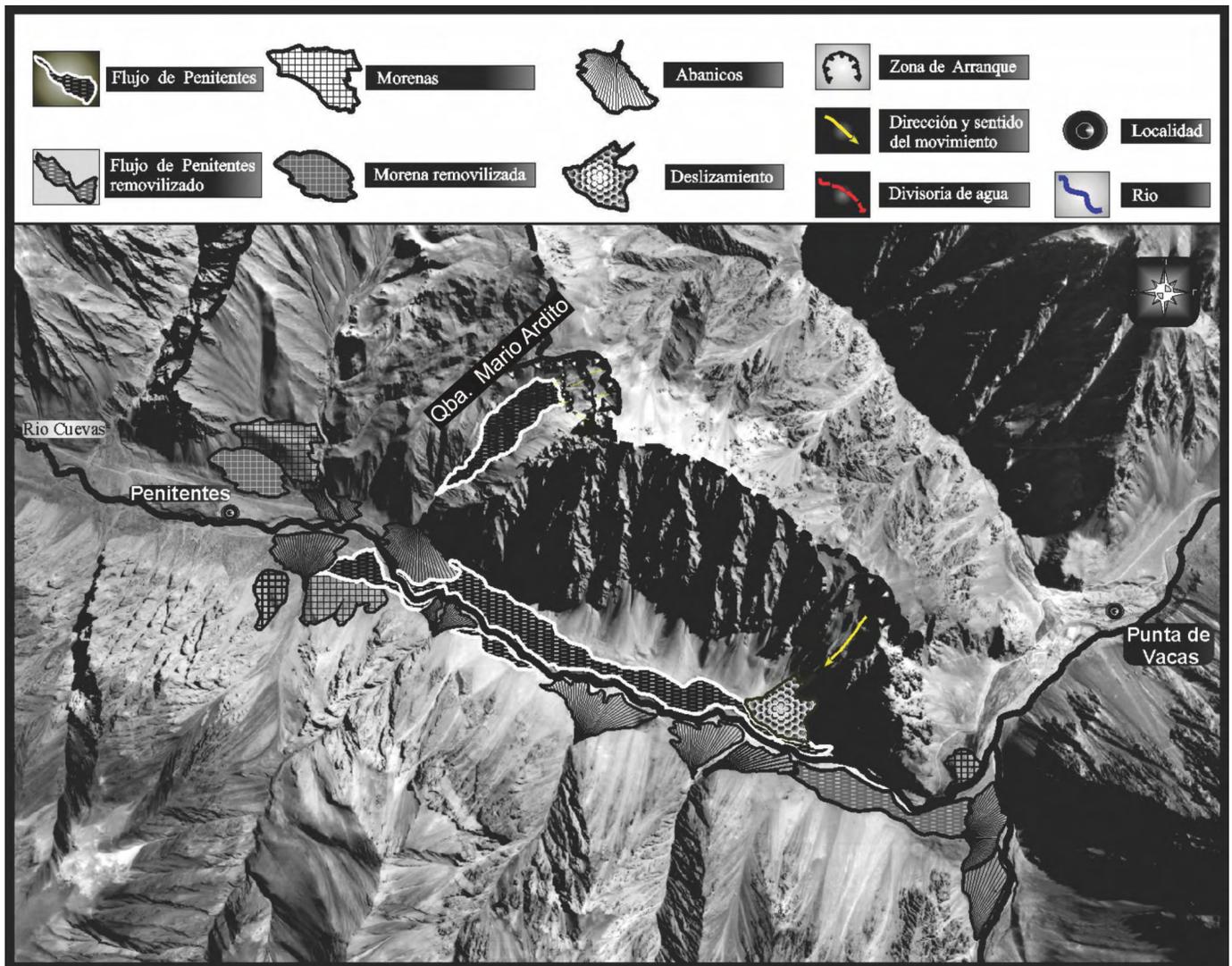


Figura 6: Esquema realizado sobre fotografía aérea que muestra la zona de arranque y el depósito final, en el valle del Cuevas, del flujo que fue asignado al Drift Penitentes.

El flujo que descendió por la quebrada Mario Ardito se encauzó en el valle del Cuevas, disponiéndose por encima de los depósitos que lo rellenaban (fundamentalmente flujos provenientes de la pared sur del cerro Aconcagua, cubiertos por gravas fluviales entoscadas), como se puede ver en una serie de cortes, debido a la profundización del río Cuevas, a la altura del puente ferroviario ubicado en el sector. Por lo tanto el flujo originado en la cabecera de la quebrada Mario Ardito generó un depósito en el valle del Cuevas (Fig. 6) que fue originalmente interpretado como la morena terminal del "Drift" Penitentes (Espízüa 1989).

Perfiles de este depósito se pueden observar en las márgenes del río Cuevas, donde aflora un diamictón de características y composición muy similares a aquel que rellena la quebrada Mario Ardito. En algunos sectores el diamictón es prácticamente monolitológico, ya que está compuesto en un 95

% por bloques de una toba lapilítica de composición dacítica de color castaño claro, áspera al tacto y pulverulenta.

Los bloques del diamictón tienen una composición que indica que provienen del volcanismo del Grupo Choiyoi, particularmente de la sección superior, de composición eminentemente ácida, que es la que aflora en el valle del río Cuevas (Pérez y Ramos 1996). Estos autores señalan que en dicho valle predominan las brechas dacíticas y tobas intercaladas, por sobre las ignimbritas riolíticas y riodacíticas que caracterizan los afloramientos del Grupo Choiyoi en el sector mendocino.

De acuerdo con la presente interpretación, es lógico que no puedan reconocerse arcos morénicos como destaca Espízüa (1989) y que, como cita esta autora, existan en el depósito abundantes bloques de origen no glacial provenientes de la ladera norte, sector donde precisamente se halla el arranque del flujo.

Para establecer la antigüedad del depósito Fauqué et al. (2009) y Hermanns et al. (2014), realizaron dataciones de la edad de exposición de superficies de bloques, contenidos en el depósito, con nucleidos cosmogénicos (NC), teniendo en cuenta la cobertura por nieve y la penetración de la erosión en ese ambiente. Las tres edades coinciden, dentro de los márgenes de incertidumbre calculados, e indican una edad Tardiglacial (Cuadro 2), pero el promedio estadístico de la muestra Map PE-1 es 2000 a 3000 años más viejo que el promedio estadístico de las otras edades. Esto se debe a que los bloques de las muestras Map PE-2 y Map PE-3 están compuestos por rocas del Grupo Choiyoi, mientras que la muestra Map PE-1 corresponde a un bloque granítico. Teniendo en cuenta que los granitos no afloran en la zona de arranque del flujo, se considera que este bloque fue incorporado por el flujo en el valle del Cuevas y redepositado en su lugar de muestreo. De este modo tiene una edad NC anterior a la generación del flujo. Finalmente, las edades son coincidentes con la nueva interpretación genética del depósito, dado que son postglaciales.

DRIFT HORCONES

Durante años se ha debatido la génesis de los depósitos del valle de Horcones. Éstos fueron asignados a la glaciación que afectó a la cuenca del río Mendoza (Espizúa 1989) y, posteriormente, Pereyra y González Díaz (1993) reinterpretan al depósito de Horcones como resultado de un movimiento de tipo complejo que habría comenzado como una serie de deslizamientos que pasan, en su parte distal, a flujos de detritos. Si bien estos autores tienen el mérito de haber sido los primeros en considerarlos como flujos, establecen un área fuente muy local, que no condice ni con su volumen ni con su litología. Recientemente, Fauqué et al. (2009) y Hermanns et al. (2014) dan una nueva interpretación del origen de los depósitos.

La resolución de la disputa es crítica para la valoración de los riesgos geológicos que afectan a la localidad de Puente del Inca y vital para el transporte sobre el corredor bioceánico (Ruta Nacional N° 7). Además, desde el punto de vista científico, es importante para definir la morfoestratigrafía glaciaria de estos valles.

Para analizar el tema se hicieron estudios geomorfológicos y estratigráficos, análisis sedimentológicos y mineralógicos de los depósitos y, además, se dataron los depósitos de Horcones y los sedimentos lacustres y fluviales asociados. Los resultados de todos estos estudios fueron publicados por Fauqué et al. (2009) y Hermanns et al. (2014) y se reproducen en los Cuadros 1 y 2 de este trabajo.

Uno de los puntos claves en la resolución del problema fue detectar la proveniencia del material que compone el depósito de Horcones, que de acuerdo al volumen estimado $180 \times 10^6 \text{ m}^3$ no puede pasar inadvertida. La detección de la zona fuente, en la pared sur del cerro Aconcagua, se logró a través del análisis geomorfológico. La pared sur sobresale en el paisaje debido a su gran altura relativa (2430 m), posee glaciares ubicados a distinta altura (Glaciar superior, Glaciar medio y Glaciar inferior). El glaciar superior se comunica a través de un pequeño escalón con el Ventisquero de los Relinchos (glaciar que fluye al valle del río de Las Vacas). Este último glaciar arranca en la pared sur del cerro Aconcagua sin una cuenca de alimentación o circo glaciario. Morfológicamente se puede unir en una sola lengua el Glaciar superior y el Ventisquero de Los Relinchos fluyendo, en el pasado, en un valle hacia el este. Se interpreta que existió una divisoria entre el valle del Glaciar superior-Ventisquero de Los Relinchos y el valle del Horcones inferior en tiempos de la glaciación cuaternaria. Esta divisoria colapsó a través de dos o más mega-deslizamientos (Fig. 7) generando flujos que descendieron por los valles de Horcones inferior, Horcones y Las Cuevas, llegando además seguramente al valle del río Mendoza (Fig. 8).

En la zona de Confluencia los depósitos de flujos, asociados a los megadeslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua, se sobreponen a los depósitos glaciarios correspondientes al máximo de la última glaciación (LGM) y son anteriores a los del Drift Confluencia (Fauqué et al. 2009).

Aguas abajo de Confluencia, en los últimos 4 km antes de su desembocadura en el valle del río Cuevas, el depósito de Horcones rellena enteramente el valle homónimo. Tiene morfología *hummocky* y su parte central es más alta que los márgenes. Desde el punto de vista sedimentológico y mineralógico el “depósito de Horcones” es una mezcla de bolsones de till (rojizos) englobados en los flujos (grisáceos) originados por los megadeslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua. En el borde distal perfectamente conservado el “depósito de Horcones”, se separa de un depósito subyacente con similares características morfológicas y litológicas. En el perfil de este último depósito basal, expuesto por la profundización del río Las Cuevas se puede ver que las características sedimentológicas son las mismas que las descritas en el “depósito de Horcones”. Se trata del mismo depósito basal, que Espizúa (1989) mapea como “Drift Penitentes”, que en realidad correspondería a un depósito de flujo, probablemente asociado a otro megadeslizamiento de la pared sur del Aconcagua anterior al que produjo el flujo de Horcones. Los flujos habrían tenido gran movilidad, recorriendo los valles del Horcones inferior, Horcones y Cuevas viajando una distancia superior a

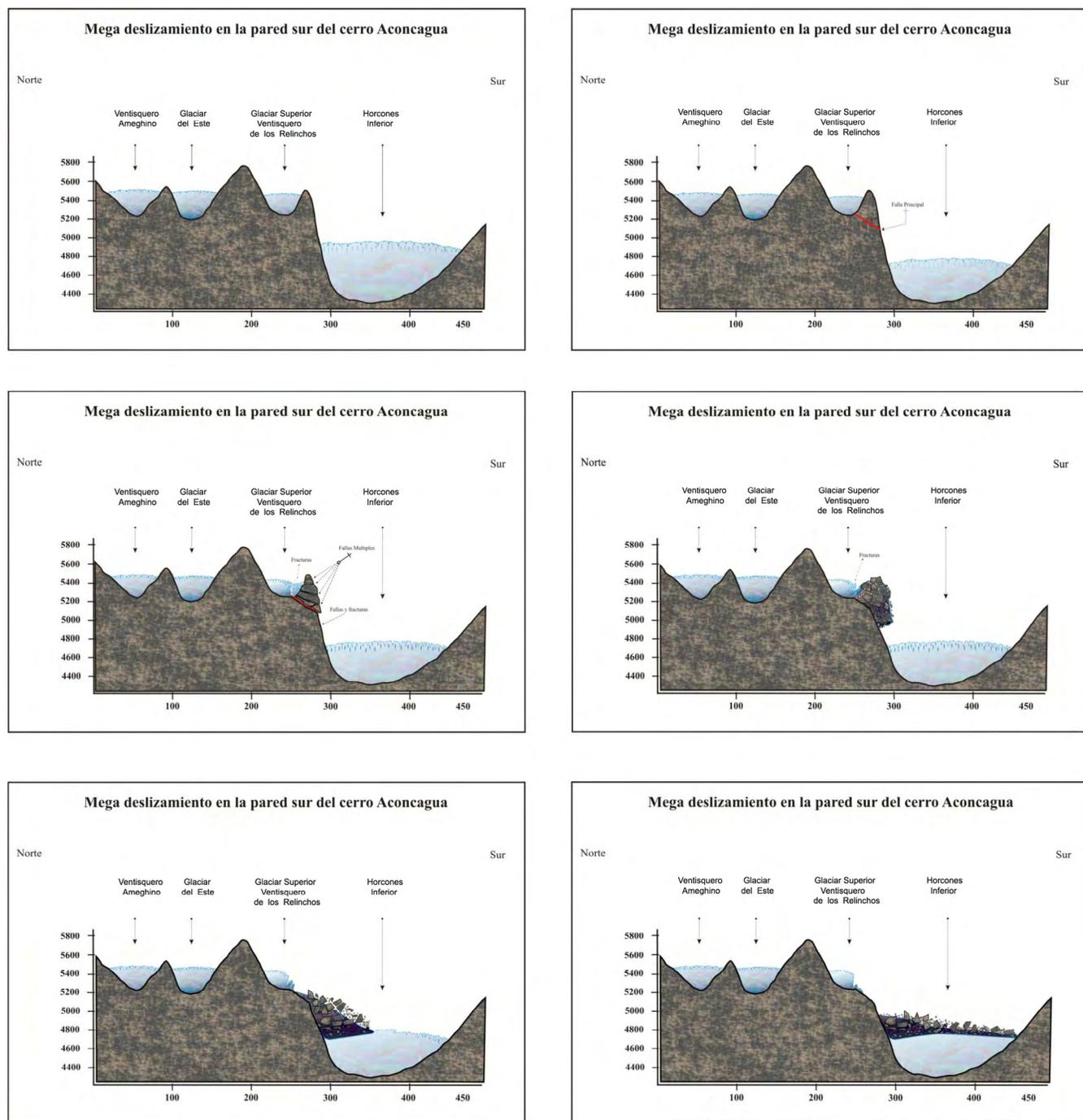


Figura 7: Esquema morfológico evolutivo que muestra el origen del deslizamiento y flujo cuyo depósito fue asignado al Drift Horcones. Se inició con el deslizamiento de la divisoria en la pared sur del cerro Aconcagua.

los 30 km y llegando incluso al valle del río Mendoza. Estos flujos, provenientes del deslizamiento de la pared sur del cerro Aconcagua, habrían represado el valle del río Cuevas como lo demuestran los depósitos lacustres ubicados por encima de los flujos, aguas arriba del extremo occidental de los mismos (Fauqué et al. 2009; Hermanns et al. 2014). Estos depósitos previamente fueron citados por Espizúa (1989) y asignados al

represamiento que el Drift Horcones produjo en el valle del río Cuevas.

Las edades absolutas obtenidas por los métodos ^{14}C y nucleidos cosmogénicos (NC) de ^{36}Cl , presentadas por Fauqué et al. (2009) y Hermanns et al. (2014), fueron de gran valor al sustentar las observaciones obtenidas por los trabajos de campo y los análisis sedimentológicos y mineralógicos. Se

dató la base de los depósitos lacustres que sobreyacen al flujo que represó al río Las Cuevas, arrojando una edad radiocarbónica de 14798-13886 años calibrados AP. Es decir, que el depósito de Horcones más antiguo fue depositado antes del Tardiglacial cuyo climax se verifica en los Andes Patagónicos entre 13100 y 12600 años AP (Strelin et al. 2011).

En Confluencia, el flujo originado por el megadeslizamiento de la pared sur sobreyace a depósitos fluviales fechados en

13543 – 12098 años radiocarbónico calibrados AP, siendo por lo tanto, el flujo de Confluencia más joven que el que represó el valle del río Las Cuevas. Esto puede explicarse interpretando la existencia de dos eventos distintos de megadeslizamientos en la pared sur del cerro Aconcagua. Cuando ocurrió el primero de ellos, el glaciar Horcones inferior se hallaba ocupando el valle en Confluencia, por lo que los depósitos del primer evento no fueron depositados en Confluencia. Antes de los 13543

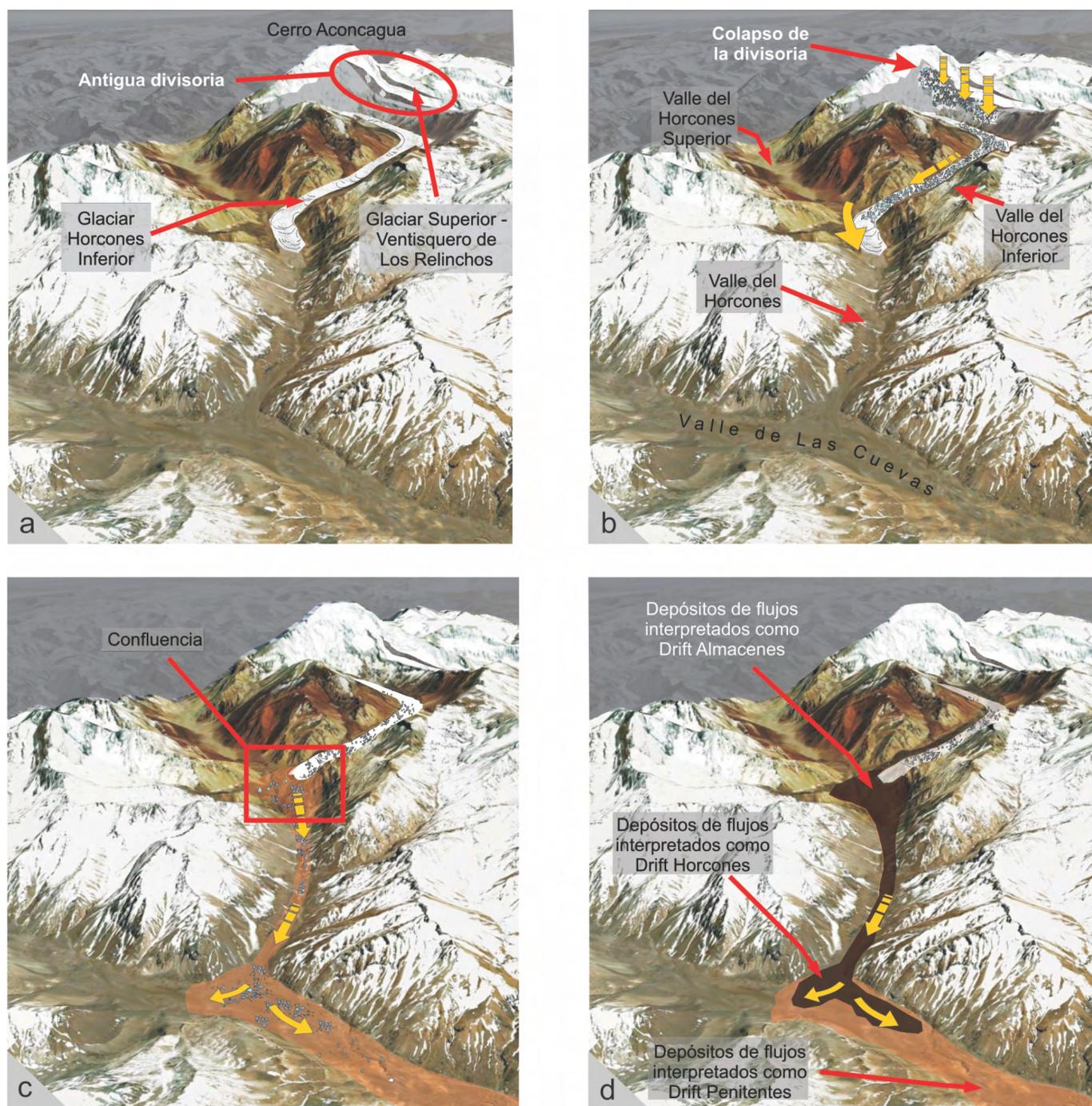


Figura 8: Esquema morfológico evolutivo en tres dimensiones, que trata de reconstruir los dos flujos originados por el colapso de una divisoria en la pared sur del cerro Aconcagua, cuyos depósitos fueron interpretados como glaciares y denominados: Drift Almacenes, Drift Horcones y Drift Penitentes (Espizúa 1989). Primer flujo (castaño claro), segundo flujo (castaño oscuro).

– 12098 años radiocarbono calibrados AP, el glaciar Horcones inferior había retrocedido aguas arriba de Confluencia y esta zona estaba expuesta y recorrida por cursos fluviales. En estas condiciones y con posterioridad a este fechado ocurrió el segundo flujo asociado a los megadeslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua (Fig. 9).

Todas las dataciones (NC) de los bloques superficiales del depósito de Horcones se hallan comprendidas entre los 11110 ± 160 años y los 8170 ± 720 años.

El techo de los sedimentos lacustres en el valle de Las Cuevas, fechado en restos carbonosos, tiene una edad radiocarbono de 8620 – 8254 años calibrados AP, lo que indica que el flujo es anterior a dicho fechado y que el represamiento del valle debido a los flujos duró hasta esa época. Luego, el rejuvenecimiento de la red fluvial cortó la represa natural producida por los flujos y profundizó el valle sobre estos últimos. Probablemente en esa época se habría formado el puente natural conocido como Puente del Inca, que resulta de la cementación de los depósitos pertenecientes a los flujos distales de los megadeslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua, sobre los que la erosión fluvial generó la apertura inicial debajo del puente, ampliada luego por derrumbes (Fauqué et al. 2009, Wilson 2010).

Finalmente, los datos aportados por las dataciones, la interpretación de las complejas características litológicas y morfológicas del depósito de Horcones, y su vinculación genética con parte de los depósitos de Confluencia, sumados a la com-

presión de la complicada morfología de la pared sur del cerro Aconcagua y a la interpretación de esta última como zona de arranque de los megadeslizamientos que pasaron a flujos, permitieron comprender la génesis del depósito de Horcones como un flujo saturado derivado de una avalancha de rocas o megadeslizamiento, originado por el colapso de un sector de la pared sur del cerro Aconcagua, en períodos cálidos previos al Tardiglacial para el megadeslizamiento más antiguo y con posterioridad al Tardiglacial para los “depósitos de Horcones” más jóvenes (Fig. 9), como fuera ya señalado por Fauqué et al. (2009) y Hermanns et al. (2014).

Esta interpretación plantea la necesidad de una revisión y redefinición de la estratigrafía glaciaria de los valles de Horcones, Las Cuevas y Mendoza.

DRIFT ALMACENES

La zona de Confluencia es muy compleja debido a la gran cantidad de depósitos de distinto tipo y edad allí expuestos. Fauqué et al. (2009) consideran que no existe un Drift Almacenes, pues el mapeo de Espizúa (1989) engloba en este depósito a los flujos asociados a mega-deslizamientos y a depósitos glaciarios anteriores a ellos. El depósito de *run-up* que el flujo produjo en la desembocadura de la quebrada del Tolosa también fue mapeado como Drift Almacenes. El análisis sedimentológico y litológico del depósito de Confluencia (Fauqué

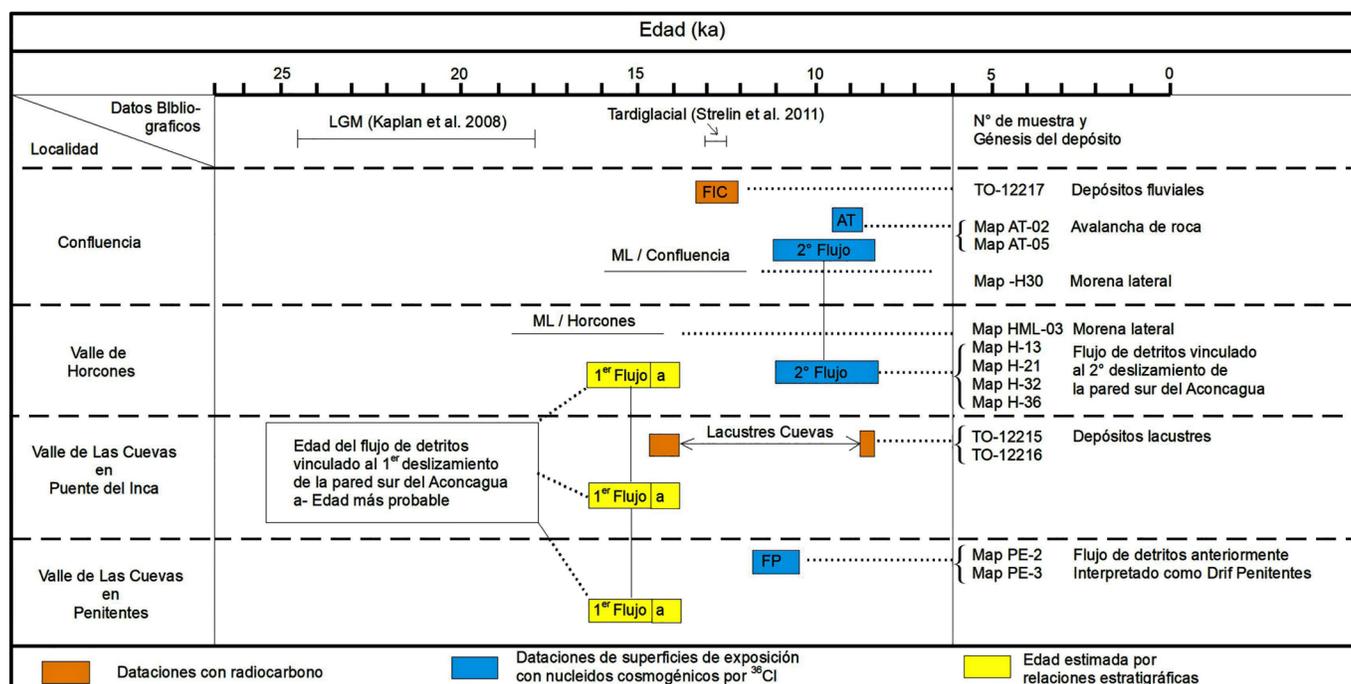


Figura 9: Síntesis esquemática de las edades absolutas y edades más probables estimadas por relaciones estratigráficas, de las unidades cuaternarias en distintas localidades estudiadas.

et al. 2009), nombre informal que se le da a la reinterpretación del drift Almacenes, permite caracterizar un término superior compuesto por una brecha monolítica grisácea, que representa las rocas aflorantes en la pared sur del cerro Aconcagua (volcanitas del Grupo Aconcagua). La morfología del

Cuadro 3. Comparación entre las descripciones realizadas por Espizúa (1989) sobre el Drift Almacenes y la reinterpretación de las mismas por Fauqué et al. (2009), Hermanns et al. (2014) y en este trabajo.

Espizúa (1989) Drift Almacenes	Fauqué et al. (2009) y este trabajo Depósitos de flujos asociados a los mega-deslizamientos provenientes de la pared sur del cerro Aconcagua
Es un complejo de morena de ablación que al llegar a un valle más amplio (Horcones superior) se extendió en forma de lóbulo	Es un depósito que cubre completamente la confluencia de los valles Horcones superior e inferior y ascendió contrapendiente en la desembocadura de la quebrada del Tolosa. El material fluidizado del flujo tiene mayor capacidad que un glaciar para expandirse cuando encuentra espacio y, además, debido a su gran energía y velocidad, es común que genere ascensos contrapendiente
Proviene del valle de Horcones inferior	Es el camino que siguió el flujo desde la pared sur del cerro Aconcagua
Presenta una característica morfología de elevaciones y depresiones, que no guardan una orientación definida.	La superficie de los depósitos de grandes flujos, sobre todo aquellos emplazados en valles estrechos, que no permitieron una expansión del flujo, tienen un relieve superficial caracterizado por elevaciones y depresiones.
El color del till Almacenes es gris y la litología de los bloques comprende principalmente a vulcanitas de la Formación Abanicos, con menor proporción de sedimentitas del Grupo Mendoza y Formación Tordillo y escasos bloques de yeso de la formación Auquilco. Las litologías predominantes son: dacitas, andesitas, brechas volcánicas y areniscas.	Los mega-deslizamientos de la pared sur se originaron por el colapso de una divisoria compuesta por rocas del Complejo Volcánico Aconcagua caracterizado por lavas, brechas y piroclastitas de composición andesítica y dacítica. En su recorrido valle abajo el flujo sufrió algo de contaminación por la incorporación de clastos de las unidades mesozoicas, pero su coloración grisácea indica el predominio de volcanitas en su composición.
El drift se caracteriza por tener clastos angulosos a subangulosos.	Por su origen y escaso transporte los depósitos de flujos ubicados en Confluencia tienen bloques y clastos menores angulosos a subangulosos.
La diferenciación de los "tills" Horcones y Almacenes por los métodos de cronología relativa utilizados, es prácticamente imposible, ya que los valores obtenidos en general son muy semejantes.	Los flujos descendieron por el valle de Horcones inferior, parte de ellos se depositaron en la zona de Confluencia, debido a la expansión del valle y otra parte continuó aguas abajo generando el depósito de Horcones. Por lo tanto los depósitos de Horcones y Almacenes están genéticamente vinculados a un episodio catastrófico, casi instantáneo por su velocidad y generador de depósitos que cubren grandes extensiones por su gran volumen.



Figura 10: Confluencia de los ríos Horcones inferior (a la izquierda) y Horcones superior (a la derecha). La morfología tipo hummocky de los depósitos de flujos se puede observar en la divisoria entre ambos cursos y a margen izquierda y derecha de los mismos. El depósito datado es la morena lateral Confluencia.

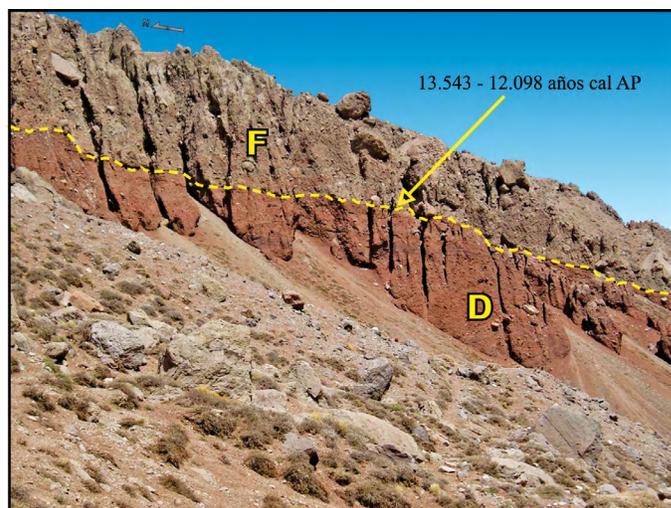


Figura 11: Perfil en la margen izquierda del río Horcones en la zona de Confluencia. Los depósitos grisáceos del tope del perfil corresponden a los flujos originados en la pared sur del cerro Aconcagua (F) y el depósito inferior de tonalidad rojiza es de origen glaciario (D). Foto tomada de Fauqué et al. (2009).

depósito es *hummocky* (Fig. 10) y presenta bloques y clastos muy angulosos e internamente fracturados. La brecha cubre depósitos morénicos de tonalidad rojiza y distinta composición (Fig. 11).

Las observaciones y descripciones que realizó Espizúa (1989) sobre el Drift Almacenes pueden adaptarse perfectamente a la nueva interpretación de esos depósitos como flujos asociados a los megadeslizamientos provenientes de la pared sur del cerro Aconcagua. En el Cuadro 3 se comparan las observaciones y descripciones originales del Drift Almacenes con la nueva interpretación genética de esos depósitos.

Para finalizar debemos destacar que en la zona de Con-

fluencia hay depósitos glaciarios y depósitos de remoción en masa. Los depósitos que fueron asignados por Espizúa (1989) al Drift Almacenes fueron reinterpretados por Fauqué et al. (2009) y Hermanns et al. (2014) como pertenecientes a los flujos provenientes de la pared sur del cerro Aconcagua. En el presente trabajo se sigue este último criterio respecto de la génesis de estos depósitos.

DRIFT CONFLUENCIA

Los flujos asociados a los megadeslizamientos represaron los valles de Horcones Superior, Horcones Inferior, el valle de Horcones y el valle de Las Cuevas. En este último valle es posible observar los depósitos lacustres consecuencia del represamiento y en el valle Horcones superior la prueba de la obstrucción es el amplio piso del valle, conocido como Playa Ancha, rasgo característico de un valle que sufrió aluvionamiento o agradación.

Con posterioridad, ondas de rejuvenecimiento fluvial profundizaron los depósitos de flujos en los distintos valles, degradando los perfiles e integrando nuevamente la red fluvial. Esta es la causa por la cual los depósitos de morenas marginales del Drift Confluencia (Espizúa 1989) se hallan emplazados en un estrecho valle (valle en valle) producido por erosión fluvial vertical sobre los depósitos de flujos, asociados a los mega-deslizamientos, depositados en la zona de Confluencia (Fig. 12). Los cordones morénicos se hallan en la parte distal del valle del Horcones inferior, cercanos al frente actual del glaciar. Morfológicamente bien conservados, se ubican sobre ambas márgenes del río.

Espizúa (1989) menciona que dentro de la morena Con-



Figura 12: Valle del Horcones inferior en la zona de Confluencia. En primer plano se observan los tres arcos morénicos (1, 2, 3) asignados al Drift Confluencia y en segundo plano el término del glaciar negro Horcones inferior.

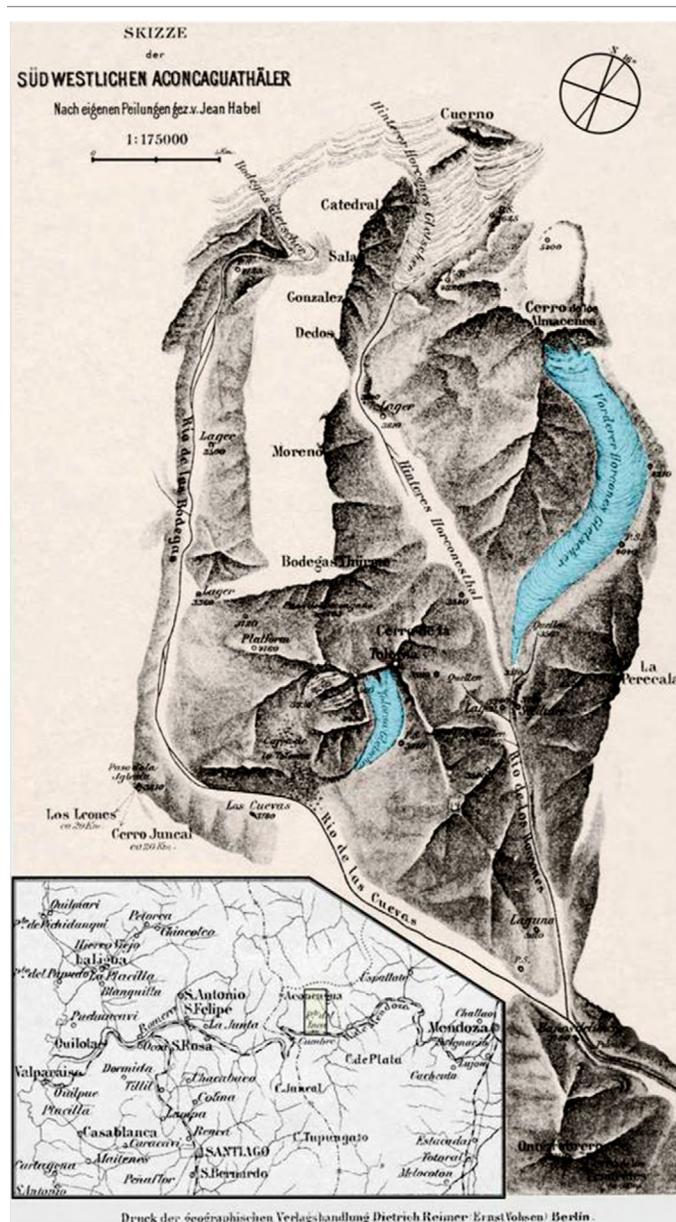


Figura 13: Mapa tomado y coloreado de Habel (1897). En el mismo puede observarse que el glaciar Horcones Inferior se extendía en ese momento casi hasta la confluencia de los valles Horcones Inferior y Horcones Superior.

fluencia se observan tres cordones morénicos encajados uno dentro del otro. El más antiguo se extiende hasta la confluencia de los ríos (Horcones Inferior y Horcones Superior). El segundo se halla 800 m aguas arriba y el tercero 200 m aguas arriba del anterior.

Teniendo en cuenta la conservación de la morfología primaria, el escaso desarrollo de barniz y la proximidad del glaciar, el "drift" Confluencia y los tres cordones morénicos posteriores son eventos que podrían corresponder al Neoglacial (Espizúa 1989). Sin embargo esta autora señala que como el glaciar Horcones Inferior se encuentra en surge, es necesario tener precauciones con avances de edad Neoglacial, ya

que algunos de ellos podrían corresponder al comportamiento anormal del glaciar y no a un evento climático.

En la descripción del viaje realizado entre el río de la Plata y la costa chilena, atravesando los Andes, Habel (1897) presenta un mapa de la zona del Aconcagua (Fig. 13). En el mismo puede observarse que el glaciar Horcones Inferior se extendía en ese momento casi hasta la confluencia de los dos valles (Horcones Inferior y Horcones Superior). Con esta información podemos acotar un poco más la edad de la morena Confluencia, asignándola al período frío globalmente identificado como la "Pequeña Edad de Hielo" que se extendió aproximadamente desde el siglo XVI hasta finales del siglo XIX.

DISCUSIÓN

Además de los depósitos asignados a los Drift Penitentes, Horcones y Almacenes, hemos trabajado sobre otras grandes geoformas de remoción en masa en la cuenca del río de Las Cuevas, sobre las cuales se realizaron también estudios morfoestratigráficos y dataciones absolutas. Estas geoformas son la avalancha de la quebrada de Tolosa, cuyas dataciones se hallan en la Cuadro 2 y las avalanchas de rocas de Las Cuevas, cuyas dataciones figuran en el trabajo de Hermanns et al. (2014). A través de nucleidos cosmogénicos (NC) de ^{36}Cl , se determinaron los tiempos de exposición de bloques de depósitos glaciares y de depósitos de remoción en masa; por otra parte, mediante ^{14}C , se dataron sedimentos fluviales subyacentes a depósitos de remoción en masa y depósitos lacustres resultantes del represamiento de valles debido a la remoción en masa.

Un dato importante que surge de las dataciones absolutas y de las observaciones de campo, es que todos los movimientos de masas de gran envergadura identificados ocurrieron con posterioridad al Último Máximo Glacial (LGM), entre los 15000 y 8000 años cal AP, lapso de tiempo que comprende el Evento Heinrich 1, el Tardiglacial y el Holoceno temprano (Denton et al. 2010). La mayor parte de las edades corresponden a la Última Terminación (Broecker y van Donk 1970), caracterizada por un rápido cambio hacia condiciones más cálidas similares a las presentes.

Interpretamos que en la cuenca del río Las Cuevas, la significativa pérdida de hielo glaciar, acaecida durante la Última Terminación, desestabilizó los sistemas geomórficos montañosos debido: al desconfinamiento glaciar (*glacial debuttresing*) que produjo un cambio de dirección de tensión (estrés) en las laderas por el descongelamiento, a la erosión del fondo de los valles por la elevación de caudales al final de la glaciación y al derretimiento del permafrost. Se produjeron

entonces avalanchas de hielo y rocas, avalanchas de rocas, deslizamientos, flujos de detritos y deformación de laderas. Un ejemplo de estas deformaciones ha sido estudiado por Fauqué et al. (2005), quienes describen deformaciones gravitacionales profundas (*sackung*) en la zona de Puente del Inca, asociadas al cambio climático.

Lo mencionado precedentemente es, justamente, la esencia del concepto de ambiente paraglacial, como fue concebido por Church y Ryder (1972). En ambientes paraglaciales se produce un ajuste relativamente rápido del paisaje desenglazado a las condiciones no glaciares a través del aumento operacional de un amplio rango de procesos subaéreos dentro de los cuales se destacan la rotura y colapso de pendientes y la remoción de mantos de drift por flujos de detritos, procesos observados en casi todas las zonas extensamente englazadas del mundo (McColl 2012, Ballantyne et al. 2014, Hermanns et al. 2017, Ivy-Ochs et al. 2017).

Otro tema ya citado en Fauqué et al. (2009) y ejemplificado en la figura 8, es la posibilidad de que hayan existido dos movimientos en la pared sur del Aconcagua y que ambos movimientos sean posteriores al Último Máximo Glaciar (LGM), idea que surge de las siguientes observaciones de campo:

Depósito del valle de Horcones: asignado al 2º deslizamiento de la pared sur del cerro Aconcagua (movimiento más joven), relleno completamente el piso del valle y aún conserva su morfología primaria. Tiene decenas de metros de espesor, siendo su parte central más elevada que los márgenes y no han podido observarse intercalaciones fluviales dentro del depósito.

Estas características nos indican: a) que es diferente de los depósitos de glaciares de valle de la zona, que sólo tienen unos pocos metros de espesor sobre el piso del valle y espesores mayores hacia los márgenes. Además, los depósitos glaciares comúnmente tienen intercalaciones fluviales relacionadas con aguas de ablación o con cursos de agua superficiales en los márgenes del glaciar, en contacto con el hielo o sobre el mismo; b) que cuando se produjo el depósito no había un glaciar en el valle del río Horcones y además, debido a la conservación de su morfología superficial, que posteriormente a su depositación no avanzó sobre él ningún glaciar.

Depósito del valle del río Las Cuevas: asignado al 1er deslizamiento de la pared sur del cerro Aconcagua (movimiento más antiguo), también rellena completamente el valle, lo que indica que cuando se depositó no había un glaciar en el valle del río Las Cuevas. Su morfología primaria fue erosionada superficialmente y cubierta por delgados depósitos aluviales y coluviales. Sobre este depósito no avanzaron los glaciares porque si no lo hubieran erosionado fácilmente

Los argumentos recién expuestos no nos dejan dudas de que los depósitos considerados pertenecen a grandes movimientos de masas que son posteriores al Último Máximo Glaciar (LGM). La confusión de este tipo de depósitos con formas glaciales no es nueva y ha ocurrido en casi todas las montañas que han sufrido extensas glaciaciones (Heim 1932, Porter y Orombelli 1981, Eisbacher y Clague 1984, Hewitt 1999, McColl y Davies 2011). Pero en el caso de los depósitos del colapso de la pared Sur del cerro Aconcagua, son aún más difíciles de interpretar que los de otras regiones del mundo, porque han incorporado en su trayecto a los depósitos glaciares previos.

Si quisiéramos acotar un poco más las edades de los eventos de remoción en masa deberíamos tener en cuenta: algunos datos de las glaciaciones, sus rasgos morfológicos, sus relaciones estratigráficas observadas en el campo y sus edades absolutas.

De acuerdo a la idea general, el Último Máximo Glaciar (LGM), a nivel global, ocurrió aproximadamente entre los 24 y 18 ka B.P. Según Kaplan et al. (2008) el Último Máximo Glaciar de la Última Glaciación en las inmediaciones del Estrecho de Magallanes tuvo lugar entre los 24670 +/- 900 y 18570 +/- 1800 años AP. Por otro lado, Zech et al. (2008), datando superficies de exposición de bloques pertenecientes a depósitos morénicos por el método de nucleidos cosmogénicos (CN) de ^{10}Be , mencionan que aproximadamente a los 30° S los glaciares no alcanzaron su máxima extensión durante el mínimo de temperatura correspondiente al (LGM), aproximadamente a los 20000 años AP, sino con posterioridad, y da como ejemplo el Valle Encierro (norte de Chile) con una morena lateral de 15000 años AP.

Tal vez entonces la morena lateral de Horcones con una edad CN de 16500 +/- 2110 años esté representando el (LGM) en la zona del Aconcagua. A partir de este momento el glaciar se retira hacia Confluencia, y todavía estaba allí a los 13900 +/- 2200 años cal AP (edad CN de la morena lateral de Confluencia). Aproximadamente durante esta etapa, de retiro glaciar, debió producirse el 1er movimiento, ya que el glaciar se hallaba todavía en Confluencia y ello motivó que no quedara registro del depósito del 1er movimiento en ese lugar (Fauqué et al. 2009).

Analizando las relaciones estratigráficas y las edades absolutas, de los depósitos lacustres ubicados por encima del flujo que represó al río Las Cuevas (1er movimiento), éstas últimas arrojaron una edad radiocarbono de 13886 – 14798 años calibrados AP, en la base y una edad radiocarbono de 8620 – 8254 años calibrados AP en el techo; coincidiendo, por lo tanto, dentro del lapso arriba propuesto para el 1er deslizamiento.

El otro dato de relaciones estratigráficas y edades absolutas corresponde al depósito del flujo de Penitentes, que cubre al flujo del 1er movimiento de la pared sur del cerro Aconcagua, datado entre los 10620-11820 años calibrados AP (Cuadro 2).

La tercera relación estratigráfica y edad corresponde a los flujos del 2do movimiento, que está mejor definido por su conservación y más acotado, debido a que se han datado directamente sus depósitos, dando edades comprendidas entre los 11110±160 y los 8170±720 años calibrados AP. Esto es compatible con los depósitos fluviales de Confluencia con una edad radiocarbono de 13543–12098 años calibrados AP, subyacentes a los flujos del 2° movimiento.

Resumiendo, la edad CN del 2do movimiento está bien definida entre los 8170 – 8640 y los 10510 – 11110 años calibrados AP, y se estima que el 1er movimiento data del período cálido que tuvo lugar entre los 16500 años (morena de Horcones) y los 13900 años (morena de Confluencia), de acuerdo a nuestras edades. Si quisiéramos acotar más la antigüedad del 1er movimiento, es probable que la edad de la base del depósito lacustre, ubicado por encima del flujo que represó al río Las Cuevas (13886 – 14798 años calibrados AP), sea la que marca con más precisión el momento en que ocurrió el 1er movimiento de la pared sur del cerro Aconcagua.

Finalmente, resulta interesante destacar que Espizúa (1999) menciona que el till Almacenes (para nosotros depósitos de los flujos de detritos vinculados al colapso de la Pared sur del Aconcagua) representa una posición de equilibrio o un reavance del glaciar que ocurrió ca. 14000 años AP. o entre 11000 y 10000 años AP. Estas edades coincidirían, la más antigua con la edad que se asigna como edad mínima al 1er movimiento (16500 a 13900 años Calibrados AP), y la segunda con la que asignamos al 2do movimiento de la Pared sur del Aconcagua. Habría, en consecuencia, coincidencia en las edades, pero no en la génesis de los depósitos.

CONCLUSIONES

De los seis depósitos descriptos para la cuenca del río Mendoza como drift terminales (Espizúa 1989, 1993), sólo uno de ellos es de origen glacial. Por lo tanto es necesario revisar la geomorfología y estratigrafía glaciaria de dicha cuenca.

El denominado drift Uspallata es un antiguo depósito pedemontano afuncional (fósil), desconectado por erosión del frente montañoso. Los arcos o lomadas subparalelos interpretados como morenas han sido labrados por cursos fluviales que al salir al piedemonte se curvaban en dirección sur, hacia el nivel de base local representado por el río Mendoza.

Con respecto al drift Punta de Vacas, la escasez de afloramientos, la ausencia de morena terminal y la mención de un depósito glacifluvial asociado cuya edad de 25 ka no se corresponde con la asignada al drift (> 130 ka), arrojan confusión a la interpretación de este depósito como drift.

El depósito del denominado drift Penitentes es un depósito de flujo acaecido hace 10620 – 11820 años calibrados AP y que por lo tanto posdata al Tardiglacial. El flujo que le dio origen arrancó en la cabecera de la quebrada Mario Arditto, descendiendo por ésta hasta encauzarse en el valle del río de Las Cuevas, donde hoy se encuentran gran parte de sus depósitos.

Los depósitos de los denominados drift Almacenes y drift Horcones son cogenéticos, depositados por los flujos originados por los megadeslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua. Se estima que el primer deslizamiento ocurrió entre los 16500-13900 años calibrados AP, tal vez más precisamente alrededor de los 14798-13886 años calibrados AP y el segundo entre los 11110-8170 años calibrados AP.

El Drift Confluencia es, como fue definido originalmente por Espizúa (1989), un depósito glaciario compuesto por varios arcos morénicos marginales que indican posiciones del glaciar Horcones inferior, probablemente asociadas a la Pequeña Edad de Hielo.

De acuerdo a las características fisiográficas y morfológicas de la Cordillera cuyana, es importante tener en cuenta los procesos asociados al ambiente paraglacial, que pudieron haber ocurrido durante los períodos interglaciares o interestadales, a fin de poder diferenciar diamictitas glaciarias de otras de origen diferente.

Finalmente, es importante destacar que es muy difícil hacer estratigrafía glaciaria prescindiendo de la morfología tanto de los depósitos como del paisaje que los enmarca. Sin embargo, a veces, el uso único de criterios morfológicos para definir el origen de los depósitos, prescindiendo de su caracterización sedimentológica, también puede inducir equívocos. La geomorfología y la sedimentología combinadas son una herramienta muy valiosa para el análisis de la estratigrafía cuaternaria, sobre todo de la estratigrafía glaciaria de áreas cordilleranas. El análisis sedimentológico de unidades geomórficas es aún más importante si el propósito es separar depósitos glaciarios, pedemontanos y de remoción en masa.

AGRADECIMIENTOS

Los autores desean expresar su agradecimiento al Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) y al Proyecto

Multinacional Andino, dentro de cuyo marco se realizaron los estudios. Al Dr. John Gosse de la Universidad de Dalhousie, Halifax, por las facilidades brindadas para la obtención de dataciones absolutas. También se agradece muy especialmente a los árbitros Dr. Ferrán Colombo y Dr. Jorge Strelin por sus valiosas sugerencias.

REFERENCIAS

- Ballantyne, C.K. y Stone, J.O. 2013. Timing and periodicity of paraglacial rock-slope failures in the Scottish Highlands. *Geomorphology* 186: 150-161.
- Ballantyne, C.K., Sandeman, G.F., Stone, J.O. y Wilson, P. 2014. Rock-slope failure following Late Pleistocene deglaciation on tectonically stable mountainous terrain. *Quaternary Science Reviews* 86: 144-157.
- Bengochea, L.E., Porter, S.C. y Schwarcz, H.P. 1987. Pleistocene glaciation across the High Andes of Chile and Argentina. En *Abstracts International Union of Quaternary Research INQUA, 12° International Congress, Ottawa*.
- Blais-Stevens, A., Pourn, B., Kremer, M., Page, A. y Kung, R. 2011. Landslide susceptibility mapping of the Sea to Sky transportation corridor, British Columbia, Canada: Comparison of two methods. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* 71(3): 447-466.
- Braucher, R., Del Castillo, P., Siame, L., Hidy, A. y Bourles, D. 2009. Determination of both exposure time and denudation rate from an in situ-produced ^{10}Be depth profile: a mathematical proof of uniqueness. Model sensitivity and applications to natural cases. *Quaternary Geochronology* 4(1): 56-67.
- Broecker, W.S. y van Donk, J. 1970. Insolation Changes, Ice Volumes, and the ^{18}O Record in Deep-Sea Cores. *Reviews of Geophysics and Space Physics* 8(1): 169-198.
- Cerling, T.E., y Craig, H. 1994. Geomorphology and in-situ cosmogenic isotopes. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 22: 273-317.
- Church, M. y Ryder, J.M. 1972. Paraglacial sedimentation: a consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geological Society of America Bulletin* 83: 3059-3071.
- Clapperton, C.M. 1993. Late Cenozoic Glacial History of the Andes, Part I: Late Miocene-Middle Pleistocene. En: Clapperton, C.M. (ed.) *Quaternary Geology and Geomorphology of South America*. Elsevier, 779 p., Amsterdam.
- Cortés, J.M. 1993. El frente de corrimiento de la Cordillera Frontal y el extremo sur del Valle de Uspallata, Mendoza. *12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 3*: 168-178, Mendoza.
- Cortés, J.M., Bonorino, G. y Koukharsky, M. 1997. Hoja 3369-09 Uspallata, Prov. de Mendoza. Servicio Geológico Minero Argentino.
- Costa, C. y González Díaz, E. 2007. Age constraints and paleoseismic

- implication of rock avalanches in the northern Patagonian Andes, Argentina. *Journal of South America Earth Sciences* 24: 48-57.
- Crosta, G., Hermanns, R., Dehls, J., Lari, S. y Sepulveda, S. 2017. Rock avalanches clusters along the northern Chile coastal scarp. *Geomorphology* 289: 27-43.
- Denton, G.H., Anderson, R.F., Toggweiler, J.R., Edwards, R.L., Schaefer, J.M. y Putnam, A.E., 2010. The Last Glacial Termination. *Science* 328: 1652-1656.
- Dortch, J. M., Owen, L. A., Haneberg, W. C., Caffee, M. W., Dietsch, C. y Kamp, U. 2009. Nature and timing of large landslides in the Himalaya and Transhimalaya of northern India. *Quaternary Science Reviews* 28(11): 1037-1054.
- Eisbacher, G.H. y Clague, J.J. 1984. Destructive mass movements in high mountains: hazard and management. Geological Survey of Canada, Paper, no. 84-16, p. 230.
- Espizúa, L.E. 1989. Glaciaciones pleistocénicas en la quebrada de los Horcones y río de las Cuevas, Mendoza, República Argentina. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de San Juan (inédita), 266 p., San Juan.
- Espizúa, L.E. 1993. Geología Glacial cuaternaria del valle del río Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 6: 80-91, Mendoza.
- 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.
- Espizúa, L.E. 1999. Chronology of Late Pleistocene glacier advances in the Río Mendoza Valley, Argentina. *Global and Planetary Change* 22: 193-200.
- Fauqué, L., Hermanns, R., Hewitt, K., Rosas, M., Wilson, C., Baumann, V., Lagorio, S. y Di Tommasso, I. 2009. Mega-deslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua y su relación con la génesis del depósito de Horcones. Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (4): 691-712.
- Fauqué, L., Rosas, M., Coppolecchia, M., Hermanns, R.L., Etcheverría, M., Tejedo, A. y Wilson, C. 2005. Laderas afectadas por deformaciones gravitacionales profundas en el valle del río Cuevas. Provincia de Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino, Actas, 3: 515-520, La Plata.
- Gosse, J.C. y Phillips, F.M. 2001. Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: theory and application. *Quaternary Science Reviews* 20(14): 1475-1560.
- Habel, J. 1897. Schildrung einer reise am La Plata in den Argentinischen Anden und an der westküste. Ansichten aus Südamerika. Verlag von Dietrich Reimer (Ernst Vohsen). 259 p., Berlin.
- Heim, A. 1932, Bergsturz und Menschenleben. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich* 77(20): 1-214.
- Hein, A.S., Hulton, N.R., Dunai, T.J., Schnabel, C., Kaplan, M.R., Naylor, M. y Xu, S. 2009. Middle Pleistocene glaciation in Patagonia dated by cosmogenic-nuclide measurements on outwash gravels. *Earth and Planetary Science Letters* 286(1-2): 184-197.
- Hermanns, R.L., Fauqué, L. y Wilson, C.G.J. 2014. 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. Geological Society, London, Special Publications 399: 345-368.
- Hermanns, R.L., Niedermann, S., Ivy-Ochs, S. y Kubik, P. W. 2004. Rock avalanching into a landslide-dammed lake causing multiple dam failure in Las Conchas valley (NW Argentina) - evidence from surface exposure dating and stratigraphic analyses. *Landslides* 1(2): 113-122.
- Hermanns, R.L., Niedermann, S., Garcia, A., Gomez, J. y Strecker, M. 2001. Neotectonics and catastrophic failure of mountain fronts in the southern intra-Andean Puna. *Geology* 29(7): 619-622.
- Hermanns, R.L., Schleier, M., Böhme, M., Blikra, L.H., Gosse, J., Ivy-Ochs, S. y Hilger, P. 2017. Rock-avalanche activity in W and S Norway peaks after the retreat of the scandinavian ice sheet. En: Mikos M., Tiwari B., Yin Y., Sassa K. (eds) *Advancing culture of living with landslides* 5: 331-338.
- Hewitt, K. 1999. Quaternary moraines vs catastrophic rock avalanches in the Karakoram Himalaya, northern Pakistan. *Quaternary Research* 51(3): 220-237.
- Hewitt, K. 2009. Rock avalanches that travel onto glaciers and related developments, Karakoram Himalaya, Inner Asia. *Geomorphology* 103(1): 66-79.
- Hewitt, K., Goose, J. y Clague, J.J. 2011. Rock avalanches and the pace of late Quaternary development of river valleys in the Karakoram Himalaya. *Geological Society of America Bulletin* 123(9/10): 1836-1850.
- Hilger, P., Hermanns, R.L., Gosse, J.C., Jacobs, B., Eitzelmüller, B. y Krautblatter, M.J.T.H. 2018. Multiple rock-slope failures from Mannen in Romsdal Valley, western Norway, revealed from Quaternary geological mapping and ¹⁰Be exposure dating, Holocene 28(12): 1841-1854.
- Hilger, P., Gosse, J.C. y Hermanns, R.L. 2019. How significant is inheritance when dating rockslide boulders with terrestrial cosmogenic nuclide dating?—a case study of an historic event. *Landslides* 16(4): 729-738.
- Ivy-Ochs, S., Poschinger, A., Synal, H.A. y Maisch, M. 2009. Surface exposure dating of the Flims landslide, Graubünden, Switzerland. *Geomorphology* 103(1): 104-112.
- Ivy-Ochs, S., Martin, S., Campedel, P., Hippe, K., Alfimov, V., Vockenhuber, C., Andreotti, E., Carugati, G., Pasqual, D. y Rigo, M. 2017. Geomorphology and age of the Marocche di Dro rock avalanches (Trentino, Italy). *Quaternary Science Reviews* 169: 188-205.
- Kaplan, L.A., Bott, T.L., Jackson, J.K., Newbold, J.D. y Sweeney, B.W. 2008. Protecting Headwaters: The scientific basis for safeguarding stream and river ecosystems. Stroud Water Research Center. CO U.S.A. NSF National Program.
- Kaplan, M.R., Ackert, R.P. Jr., Singer, B.S., Douglass, D.C. y Kurz, M.D. 2004. Cosmogenic nuclide chronology of millennial-scale glacial ad-

- vances during O-isotope stage 2 in Patagonia. *GSA Bulletin* 116(3-4): 308-321.
- Kule, M. 1984. Spuren der hocheiszeitlichen Gletschger-bedeckung in der Aconcagua Gruppe. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie* 1(11/12): 1635-1646.
- Kule, M. 1987. Subtropical mountain-and highland-glaciation as ice age triggers and the waning of glacial periods in the Pleistocene. *Geojournal* 14 (4): 393-421.
- Kurz, M.D. y Brooke, E.J. 1994. Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. En Beck, C. (ed.) *Dating in exposed and surface contexts*. University of New Mexico Press: 139-159, Albuquerque.
- Lal, D. 1991. Cosmic ray labeling of erosion surfaces: in situ nuclide production rates and erosion models. *Earth and Planetary Science Letters* 104(2-4): 424-439.
- Masarik, J., Kollár, D. y Vanya, S. 2000. Numerical simulation of in situ production of cosmogenic nuclides: Effects of irradiation geometry. *Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B: Beam Interactions with Materials and Atoms* 172(1-4): 786-789.
- McCull, S.T. 2012. Paraglacial rock-slope stability. *Geomorphology* 153: 1-16.
- McCull, S.T. y Davies, T.R. 2011. Evidence for a rock-avalanche origin for 'The Hillocks' "moraine", Otago, New Zealand. *Geomorphology* 127(3-4): 216-224.
- Moreiras, S.M. y Sepúlveda, S.A. 2014. Megalandslides in the Andes of central Chile and Argentina (32°-34°S) and potential hazards. En Sepúlveda, S.A., Giambiagi, L.B., Pinto, L., Hoke, G.D. y Farías, M. (eds.) *Geodynamic Processes in the Andes of Central Chile and Argentina*. Geological Society, London, Special Publications 399, 329.
- Moreiras, S.M., Hermanns, R.L. 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.
- Pereyra, F.X. y González Díaz, E.F. 1993. Reinterpretación geomórficas de la llamada Morena de Los Horcones, Puente del Inca, Provincia de Mendoza. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 73-79, Mendoza.
- Pérez, D. y Ramos, V.A. 1996. El basamento prejurásico. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología de la Región del Aconcagua*. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Subsecretaría de Minería, Anales 24(15): 27-58, Buenos Aires.
- Phillips, F.M. y Plummer, M.A. 1996. CHLOE: A program for interpreting in-situ cosmogenic nuclide data for surface exposure dating and erosion studies. *Radiocarbon* 38: 98-99.
- Polanski, J. 1965. The maximum glaciation in the Argentina Cordillera. *Geological Society of America, Special Paper* 84: 444-472.
- Porter, S.C. y Orombelli, G. 1981. Alpine Rockfall Hazards. *American Scientist* 69(1): 67-75.
- Ramos, V.A. 1996. Los Depósitos Cuaternarios. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología de la Región del Aconcagua*. Subsecretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24(12): 343-348, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Kay, S.M. y Pérez, D.J. 1996. El Volcanismo de la región del Aconcagua. 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(15): 297-316, Buenos Aires.
- Reimer, P.J., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C.J.H., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G.S., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R. G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., Manning, S., Ramsey, C.B., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J. R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. y Weyhenmeyer, C.E. 2004. IntCal04 terrestrial radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP: *Radiocarbon* 46(3): 1029-1058.
- Schleier, M., Hermanns, R.L., Rohn, J. y Goose, J.C. 2015. Diagnostic characteristics and paleodynamics of supraglacial rock avalanches, Innerdalen, Western Norway. *Geomorphology* 245: 23-39.
- Stingl, H. y Garleff, K. 1985. Glacier variations and climate of the late Quaternary in the subtropical and mid-latitude Andes of Argentina. *Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie* 21: 225-228.
- Strelin, J.A. y Malagnino, E.C. 2000. Late-Glacial History of Lago Argentino, Argentina, and Age of the Puerto Bandera Moraines. *Quaternary Research* 54: 339-347.
- Strelin, J.A., Denton, G.H., Vandergoes, M.J., Ninnemann, U.S. y Putnam, A.E. 2011. Radiocarbon chronology of the late-glacial Puerto Bandera moraines, Southern Patagonian Icefield, Argentina. *Quaternary Science Reviews* 30: 2551-2569.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. y Braziunas, T.F. 1998. High-precision radiocarbon age calibration of terrestrial and marine samples. *Radiocarbon* 40(3): 1127-1151.
- Yrigoyen, M.R. 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 169-190, Santiago de Chile.
- Welkner, D., Eberhardt, E., Hermanns, R.L. 2010. Hazard investigation of the Portillo Rock Avalanche site, central Andes, Chile, using an integrated field mapping and numerical modeling approach. *Engineering Geology* 114 (2010): 278-297.
- Wilson, C. 2010. Evolución geomorfológica del valle del río Cuevas. Provincia de Mendoza, Argentina. Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito), 130 p., Buenos Aires.
- Zech, R., May, J.H., Ilgner, J., Kull, C., Kubik, P.W. y Veit, H. 2008. Asynchronous glacial chronologies along the Central Andes (10-40°S) and paleoclimatic implications. 12° Reunión Argentina de Sedimentología. Actas, Buenos Aires.