

REMOCIÓN EN MASA Y COLAPSO CATASTRÓFICO DE DIQUES NATURALES GENERADOS EN EL FRENTE OROGÉNICO ANDINO (36°-38°S): LOS CASOS NAVARRETE Y RÍO BARRANCAS

Ivanna M. PENNA¹, Reginald L. HERMANN² y Andrés FOLGUERA¹

¹ Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (Pabellón II). Universidad de Buenos Aires. Consejo Nacional de Investigaciones Científicas. Email: penna@gl.fcen.uba.ar

² Canadian Geological Survey, 101-605 Robson Street, Vancouver B. C. Canada.

RESUMEN

En los Andes nor-neuquinos, existe una gran concentración de depósitos de avalanchas de roca que generan endicamientos naturales. El colapso temprano de estos diques generados por deslizamientos de ladera es el proceso evolutivo más probable. Paleocostas, profundas y agudas brechas de colapso, y depósitos de *outburst flood* permiten reconstruir las características de las lagunas asociadas a los respectivos diques. En esta región, el último evento glaciario ha creado pendientes abruptas y fracturación interna de los materiales, los que determinaron un aumento de la susceptibilidad al colapso de las pendientes por factores externos como sismicidad o precipitaciones. La distribución de las avalanchas aparenta estar asociada a la intersección entre fallas con actividad cuaternaria y los valles glaciarios. Este trabajo mostrará actividad neotectónica en el valle del arroyo Pichi-Neuquén, donde se encuentra el retrocorrimiento Aguas Calientes, que presenta estratos de crecimiento cuaternarios en el labio colgante de la falla. Adicionalmente, se observan probables sismitas en la desembocadura del arroyo Colorado. Este trabajo tiene como objetivo comparar el origen, similitud de inductores (probable actividad sísmica) y ambiente geomorfológico de las avalanchas Río Barrancas y Navarrete, con énfasis en esta última. El primer dique natural mencionado ha colapsado catastróficamente (debido a un aumento del influjo de agua a la laguna) luego de 2,2 Ka de existencia. En el segundo caso, la edad del depósito de avalancha y sus causas de colapso son aún inciertas. La existencia de un flujo de detritos en la margen este de la laguna Navarrete y la similar cota entre la paleocosta y el tope del dique, permiten proponer distintas hipótesis acerca de las causas de colapso del dique.

Palabras clave: *Andes Centrales Australes, Frente orogénico, Avalanchas de roca, Ruptura de diques naturales.*

ABSTRACT: *Mass wasting and catastrophic collapse of natural dams in the Andean orogenic front (36°-38°S): The Navarrete and Río Barrancas case studies.* A high concentration of rock avalanches, most of them resulting in natural dams, is possible to recognize in the Andes of the northern Neuquén. In landslide dams the most probable evolutionary process corresponds to their early collapses. Paleoshorelines, deep and narrow breaches, and outburst flood deposits permit to rebuild the characteristics of the related lakes. The last glaciation in this region, have created steep slopes and physical rock weathering. These facts determined an increase in the susceptibility to slope failure triggered by seismicity and precipitation. The distribution of rock avalanches seems to be related to the interaction between young deformation and the glacial valleys. The Aguas Calientes backthrust in the Pichi-Neuquén valley is associated with Pliocene to Quaternary growth-strata, and probable seismic triggered liquefaction of sediments in the Colorado creek, and has evidence of neotectonic activity in the entire study area. The aim of this work is to compare the Río Barrancas and Navarrete rock avalanches, with special emphasis in the last one, and establish similitude in their triggering factor (probable seismic activity) and geomorphic environment. The Río Barrancas dam has collapsed (due to an increase in the water influx into the lake) after 2,200 years of existence. For the Navarrete case, the age of slope failure and causes of the collapse of the natural dam are still unknown. The presence of a debris flow in the eastern margin of the lake, and the similar altitude between the paleoshoreline and the top of the dam, would permit to propose two different scenarios.

Keywords: *Southern Central Andes, Orogenic front, Rock avalanches, Rupture of natural dams.*

INTRODUCCIÓN

El relieve de los Andes, dinámicamente creado por la interacción entre las placas

de Nazca y Sudamericana, experimenta y ha experimentado colapsos de las laderas de sus valles, debido a la combinación de fuerte contraste de relieve, actividad sísmica

y condiciones climáticas (González Díaz *et al.* 2001, 2005, 2006, Costa *et al.* 2007, Hermanns *et al.* 2004 a, 2004 b, 2006, 2008, y Penna 2006, entre otros).

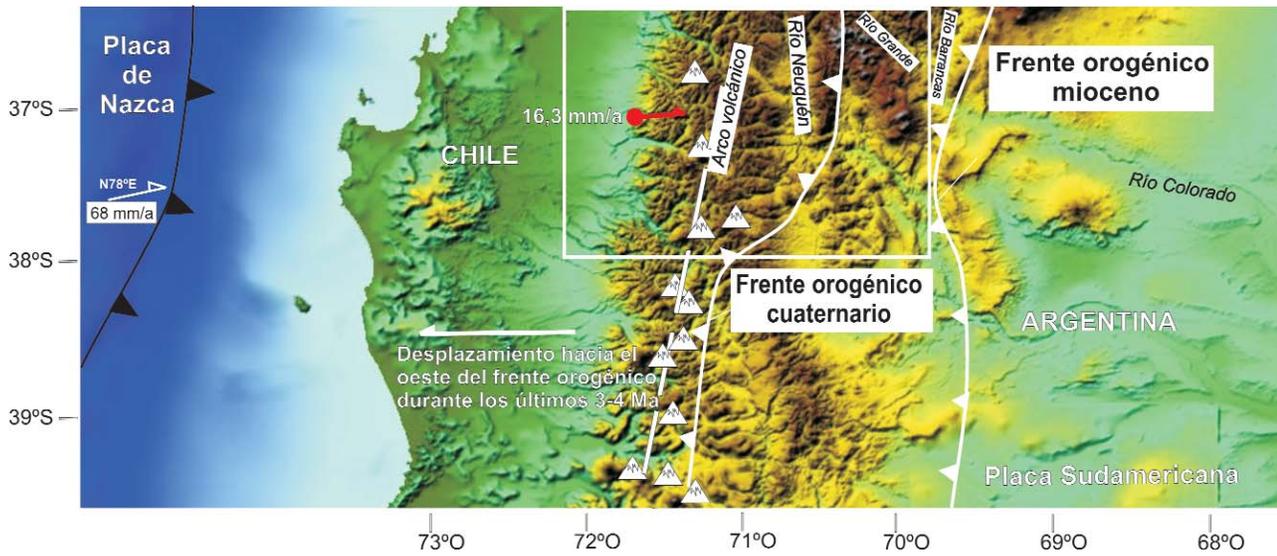


Figura 1: Principales rasgos tectónicos entre los 36°-38°S y localización del frente orogénico actual en relación al frente del Mioceno superior (los vectores indican desplazamientos medidos con GPS según Kendrick *et al.* 1999; la ubicación del actual frente orogénico según Lavenu y Cembrano (1999) y Folguera *et al.* (2004)).

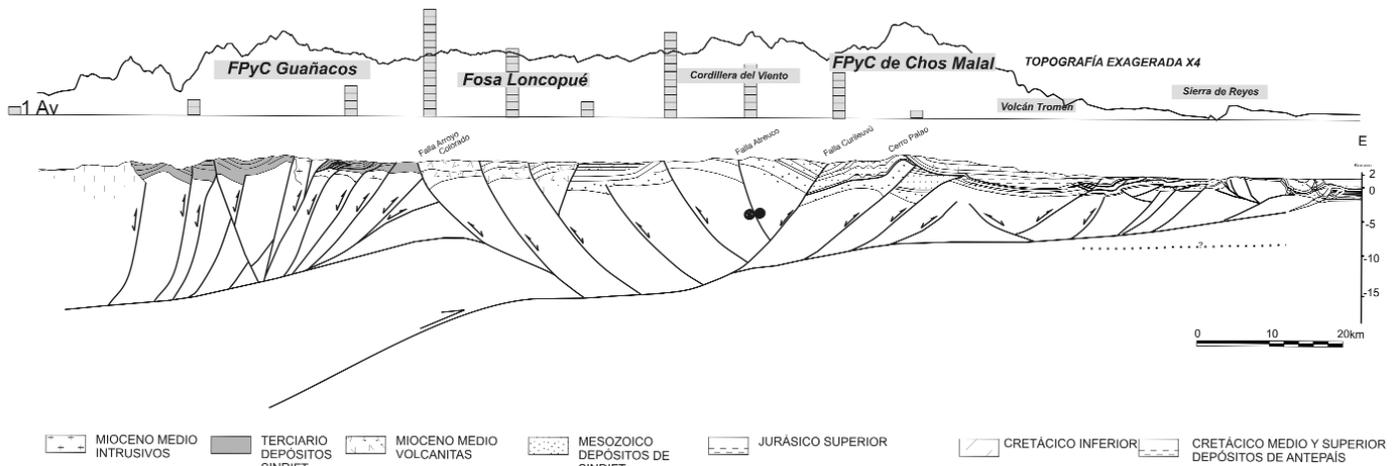


Figura 2: Perfil estructural E-O en el cual se muestra la distribución (rectángulos grises) de los principales depósitos de remoción en masa cada 15 km, en la faja plegada y corrida a la latitud de estudio. La relación con estructuras neotectónicas y morfología glacial según González Díaz *et al.* (2001, 2005, 2006), Hermanns *et al.* (2004a, 2006 a y b) y Penna *et al.* (2005). Las edades radiométricas de los depósitos de avalanchas según Costa *et al.* (2006a), y las estructuras neotectónicas según Ramos (1977), Folguera *et al.* (2004, 2006a y b) y Melnick *et al.* (2003, 2006).

Como consecuencia inmediata del desplazamiento del frente orogénico hacia sectores occidentales internos durante el Plioceno superior e instalación de la actividad sísmica cortical en el sistema de fallas Antáñir-Copahue (Folguera *et al.* 2004) acontece un desarrollo anómalo de procesos de remoción en masa en coincidencia con una red de drenaje socavada por la acción glaciaria (Figs. 1 y 2), como ha sido indicado en numerosos estudios como los anteriormente citados. Estos procesos han ocurrido generalmen-

te en tiempos pre-históricos, sin embargo el desagüe catastrófico del dique natural del río Barrancas ha sido en tiempos recientes (González Díaz *et al.* 2001). El colapso temprano de un dique natural es el proceso evolutivo más probable (Costa y Schuster 1988), donde en ocasiones esta situación se ve acompañada de inundaciones súbitas agua abajo del dique. Paleocostas, profundas y agudas brechas en el depósito de avalancha, depósitos de aluvión de ruptura (*outburst flood*) agua abajo del dique y depósitos de

remoción en masa en los laterales del cuerpo de agua generado por el endicamiento, permiten reconstruir las dimensiones del cuerpo de agua previo, y en ocasiones, las causas de su colapso. Groeber (1916), visitó la cuenca del río Barrancas con el fin de estudiar las causas del súbito "aluvión" que afectó el valle de los ríos Barrancas y Colorado hasta la desembocadura de este último en el océano Atlántico, con una extensión de más de 1000 km. Al arribar a la localidad de Barrancas (Fig. 1), cercana a la con-

fluencia de los ríos Barrancas y Grande, encontró un alto grado de destrucción del pueblo a causa de un flujo de detritos. Continuando agua arriba por el río Barrancas, arribó a la laguna Carrilauquen y al pequeño poblado de Cochicó (Fig. 2); finalmente aquí fue donde interpretó la naturaleza de ese gran flujo que había sido devastador para las poblaciones ubicadas a la vera de los valles de los ríos Barrancas y Colorado.

Este trabajo tiene como objetivo comparar el origen, similitud de inductores y ambiente geomorfológico de las avalanchas de roca Río Barrancas y Navarrete, así como las posibles causas de desagote violento de las lagunas asociadas.

Metodología

Los depósitos de avalancha de rocas han sido identificados a partir de fotointerpretación, trabajo de campo y compilación bibliográfica. El agua evacuada de las lagunas se determinó a partir de la combinación de imágenes satelitales Landsat TM, topografía digital SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*, resolución horizontal 90 m, resolución vertical 10 m) y trabajo de campo, teniendo en cuenta la paleocosta observable en las laterales de los valles. En el caso Navarrete, el volumen del depósito se determinó con el *software Matlab 7.0*, donde se aproximó la topografía original previa al colapso de la pared del valle, a partir de una extrapolación lineal de las zonas no afectadas por el colapso. El espesor del dique fue determinado a partir de la reconstrucción del perfil del valle por extrapolación lineal desde la zona de la cabecera hasta la zona de la desembocadura del arroyo Colorado al Pichi-Neuquén. Por otra parte, se han identificado las principales estructuras neotectónicas de la región a partir de un detallado trabajo de campo, interpretación de fotos aéreas y estudios previos.

Contexto geológico

La morfología actual de los Andes Cen-

trales Australes, ha sido delineada desde los 26 Ma cuando la oblicuidad del vector relativo de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana, se volvió relativamente ortogonal (Pardo Casas y Molnar 1989, Somoza 1998). El proceso de levantamiento relacionado al acortamiento, continúa operando en casi todos los Andes, contemporáneamente a su degradación por procesos fluviales, glaciares y gravitacionales.

La faja plegada y corrida andina entre los 36°-38°S (Fig. 1) ha crecido debido a la inversión de estructuras del Triásico superior y Mioceno inferior, luego de lo cual la progresión normal de los corrimientos hacia el este se detuvo (Ramos 1977, Ramos y Barbieri 1989, Zapata *et al.* 1999). Desde entonces, la deformación compresiva migró hacia los sectores internos en el Plioceno superior, invirtiendo estructuras extensionales paleógenas de la cuenca de intraarco del Oligoceno-Mioceno inferior (Ramos y Folguera 2005, Zapata y Folguera 2005).

Este frente de deformación compresional interno durante los últimos 4 Ma se dispuso ortogonal a los valles glaciares. Esta morfología glaciaria fue labrada entre el Plioceno superior-Pleistoceno (Dixon *et al.* 1999, Hildreth *et al.* 2004, Bermúdez y Delpino 1999, Fig. 2). Adicionalmente, el frente orogénico entre los 36° y 39°S deforma sedimentos glaciares y rocas volcánicas acumuladas en la cuenca de retroarco de Loncopué (Folguera *et al.* 2004).

Este ambiente morfotectónico contrasta con la mayor parte de los segmentos de los Andes Centrales Australes desarrollados hacia el norte, en donde el frente orogénico de la faja plegada y corrida se localiza en la parte externa de la cuña orogénica, deformando abanicos aluviales y morfologías típicas de ambiente de llanura (Cortés *et al.* 2006, Costa *et al.* 2006).

El valle del arroyo Pichi-Neuquén, al igual que los cursos perpendiculares al rumbo de la cordillera del norte neuquino, se halla enmarcado en una geología que se compone de unidades principal-

mente del Neógeno y Cuaternario (Fig. 3). Las unidades neógenas de esta área se encuentran representadas por las Formaciones Cajón Negro (Mioceno), Quebrada Honda (Plioceno) y el Complejo volcánico Pichi-Neuquén, estudiadas por Pesce (1981 y 1987).

En el ámbito del valle del arroyo Pichi-Neuquén, los depósitos de edad cuaternaria se encuentran principalmente asociados a tres procesos: a) glaciares, ocurridos durante el Plioceno - Cuaternario superior; b) de remoción en masa, entre los que se encuentran las avalanchas de roca de Navarrete, flujos hiperconcentrados, deslizamientos y caídas de roca y c) procesos fluviales.

En cambio, el valle del río Barrancas se localiza en un área donde se encuentran afloramientos de sedimentitas del Paleozoico y Mesozoico (Cretácico), así como por bancos andesíticos y basálticos del Cenozoico (Narciso *et al.* 2000). Particularmente, la ladera del cerro Pelán, cuyo colapso endicó el río Barrancas, se encuentra constituida por las Volcanitas Cerro Pelán de edad miocena (González Díaz *et al.* 2001).

EVOLUCIÓN POSTGLACIAR DE LOS VALLES ENTRE LOS 36° - 38°S

La actividad glaciaria ha afectado diferencialmente la Cordillera Neuquina, imprimiendo su morfología en una franja de 40 km al este de la divisoria de drenaje a los 37°51'S, y de 65 km a los 36°37'S, variando según el gradiente topográfico latitudinal (Fig. 2). Hildreth *et al.* (2004) determinaron que el retiro glaciario en la zona de la laguna del Maule (36°30'S) se dio aproximadamente a los 26 Ka.

La erosión glaciaria ha desarrollado valles con laterales abruptos y, tras el retiro de la lengua glaciaria, fracturación interna de los materiales por alivio de la presión confinante, lo que determinó un aumento en la susceptibilidad al colapso de las pendientes por factores externos como sismicidad o precipitación (Keefer 1984). Las escasas dataciones con isótopos cos-

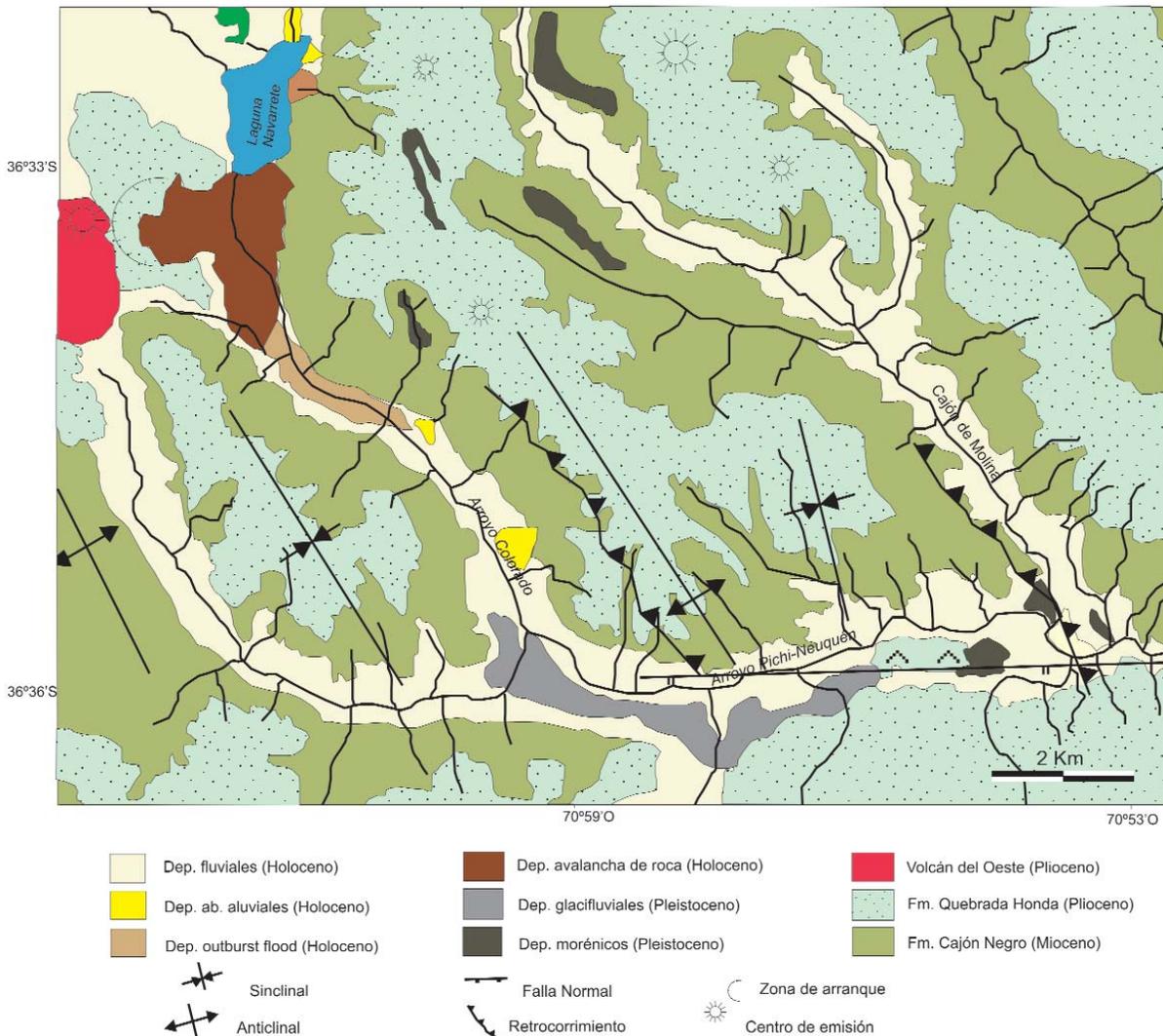


Figura 3: Mapa geológico del área de estudio. Nótese que los retrocorrimientos se encuentran afectando al plateau pleistoceno así como a sedimentos fluviales y lacustres en el valle del arroyo Pichi-Neuquén (según Penna *et al.* 2007).

mogénicos, muestran un amplio espectro que abarca desde los 60 ka a 3 ka (Costa y González Díaz 2007, Hermanns *et al.* 2006) reflejando eventos contemporáneos a la glaciación y definitivamente post-glaciarios e inclusive holocenos.

Los productos de remoción en masa post-glaciarios acumulados a lo largo de los valles que drenan la ladera oriental de la cordillera, no son los únicos responsables de la degradación del relieve. Gran cantidad de material es exportado hacia sectores externos por los sistemas fluviales que erosionan los materiales depositados durante la glaciación, como morenas o depósitos de remoción en masa.

ACTIVIDAD DEL FRENTE OROGÉNICO

Entre los 37°-38°S el frente orogénico de la cordillera, está representado por el sistema de fallas Antiñir-Copahue (Folguera *et al.* 2004), el cual abarca el sector norte y central, compuesto por abanicos de fallas transtensivas y transpresivas de alto ángulo, con vergencia al este (Fig. 2). En esta zona, Bohm *et al.* (2002) han documentado sismicidad cortical que coincide espacialmente con la estructura mapeada. La distribución de las avalanchas de roca en la región, aparenta estar íntimamente asociada a condiciones morfoestructurales representadas por la intersección

entre la actividad neotectónica en la faja plegada y corrida de Guañacos y los profundos valles glaciarios (Figs. 2 y 4, Folguera *et al.* 2004, Penna *et al.* 2006).

La figura 4 muestra la relación espacial entre la avalancha Navarrete y la neotectónica en el valle Pichi-Neuquén. Dos retrocorrimientos de orientación noroeste imbrican secuencias volcánicas neógenas, con evidencias de deformación joven dadas por estratos de crecimiento cuaternarios en el labio colgante de la falla Aguas Calientes. En la desembocadura del arroyo Colorado se han hallado secuencias glacialacustres liquefactadas, que podrían responder a un evento sísmico, aunque la reducida extensión areal de los depó-

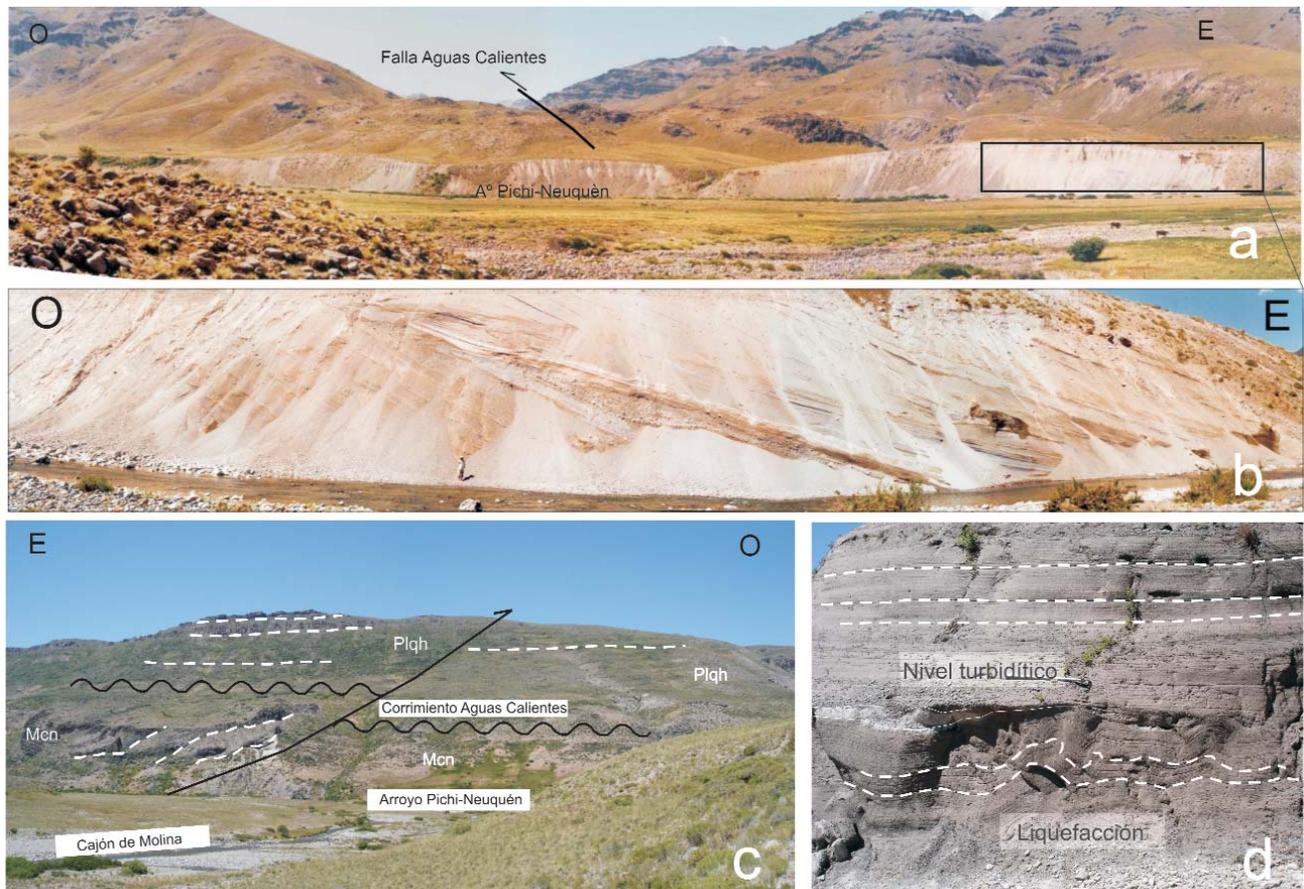


Figura 4: Evidencias de neotectónica en el valle del arroyo Pichi-Neuquén. a) y b) corresponden al retrocorrimiento Aguas Calientes. Nótese en b) evidencias de sedimentación sinorogénica dadas por estratos de crecimiento asociados a este retrocorrimiento. d) Secuencia lacustre basal deformada en la desembocadura del arroyo Colorado.

sitos glacialacustres no permite aseverarlo (Fig. 4).

DIQUES NATURALES RÍO BARRACAS Y NAVARRETE

Se comenzará por tratar el caso del colapso de ladera en el cerro Pelán, que dio origen a la laguna Carrilauquen ya que sirve como caso testigo dada la buena documentación de este proceso (Groeber 1947, González Díaz *et al.* 2001, Hermanns *et al.* 2004a). Paralelamente se describirá el caso de la laguna Navarrete (Penna *et al.* 2005, Penna 2006), el cual presenta características similares al caso anterior.

La laguna Carrilauquen fue originada por un evento de colapso de ladera en el cerro Pelán. El fenómeno fue recientemente datado por Costa y González Díaz (2007) y arrojó una edad de $2,2 \pm 0,6$ Ka.

Varios factores han contribuido a generar las condiciones necesarias para el colapso de ladera: pendientes abruptas (garganta fluvial), particularmente la proximidad al lineamiento Barrancas (Ramos 1977) y la disposición espacial de los estratos volcánicos respecto al valle (González Díaz *et al.* 2001). El movimiento en el cerro Pelán, resultó en un complejo deslizamiento que comenzó como planar y luego se comportó como flujo, bloqueando el valle del río Barrancas.

La fase inicial de la avalancha de Navarrete fue de tipo rotacional. Posteriormente, la masa se desplazó en dirección ortogonal al eje del arroyo Colorado, generando una fase de trepada (*run up*) de 130 metros de altura en la ladera opuesta y luego una parte de la masa se desplazó de manera paralela al eje del arroyo por unos 4 km. Se desconoce la edad de esta avalancha, pero si se realiza una compa-

ración morfológica con la avalancha Río Barrancas, teniendo en cuenta el buen grado de preservación de la morfología primaria (topografía *hummocky* bien preservada, zona de desprendimiento poco degradada) se podría estimar una edad similar.

Ciertas características estratigráficas de la avalancha Navarrete pueden ser reconocidas en la brecha de colapso del dique como: estructura en rompecabezas de los bloques y megaclastos con diámetros de varios metros. Estos bloques corresponden a la parte superior de un depósito que se estima en 80 metros de espesor, de los que sólo 40 metros han quedado expuestos debido al colapso y posterior erosión fluvial (Penna 2006).

A partir del análisis de diques naturales distribuidos en distintas partes del mundo, Costa y Schuster (1988) proponen que la mayor parte de los mismos, colap-

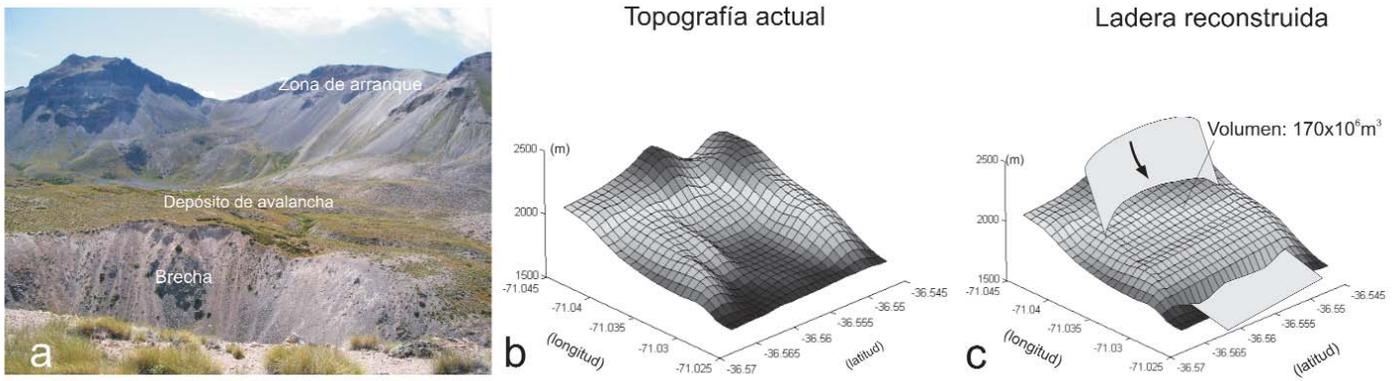


Figura 5: a) Zona de arranque en el tramo medio del arroyo Colorado; b) Topografía digital de la zona de arranque; c) Resultado de la reconstrucción topográfica de la ladera a partir de la extrapolación lineal.

sa dentro del primer año de existencia. Ermini y Casagli (2003) proponen que la estabilidad relativa de los diques naturales (Índice de bloqueo de diques naturales, NDBI) depende de factores como: i) área y espesor del depósito, ii) área de la cuenca de drenaje agua arriba del dique. De estos parámetros, generalmente el volumen de la avalancha es el más difícil de determinar, debido al desconocimiento de la topografía en la base del depósito, la irregularidad del depósito de avalancha en superficie, etc. El volumen de la avalancha de rocas Navarrete ha sido determinado mediante la reconstrucción topográfica de la ladera en la zona de desprendimiento, dando un valor de $170 \times 10^6 \text{ m}^3$ (Fig. 5), unos $30 \times 10^6 \text{ m}^3$ superior al valor determinado utilizando la fórmula del WP/WLI (1990). Realizando la misma reconstrucción topográfica en el caso Río Barrancas, se obtiene un volumen aproximadamente 20 veces mayor al de Navarrete.

Teniendo en cuenta el índice de bloqueo de diques naturales, ambos casos analizados se encuentran dentro del campo de estabilidad: 2,37 (Río Barrancas, Hermanns *et al.* 2008) y 1,23 (Navarrete, Penna 2006; Hermanns *et al.* 2008, Fig. 7). El mayor valor de índice de estabilidad (lo que significa mayor inestabilidad, Fig. 7) en el caso Río Barrancas, se debe a la gran cuenca de drenaje agua arriba del dique (Fig. 7), con un gran número de colectores que en períodos de precipitaciones fuertes podrían haber ocasionado fuertes fluctuaciones en el nivel del lago.

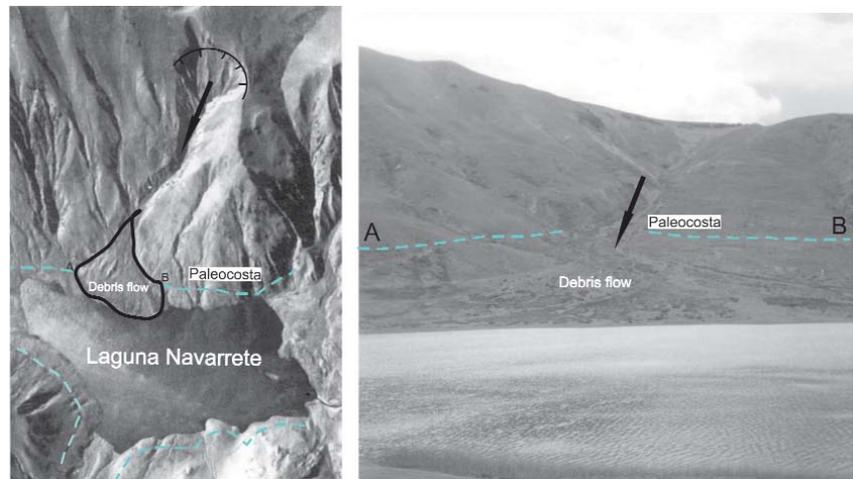


Figura 6: Debris flow en la margen este de la laguna Navarrete, probable factor disparador del colapso del dique natural. Nótese la similar cobertura vegetal entre el debris flow y la paleocosta.

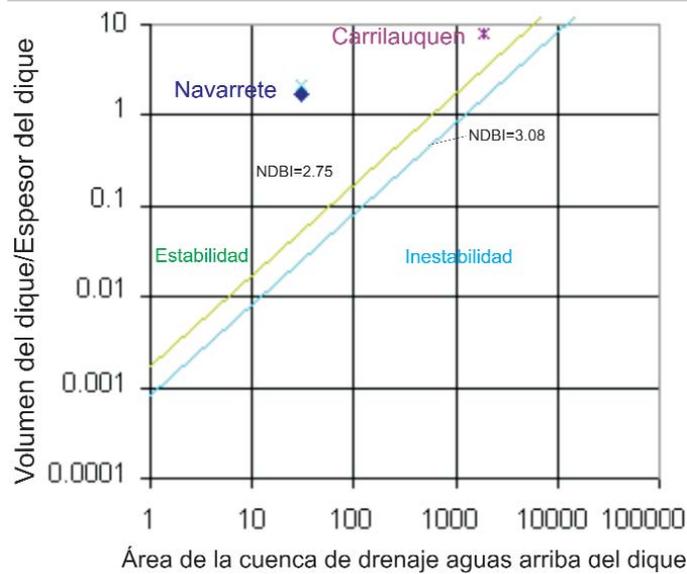


Figura 7: Estabilidad de los diques naturales Navarrete y Carrilauquen según la relación empírica establecida por Ermini y Casagli (2003). Nótese que ambos diques se encuentran dentro del dominio de estabilidad, aunque Carrilauquen resulta levemente más inestable debido a la mayor área de la cuenca de drenaje que alimenta al dique.

El volumen de agua liberado durante el colapso del dique Río Barrancas, excede 20 veces aquel que fuera liberado en el caso del dique Navarrete (Figs. 5 y 6).

Estos diques naturales originaron cuerpos lacustres con dimensiones mucho mayores a las que actualmente se observan. En el caso Navarrete, gracias a una paleocosta bien preservada en la periferia de la laguna, a 40 metros sobre el actual nivel del agua (1680 m s.n.m), se ha podido determinar las antiguas dimensiones de la laguna y un volumen de agua liberado de 0,0733 km³ (Penna *et al.* 2007). Igualmente, en la periferia de la laguna Carrilauquen es posible observar una paleocosta a 80 metros sobre el nivel actual de agua, lo que significa un volumen de agua liberado de 1,55 Km³ (Penna *et al.* 2007).

Colapso catastrófico de los diques naturales Río Barrancas y Navarrete

Cuencas de gran desarrollo agua arriba de diques naturales pueden condicionar, durante inviernos con alta acumulación de nieve y veranos calurosos, la colmatación rápida de las lagunas por agua de ablación, reduciendo su estabilidad por infiltración o por desborde y erosión del tope del dique (González Díaz *et al.* 2001, Hermanns *et al.* 2004a). Adicionalmente, el colapso del dique que genera al cuerpo lacustre también puede desencadenarse por la caída de un movimiento en masa dentro del cuerpo de agua, como ha sido documentado por Hermanns *et al.* (2004 b, 2008) en la laguna Lauquen Mallín y en el valle del río Las Conchas (provincia de Salta).

El dique natural del río Barrancas ha colapsado catastróficamente el 29/12/1914 luego de 2,2 Ka de existencia (Costa y González Díaz 2007), debido a un anómalo incremento de la precipitación y acumulación de nieve en el invierno, lo que sumado a un derretimiento tardío de la misma, incrementó considerablemente el nivel de agua. Hermanns *et al.* (2004a), siguiendo la dispersión de los detritos del *debris flow* originado y mediante una comparación sistemática del depósito de avalancha, con el del aluvión de ruptura y con el de los materiales del río Barrancas, demostraron la presencia del material re-

movido del dique más allá de la localidad de Barrancas (Fig. 2), tal como Groeber (1916) lo había observado.

El caso Barrancas tal como se ha mencionado, no es un hecho aislado en la región cordillerana neuquina. Otro ejemplo de este tipo de fenómeno es el del dique natural Navarrete (Penna *et al.* 2005, Penna 2006). La laguna generada como consecuencia del colapso de la ladera oeste del valle del arroyo Colorado, ha sufrido igualmente un desagote parcial violento, cuya magnitud fue significativamente menor que la del primer caso mencionado. Aquí el depósito del aluvión de ruptura se encuentra muy bien preservado a lo largo de 6 km, como un campo de grandes bloques (andesitas y basaltos) que ocupan todo el ancho del valle, con un espesor de 10 metros, cubriendo parcialmente la topografía *hummocky* de la avalancha relíctica que emerge sobre la superficie del aluvión de ruptura. En la figura 4 se representa la mínima extensión del depósito de flujo de detritos, determinada en base a criterios puramente morfológicos. Por las magnitudes del evento se presupone que el área afectada debe haber sido mayor.

En las partes curvas del valle del arroyo Colorado, existen abanicos aluviales que presentan sus partes distales disectadas, producto de la erosión por parte del aluvión de ruptura durante su desplazamiento (*bulking*, Penna 2006).

En el lado este de la laguna Navarrete, existe un depósito de flujo de detritos, con forma de abanico en planta, sin paleocosta incisa, una zona de cabecera poco desarrollada (teniendo en consideración las dimensiones del cuerpo), pronunciada escarpa, y cobertura vegetal de similar desarrollo a la observable en la paleocosta, lo que podría estar indicando que corresponde a un movimiento caído súbitamente sobre la laguna.

Como característica general de sus colapsos, ambos diques naturales presentan brechas de desagüe en forma de profundas y agudas gargantas, de forma trapezoidal y con mayor ancho en la zona distal del dique.

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

En el norte de Neuquén, gran cantidad de avalanchas de roca están sistemáticamente asociadas a la intersección de los valles glaciarios y fallas con actividad neotectónica.

La relación espacial existente entre la avalancha Navarrete y la neotectónica observable en el arroyo Pichi-Neuquén (secuencias glacialustres liquefactadas, retrocorrimientos asociados a estratos de crecimiento), evidenciarían el origen del colapso de la pared del valle como asociado a actividad sismotectónica.

Es sugerido por González Díaz *et al.* (2001) y Costa y González Díaz (2007), que un sismo fue el responsable del colapso de la pendiente del cerro Pelán. En el caso de Navarrete, la prueba de actividad sísmica podría estar registrada en las probables sismitas halladas en la desembocadura del arroyo Colorado en el arroyo Pichi-Neuquén.

Mientras que el colapso del dique del río Barrancas se habría debido a condiciones climáticas anómalas (altas precipitaciones y derretimiento anómalo de nieve; Groeber 1916, González Díaz *et al.* 2001, Hermanns *et al.* 2004a), las causas del colapso del dique Navarrete son aún inciertas. Para este último caso, dos opciones son por igual consideradas: i) Un *debris flow* precipitado dentro del cuerpo de agua; ii) Desborde por incremento del flujo de agua por precipitación o derretimiento de nieve, cuando el nivel ya se encontraba en condiciones de borde. La primera opción se basa en la presencia de un depósito de flujo de detritos en la margen este de la laguna, sin paleocosta incisa, con forma de abanico en planta, y una zona de cabecera muy escarpada y poco desarrollada para las dimensiones del cuerpo, lo que podría significar que es una zona de arranque; mientras que la segunda opción se basa en la similar cota de la paleocosta y el tope del dique.

Tanto el dique de la laguna Carrilauquen como el de la de Navarrete, fueron estables en función de sus características

morfológicas. A pesar del mayor volumen del depósito del primer caso mencionado, su gran cuenca de drenaje habría sido el factor determinante en el colapso.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece especialmente a los doctores Victor A. Ramos, Oscar Limarino y Luis Fauque, la mirada crítica y los conocimientos aportados en la corrección del Trabajo Final de Licenciatura de Ivanna M. Penna, en el cual se basa parcialmente esta contribución. Al Dr. Emilio F. González Díaz por sus revisiones críticas y buenos aportes durante la revisión de este trabajo y a un segundo revisor anónimo. Esta investigación fue financiada por el subsidio PICT 14144/05 de la Agencia de Promoción Científica y Tecnológica.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bermúdez, A. y Delpino, D. 1999. Erupciones subglaciales y en contacto con hielo en la región volcánica de Copahue, Neuquén. 14° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 250-252.
- Bohm, M., Lüth, S., Helmut E., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrock, A. y Wigger, P. 2002. The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* 356(4): 275-289.
- Cortés, J.M., Casa, A., Pasini, M., Yamín, M. y Terrizzano, C. 2006. Oblique belts of neotectonic deformation in Precordillera and Frontal Cordillera (31°30'-33°30'LS): Paleotectonic controls. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 61(4): 639-646.
- Costa, J.E. y Schuster, R.L. 1988. The formation and failure of natural dam. *Geological Society of America, Bulletin* 100: 1054-1068.
- Costa, C.H., Audemard, F.A., Becerra, F., Lavenu, A., Machette, M. y París, G. 2006. Main Quaternary deformation in South America: An overview. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 61(4): 461-479.
- Costa, C.H. y González Díaz, E. F. y Giaccardi, A. 2007. Age constrains and paleoseismic implication of rock-avalanches in the Northern Patagonian Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 24: 48-57.
- Dixon, H. J., Murphy, M.D., Sparks, S.J., Chavez, R., Naranjo, J.A., Dunkley, P.N., Young, S.R., Gilbert, J.S. y Pringle, M.R. 1999. The geology of the Nevados de Chillán volcano, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26(2): 227-253.
- Ermini, L. y Casagli, N. 2003. Prediction of the behavior of landslide dams using a geomorphological dimensionless index. *Earth Surface Processes and Landforms* 28: 31-47.
- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R.L. y Naranjo, J. 2004. Neotectonics in the foothills of the Southernmost Central Andes (37°-38°S). Evidence of the strike-slip displacement along the Antañir-Copahue fault zone. *Tectonics*. Vol 23, (5).
- Folguera, A., Zapata, T. y Ramos, V.A. 2006. Upper Cenozoic Extension across the Neuquén Andes and the adjacent embayment. Along strike strain segmentation in Neuquén Andes, related to changes in angle of subduction during the last 8 Ma. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 267-285.
- Folguera, A., Ramos, V.A., González Díaz, E.F. y Hermanns, R.L. 2006. Miocene to Quaternary deformation of the Guañacos fold and thrust belt in the Neuquén Andes between 37° and 37°30'S. En S.M. Kay y V.A. Ramos (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 247-266.
- González Díaz, E.F., Giaccardi, A.D. y Costa, C.H. 2001. La avalancha de rocas del río Barrancas (Cerro Pelán), norte del Neuquén: su relación con la catástrofe del río Colorado (29/12/1914). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 56(4): 466-480.
- González Díaz, E.F., Folguera, A., Costa, C., Wright, E. y Elisondo, M. 2006. Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36° y los 38°S: una propuesta de su inducción por un mecanismo sísmico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 61(2): 197-217.
- González Díaz, E.F. y Folguera, A. 2005. Reconocimiento y descripción de avalanchas de rocas prehistóricas en el área neuquina delimitada por los paralelos 37°15' y 37°30'S y los meridianos 70°55' y 71°05'S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 446-460.
- Groeber, P. 1916. Informe sobre las causas que han producido las crecientes del río Colorado (Territorios de Neuquén y La Pampa) en 1914. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 11 (Serie B Geología): 1-29. Buenos Aires.
- Grober, P. 1947. Observaciones a lo largo del Meridiano 70. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauquen. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2: 307-408, Buenos Aires.
- Hermanns, R.L., Naumann, R., Folguera, A. y Pagenkopf, A. 2004a. Sedimentologic analysis of deposits of an historic landslide dam failure in Barrancas valley causing a catastrophic 1914 Rio Colorado flood, northern Patagonia, Argentina. En Lacerda, W.A. Ehrlich, M. Fontoura y Sayao, A. (eds.) *Landslides: Evaluation and Stabilization*, Balkema 2: 1439-1445.
- Hermanns, R.L., Niedermann, S., Ivy-Ochs, S. y Kubik P. 2004b. 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, Berlin.
- Hermanns, R.L., Folguera, A., Penna, I.M., Naumann, R. y Niedermann, S. 2006. Morphologic characterization of giant flood deposits downriver landslide dams in the northern Patagonian Andes. *European Geosciences Union, Geophysical Research Abstracts (CD-Rom)* 8, 2 p.
- Hermanns, R.L., Folguera, A., Penna, I.M., González Díaz, E.F., Fauque, L. y Niedermann, S. 2008. Landslides dams in Central Andes of Argentina (northern Patagonia and the Argentine northwest). En Evans, S.G., Hermanns, R.L., Strom, A. y Scarascia Mugnozza, G., (eds). *NATO, Series Publication Security of natural and artificial rock slide dams*, Springer, (en prensa), Berlin.
- Hildreth, W., Godoy, E., Fierstein, J. y Singer, B. 2004. Quaternary Eruptive History of Laguna del Maule Volcanic Field, Chilean Andes

- (36°S). IAVCEI General Assembly, Abstract, Pucón.
- Kefer, D.K. 1984. Rock-avalanches caused by earthquakes: source characteristics. *Science* 223: 1288- 1290.
- Kendrick, E., Bevis, M., Smalley, Jr.R., Cifuentes, O. y Galban, F. 1999. Current rates of convergence across the Central Andes: estimates from continuous GPS observations: *Geophysical Research Letters* 26(5): 541-544.
- Lavenú, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intraarc zones (Andes of Central and Southern Chile). *Journal of Structural Geology* 21: 1669-1691.
- Melnick, D., Folguera, A., Hechtler, H., Charlet, F., Buttner, O. y DeBatist, M. 2003. The Lago del Laja fold system: active intraarc orogenic collapse in the Southern Central Andes (37°15'S). 10° Congreso Geológico de Chile (CD Rom), Actas 10 p., Concepción.
- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A. y Echter H. 2006. Neogene Tectonics of the Western flank of the Neuquén Andes, 37°-39°30'S. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*. Geological Society of America, Special Paper 407: 73-95.
- Narciso, V., Santamaría, G. y Zanettini, J.C. 2000. Hoja Geológica 3769-I, Barrancas. Escala 1: 250.000. Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires.
- Pardo Casas, F. y Molnar, F. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American plates from late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3): 233-248.
- Penna, I.M., Folguera, A. y Hermanns, R.L. 2005. Desagote catastrófico de la Laguna Navarrete en relación a la actividad tectónica del norte neuquino (36° 33'S y 71° 01'O). 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas 1: 411-414.
- Penna, I.M. 2006. Formación y desagote de la Laguna Navarrete en relación a la evolución tectónica de la cuenca del arroyo Pichi-Neuquén (36°37'-36°42'S y 71°3'-70°48'O). Trabajo Final de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires (inédito) 64 p., Buenos Aires.
- Penna, I.M., Hermanns, R.L. y Folguera, A. 2006. Avalanchas de roca en el norte neuquino - rol del frente de deformación activo en la generación y degradación del relieve. 13° Reunión de Tectónica, Abstracts 47-48, San Luis.
- Penna, I.M., Hermanns, R.L. y Folguera, A. 2007. Determinación del área inmediata afectada por el desagote de la Laguna Navarrete, provincia de Neuquén (36°30'S-71°O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(3): 460-466.
- Pesce, H.A. 1981. Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahueve, Provincia del Neuquén, República Argentina. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 439-455.
- Pesce, H.A. 1987. Evaluación geotérmica del "Área Cerro Domuyo" Provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista Brasileira de Geofísica* 5: 283-299.
- Ramos, V.A. 1977. Estructura de la provincia de Neuquén. En Rolleri, E.O. (ed), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Neuquén*, 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 9-24.
- Ramos, V.A. y Barbieri, M. 1989. El volcanismo cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén: *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 43: 210-223.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G., Howell, E.J., Spalletti, L. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. The Geological Society, Special Publication 252:15-35.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallón) - South America relative motions during the last 40 My: implications for the mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences* 11(3): 211-215.
- SRTM. 2003. Shuttle Radar Topography Mission 90m-dataset. NASA-NIMA. <http://srtm.usgs.gov/WP/WLI>.
1990. A suggested method for reporting a landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology* 3: 101-110.
- Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999. The role of basement in Andean fold and thrust belt of the Neuquén Basin. *Thrust Tectonics*, Abstracts: 122-124, London.
- Zapata, T. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean fold and thrust belt of the Southern Neuquén basin, Argentina. En: L. Spalletti, G. Veiga and E. Schwarz, J. Howell (eds.) "The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society of London, Special Publication 252: 37-56.

Recibido: 14 de noviembre, 2007

Aceptado: 25 de abril, 2008