

LOS GRANDES DESLIZAMIENTOS DE LA REGIÓN SEPTENTRIONAL NEUQUINA ENTRE LOS 36°-38°S: UNA PROPUESTA DE INDUCCIÓN SÍSMICA

Emilio F. GONZÁLEZ DÍAZ ¹, Andres FOLGUERA ¹, Carlos H. COSTA ², Eugenia WRIGHT ³ y Manuela ELLISONDO ⁴

¹ Laboratorio de Tectónica Andina, Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón II, Núñez, Buenos Aires (1428).

² Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Físico Matemáticas y Naturales, Universidad Nacional de San Luis.

³ Servicio Geológico - Minero Argentino. División Sensores Remotos. Diagonal Sur 651, 8° Piso, Buenos Aires (1067)

⁴ Servicio Geológico - Minero Argentino. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada. Diagonal Sur 651, 8° Piso. Buenos Aires. (1067)

RESUMEN

Estudios realizados en el último lustro, determinaron la ocurrencia de setenta y cuatro grandes deslizamientos prehistóricos, concentrados en la región septentrional neuquina entre los 36° y 38°S. Están desarrollados en un contexto geológico y geomorfológico representado por las lavas y piroclastos de la Formación Hualcupén de edad pliocena y un paisaje de planicies estructurales lávicas resultante de su degradación. Se exponen sus principales características, con énfasis en sus rasgos y su notable homogeneidad geomórfica. Se reconoció un control estructural regular en la localización de sus desprendimientos, su asignación a una edad general postglaciaria, sin descartar su contemporaneidad (singlacial), por su ocurrencia general a partir de los abruptos laterales de valles glaciarios previos (artesas) y el hallazgo de sus acumulaciones en su interior. Esto último modificó el relieve interno de esos valles con el desarrollo de un paisaje local irregular (*hummocky*), el endicamiento de sus cursos (40% de los casos) y la consecuente generación de lagunas permanentes (dieciocho) o efímeras (dieciséis). En las cincuenta restantes, no hubo modificaciones significativas. Sólo en dos de los bloqueos, aconteció el posterior colapso catastrófico del muro natural endicante: Cerro Pelán y Navarrete. En el primero acaecido en el valle fluvial del río Barrancas se generó la laguna Carrilauquen. Su ruptura, que ocurrió en tiempos históricos (29/12/1914), originó un gigantesco aluvión (*outburst flood*) que asoló el valle, proyectándose por el valle del río Colorado y destruyendo su incipiente economía. Su trayectoria (1.500 km) alcanzó el litoral atlántico. Entre las avalanchas de rocas el mayor volumen movilizado se encuentra la de la laguna Varvar Co Campos con 3 km³. Se dispone de tres edades absolutas a partir de isótopos cosmogénicos: Varvar Co Tapia y Varvar Co Campos (60 ka y 30 ka, respectivamente) y cerro Pelán (2,1 ka). Previamente, los *diamictons* resultantes habían sido erróneamente interpretados como depósitos de *till*, debido a su irregular morfología, su “caótica” estructura sedimentaria y los endicamientos generados. En esta presentación se modifica radicalmente ese concepto y con ello las extensiones previas asignadas al englazamiento pleistoceno. Se exponen diversos argumentos (topográfico-geomórficos y sismotectónicos), que avalan la intervención de un inductor sísmico como el desencadenante de los deslizamientos analizados, aunque no se descarta la incidencia de factores condicionantes previos (mayor humedad, estructura, meteorización, pérdida del “apoyo” glaciario (*debuttressing*)). Una reconocida y llamativa concentración de deslizamientos en la parte sur del volcán Domuyo, deja lugar a la probabilidad de una participación coetánea de temores de origen volcánico asociada a la desestabilización sismotectónica propuesta para el área cordillerana. Se analizan relaciones espaciales entre los deslizamientos, localización de sus desprendimientos, distribución de epicentros sísmicos actuales y las estructuras neotectónicas distinguidas (Sistema de fallas de Antñir-Copahue) y su concentración en una zona que muestra una gran densidad de registros sísmicos instrumentales. Se presenta un ordenamiento numérico de las avalanchas de rocas, junto a sus denominaciones y las correspondientes modificaciones morfológicas ocurridas en el interior de las artesas.

Palabras claves: *cordillera neuquina norte, avalanchas de rocas, sismotectónica, neotectónica andina, endicamientos, aluvión.*

ABSTRACT: *The large avalanches of the Northern Neuquén region between 36°-38°S: A proposed seismic induction.*

Studies performed during the last five years have shown the existence of 74 prehistoric rock-avalanches in the northern Neuquén Andes (36°-38°S). These are mainly related to volcanic grounds of Pliocene to Pleistocene age corresponding to the Hualcupén Formation. In this work we describe their main characteristics and general homogeneous morphology. They are also characterized by a single tectonic control associated with the occurrence of their break-away and mainly postglacial ages, fact revealed by their systematic position into previous glacial valleys and limited radiometric ages. The obstruction produced by these features altered the shape of the valleys giving to local lakes. Eighteen percent of the cases are characterized by landslide dams preserved nowadays while only six percent by ephemeral ones. Two of the dams were actually catastrophically collapsed: the Cerro Pelán and Navarrete rock-avalanches: The former in Barrancas river valley with the consequent formation of the Carrilauquen lake and the later with the generation of Navarrete lake. The Carrilauquen's dam broke during historical times (29/12/1914) forming an outburst-flood that passed from the Barrancas valley to the Colorado river valley destroying their local economy and reaching after 1,500 km the Atlantic coast. The highest computed volumes in the entire region for the deposits related to rock-avalanches correspond to Varva Co Campos avalanche (3 km³). Cosmogenic isotopes have revealed its age and the age of the neighbor deposit of Varvar Co Tapia rock-avalanche, resulting in 30 ka and 60 ka respectively. Further cosmogenic isotope data revealed that the Cerro Pelán avalanche is only 2 ka. A wrong assumption, presently reevaluated, was related to the assignment of these deposits to glacial accumulations because of their chaotic structure, their hummocky topography and the induced dams. Finally, several topographic, geomorphological and seismotectonic criteria are exposed to prove a seismic trigger for these avalanches. Graphics and one table are used to display the distribution of their deposits and its close association with the orogenic front at these latitudes and the crustal seismicity of the region.

Key words: *Neuquén northern cordillera, rock avalanches, earthquakes, seismotectonic, Andean neotectonics, outburst flood.*

INTRODUCCIÓN

La degradación postglaciar del relieve en ambientes montañosos, se relaciona esencialmente con el proceso fluvial de los valles y la remoción en masa. Son ambientes de alta energía, caracterizados por la inestabilidad y vulnerabilidad de sus pendientes.

El proceso de remoción en masa se manifiesta por medio de múltiples y variados fenómenos, que son definidos por el término genérico de deslizamiento (*slide*). Este abarca aquellos considerados secos (tipo planar, rotacional y caídas), en los que participan masas rocosas, suelos y detritos y también incluye a los húmedos o flujos densos (hipersaturados), el reptaje, la soliflucción, la geliflucción propia de los terrenos con *permafrost*, entre otros.

Entre los primeros sobresalen muy particularmente, por los volúmenes del material movilizado y por constituir uno de los más temibles peligros naturales geológicos, las avalanchas de rocas.

En las regiones cordilleranas o de serranías,

los deslizamientos están primordialmente relacionados con una previa desestabilización de sus pendientes, la que puede ser desencadenada por la inducción de un *shock* sísmico o generarse durante grandes tormentas caracterizadas por intensas y precipitaciones excesivas o prolongados períodos de lluvias irregulares. En este caso, la infiltración del agua en los materiales de las pendientes, determina cambios marcados en las condiciones que rigen su estabilidad, lo que facilita la superación de su umbral de equilibrio.

Los deslizamientos secos usualmente son procesos exógenos naturales rápidos y espasmódicos, que ocasionan alteraciones locales y episódicas en el proceso evolutivo del paisaje, siendo posible constatar su carácter recurrente. Provocan secuelas severas al medio ambiente, ingentes perjuicios económicos por destrucción de obras de infraestructura propias de la actividad humana, con daños que alcanzan magnitu-

des catastróficas (destrucción de poblaciones, colapsos de diques, olas de *tsunamis* y *seiches*, etc.).

El abrupto relieve cordillerano del norte y noroeste de la provincia del Neuquén entre los 36° y 38°S y sus condiciones seismotectónicas regionales, aparentemente han constituido una singular asociación para la ocurrencia de una gran diversidad de fenómenos propios del proceso de remoción en masa. En la investigación, se pudo advertir un singular acontecer del colapso gravitacional de las pendientes, particularmente bajo la forma de avalanchas de rocas.

Durante un lapso de siete años se individualizó un considerable número de avalanchas de rocas prehistóricas y otros deslizamientos en ese sector neuquino (González Díaz 1998a y b; 2003; González Díaz *et al.* 2000; 2001; 2003; 2005, 2006. González Díaz y Folguera 2005; Iaffa *et al.* 2002; Escosteguy *et al.* 1999 García Morabito *et*

al. 2005). De ellas se han descrito aquellas que por el tipo de movimiento, mecanismo involucrado y consecuencias provocadas en el drenaje de la región, han sido consideradas de mayor interés.

Si bien un elevado número de ellas carece de un control efectivo de campo, su localización y la distinción de sus acumulaciones como propias de este fenómeno, constituyen una información importante, en particular para la geología y estratigrafía del Cuaternario y una determinación más acertada de la extensión de los episodios glaciares del Pleistoceno.

Se considera conveniente aclarar que el objetivo esencial del trabajo lo constituye el análisis de los deslizamientos prehistóricos acontecidos en esta parte de la cordillera neuquina. Aquellos del área del volcán Domuyo fueron incluidos posteriormente al tomar en cuenta su elevado número y particular concentración y además porque al presente se carecía de antecedentes al respecto. La limitada información que se presenta sobre esos deslizamientos, su natural importancia y la necesaria y concreta determinación de su promotor, plantea el requerimiento futuro de un análisis más detallado.

El estudio de avalanchas de rocas en el territorio argentino ha demostrado que la localización de sus desprendimientos es variada. En ocasiones sus descripciones los sitúan en los abruptos frentes de las grandes escarpas de falla, genéticamente vinculadas a fallas inversas del Neógeno-Cuaternario y distalmente marginadas por extensas planicies aluviales pedemontanas, como las halladas en la morfoestructura de las Sierras Pampeanas (González Díaz *et al.* 1997, 1998; Costa *et al.* 1999; Fauque y Strecker 1988; Fauque y Tchilinguirian 2002; Hermanns y Strecker 1999a y b; Hermanns *et al.* 2001; 2002; 2003a y b; 2005).

Fauque *et al.* (2000) señalaron su ocurrencia en el interior de la Cordillera Frontal de Mendoza, en una propuesta estructura de bloques de basamento (Kozłowski *et al.* 1993), en relación a la actividad de fallas asociadas a la inversión de los *rifts* del Triásico superior, cuyo frente de levantamiento más oriental se halla controlado por el sistema de fallas de La Carrera (Caminos y Cortés 1993), asociadas a

zonas de cizallamiento oblicuo (Cortés *et al.* 2005).

En la región cordillerana los desprendimientos tienen una localización exclusiva en la parte superior de las empinadas pendientes de profundos valles, artesas generadas durante el englazamiento cuaternario, los que hoy integran las más importantes cuencas fluviales postglaciares. La disposición espacial de los valles exhibe un marcado control estructural regional previo, el que salvo algunas excepciones no ha dado lugar a grandes resaltos morfológicos, tales como escarpas de falla comunes en los ejemplos precitados.

La localización citada, que sugiere la relación temporal de sus ocurrencias con la deglaciación cuaternaria de los últimos tiempos pleistocenos, avala su consideración general como postglaciares. Sin embargo, la disponibilidad de datos radiométricos (Costa y González Díaz 2005; en revisión), lleva a no descartar la alternativa de que algunas de las avalanchas de rocas hayan acontecido durante el lapso final del período glaciario y otras inclusive en el Holoceno.

Más allá de la probable influencia derivada de la alteración de las condiciones climáticas con posterioridad al englazamiento pleistoceno, el análisis regional del contexto geológico, geomorfológico y sismotectónico de la región, ha permitido interpretar como fundamental causal genética o promotor de estos movimientos prehistóricos, a un inductor sísmico. La concentración mencionada de un conjunto de estos movimientos gravitacionales en el sector sur del volcán Domuyo, no descarta la posible incidencia asociada de un volcanismo local y actividad sísmica asociada para el desarrollo de los fenómenos analizados. El reconocimiento regional de deslizamientos (algunos históricos) en el tramo cordillerano ubicado al sur de los 38°S (González Díaz 1975; 1976a y b), permitió reconocer la importancia que en ella alcanzaban para su inducción, períodos de excesivas precipitaciones o de lluvias breves e intensas. Se pudo verificar su localización preferencial en áreas de afloramientos de las Formaciones Ventana y Calefú (ex-Formación Río Negro + Formación Alicurá; González Díaz *et al.* 1986) y en

menor proporción en el ambiente piroclástico de la Formación Pire Co de edad holocena (Laya 1969). Tan particular circunstancia se interpretó como una consecuencia de su composición litológica (predominio de tobas alteradas, cineritas y tufitas arcillosas) aunque también se observaron importantes deslizamientos en áreas de depósitos de *till* pleistoceno. Predomina el tipo rotacional (individual o múltiple), con una facies distal de corriente de tierra (*debris flow*). Muy ocasionalmente alcanzan los volúmenes de una avalancha de rocas, como en el caso del cerro Chapelco, que afectó la margen oeste de la planicie estructural lávica homónima.

Durante el último lustro del siglo pasado se iniciaron investigaciones en la parte norte del Neuquén con un objetivo definido: el estudio de las avalanchas de rocas previamente individualizadas en fotos aéreas e imágenes entre los 36° y 38° de latitud sur.

Desde un principio llamó la atención su número elevado y su sugestiva concentración entre esos paralelos. La confrontación de esas características con las del tramo situado al sur de los 38°S, expuso un contraste marcado. Esta disparidad también se comprobó con respecto a la distribución de los datos instrumentales sísmicos disponibles.

Hasta ahora se han individualizado en el área analizada setenta y cuatro grandes deslizamientos -en su mayoría avalanchas de rocas- con una fase inicial afín a un deslizamiento rotacional, la que culmina distalmente con una fase de flujo. Son raros los ejemplos iniciados como deslizamientos planares o traslacionales. Existen otros importantes deslizamientos cuya magnitud no ha sido estimada como para su consideración como avalanchas de rocas. Esto hace que provisoriamente se los excluya de tal consideración.

Como antecedente en la región, la primera referencia acerca de un deslizamiento de gran magnitud es de Groeber (1916), quien describe el derrumbe, la obstrucción del valle del río Barrancas y la consecuente generación de la extensa laguna de Carrilauquen (21 km). También analiza el proceso posterior del colapso histórico (29/12/1914) del muro natural y la creciente catastrófica que aguas abajo asoló el



Figura 1: Ubicación de la región de estudio.

valle del río Colorado.

Acertadamente este autor interpretó que el endicamiento no se relacionó con una morena frontal, desechando así el origen glaciario del valle del río Barrancas. Sin embargo, con posterioridad (Groeber 1947; 1921; 1925), sostendría que la gran mayoría de los principales cuerpos lacunares presentes en esta parte de la cordillera neuquina, eran el resultado de la obstrucción de los valles por acumulaciones de morenas terminales, un criterio que fuera también sustentado a lo largo del siglo XX por numerosos autores. Contemporáneamente numerosas acumulaciones diamicticas de avalanchas de rocas, fueron caracterizadas como propias de depósitos de morenas (*till*), a pesar del indiscutible carácter local de sus componentes (Rovere *et al.* 2000; Zanettini *et al.* 1987a; Zanettini 2000).

Esta propuesta general tuvo su primera oposición en González Díaz y Ferrer (1986), quienes vincularon el origen de algunos cuerpos de agua permanentes de la región de estudio (lagunas de Varvar Co Campos y Varvar Co Tapia), a una obstrucción por depósitos de avalanchas de rocas. Esta interpretación ha sido largamente confirmada por numerosos estudios

recientes (González Díaz 2003; 2005; González Díaz y Folguera 2005, 2006; González Díaz *et al.* 2000, 2001; Hermanns *et al.* 2003a, 2005; Iaffa *et al.* 2002).

El uso general del término deslizamiento está referido al movimiento relativo entre un terreno estable y su adyacente que se moviliza (lenta o rápidamente) en forma paralela a una superficie de ruptura o de separación a lo largo de una pendiente. El movimiento incluye materiales propios de una masa rocosa, suelo o sedimentos y durante el mismo el centro de gravedad del movimiento se desplaza hacia abajo y hacia el exterior (Varnes 1978).

Una *avalancha de rocas* es aquí entendida como un movimiento gravitacional complejo (Varnes 1978) que involucra uno o más movimientos, los que a veces ocurren internamente en la masa o durante diferentes estadios de su desarrollo. Se caracterizan por las grandes distancias que recorren (flujo) con velocidades superiores a decenas de metros por segundo. En ocasiones la porción más distal de la masa puede llegar a trepar (*run up*) la pendiente opuesta de un valle.

Esta definición hace especial hincapié en el volumen de sus acumulaciones. Se acepta como límite mínimo para tal consideración un valor superior a los $0,5 \times 10^6 \text{m}^3$ (Keefer 1984), también incluye la particular y típica irregularidad de la superficie de sus depósitos (*hummocky topography*), muy similar a un paisaje de morenas y los peculiares rasgos morfométricos de los bloques componentes (escasa erosión y con control estructural), de marcadas diferencias con los bloques glaciarios.

Una evaluación de los volúmenes de las avalanchas de rocas hasta ahora reconocidas, sólo se ha visto concretada en tres casos: en Varvar Co Campos, cuyas acumulaciones han sido estimadas del orden de los $3,51 \times 10^6 \text{m}^3$ (González Díaz *et al.* 2000), en Varvar Co Tapia con $1,07 \times 10^6 \text{m}^3$ (Costa y González Díaz 2005, en revisión) y en la del río Barrancas con $1,3 \times 10^6 \text{m}^3$ (Hermanns *et al.* 2000).

Por otro lado la noción de *aluvión* tal como es aquí empleada en los casos de las avalanchas del río Barrancas y de la laguna Navarrete, deriva de la castellanización del término *outburst flood*, siguiendo una acerta-

da sugerencia de Hauser (1993).

El presente análisis de tan elevado número de avalanchas de rocas distinguidas tiene ciertas limitaciones, particularmente en aquellas que carecen de un control de campo. Pese a ello las descripciones e interpretaciones ya publicadas y la síntesis aquí presentada, constituyen una buena base para el entendimiento de su distribución y la profusión que alcanzaron estos fenómenos en tiempos prehistóricos, además de coadyuvar al mejor entendimiento de la geología cuaternaria en una vasta región del territorio neuquino

UBICACION DEL AREA DE ESTUDIO

La zona analizada comprende la región montañosa noroccidental de la provincia del Neuquén. Los paralelos $36^{\circ}00'$ y $38^{\circ}00'S$ la confinan al norte y sur respectivamente. Su límite oriental al norte del paralelo $37^{\circ}S$ lo señalan el valle del río Barrancas y el meridiano $71^{\circ}00'O$, en tanto que más al sur lo hace aproximadamente el meridiano de los $70^{\circ}30'S$ o una traza imaginaria que uniera los cursos de los ríos Varvarco, Neuquén, Trocomán y Agrio. Al poniente lo establece la línea limítrofe argentino-chilena.

Abarca prácticamente el área cubierta por las Hojas Geológicas 3772- II (Las Ovejas), 3769- I (Barrancas) y 3772- IV (Andacollo), las que SEGEMAR editara en los últimos años a escala 1: 250.000.

La región cubre aproximadamente una superficie de 20.000km^2 . Su relieve se caracteriza por importantes aparatos volcánicos del Neógeno-Cuaternario que descollan sobre extensas y degradadas planicies estructurales lávicas del Plioceno (hasta Pleistoceno inferior?), las que generan divisorias regulares y amplias. Es notable la persistencia regional del paisaje resultante de la morfogenia glaciaria alpina cuaternaria.

La figura 2 muestra la distribución geográfica aproximada de las avalanchas de rocas reconocidas al norte del Neuquén entre los 36° y $38^{\circ}S$ y su individualización por medio de números ordinales. El cuadro 1 complementa esta información con la denominación propuesta para cada una

de ellas y su ubicación aproximada mediante coordenadas.

En la misma figura se ha incorporado información sobre ciertas avalanchas de rocas, que se relaciona con las modificaciones principales producidas por sus acumulaciones en algunos tramos de los valles invadidos y cursos obstruidos. Se distinguen particularmente el endicamiento y la consecuente generación de lagunas permanentes o efímeras y también el colapso más ocasional del muro natural y el aluvión subsecuente.

METODOLOGÍA

El reconocimiento de los deslizamientos se alcanzó mediante el análisis fotogeológico, a favor de su típica morfología superficial, los límites de sus acumulaciones y la determinación de su tipología y el uso de modelos digitales de elevación. Sobre una base de imágenes satelitales se realizaron las figuras adjuntas. Los controles de campo se ejecutaron en aquellos deslizamientos que por sus características y consecuencias en el drenaje local fueron considerados previamente como más representativos y de mayor interés. También influyó su mejor accesibilidad.

El análisis se fundamentó esencialmente en el estudio estereoscópico de fotografías también a escala 1:60.000 del IGM, labor que fuera complementada por el análisis de imágenes satelitales TM (232/85, 86 y 87) con bandas espectrales 5, 4 y 2, a escala 1: 250.000 y de subescenas de las mismas a escalas 1: 100.000 y 1: 150.000.

La distribución y magnitud relativa de los sismos instrumentalmente registrados en la región a lo largo del período 1928-2004 (Fig. 3), han sido proporcionadas por el Instituto de Prevención Sísmica (INPRES). A ellos se han sumado los datos extraídos de Bohm *et al.* (2002), los gentilmente facilitados por el colega Mario Sigismondi de la Universidad Nacional de Córdoba y los extraídos de Folguera *et al.* 2003 (Fig. 4).

En la figura 5 se inserta un esquema tectónico regional del área de estudio, (Folguera *et al.* 2004). En él se pueden apreciar los principales rasgos estructurales de la región y su particular correspondencia

espacial con los desprendimientos de las diferentes avalanchas de rocas reconocidas. A la fecha y mediante análisis de isótopos cosmogénicos, sólo se ha estimado la edad de las dos grandes avalanchas del área de las lagunas de Varvarco y aquella del río Barrancas (Costa y González Díaz 2005; en revisión).

BOSQUEJO REGIONAL GEOLÓGICO

La región se inserta en el segmento austral de la Cordillera Principal (Yrigoyen 1972), también distinguida como Andes Centrales Australes (Gansser, 1973). Estos comprenden un área delimitada por cuencas marinas, que formaban parte del oeste de Sudamérica durante el Jurásico y el Cretácico (Ramos 1999). Se extienden desde el sur del río Diamante (Mendoza) hasta el norte del río Agrio (Neuquén), límites que ya habían sido propuestos por Groeber (1929).

Al sur de la región se encuentra la parte norte de la Cordillera Septentrional Patagónica, cuyo desarrollo en territorio argentino está señalado en términos generales, por la aparición y continuidad hacia el sur del batolito andino hasta aproximadamente los 39°S.

Las principales unidades geológicas que a estas latitudes afloran en la vertiente oriental de la cordillera, comprenden un conjunto de secuencias con edades desde el Proterozoico?, hasta un no bien determinado lapso postglaciar.

Las rocas más antiguas (metamorfitas) han sido identificadas en un reducido afloramiento en el extremo norte de la laguna Varvar Co Campos. Tentativamente han sido adjudicadas a un basamento cristalino proterozoico (Groeber 1947).

Otra exposición de probables rocas previas al Paleozoico superior, son las metasedimentitas (ectinitas) halladas por Zappettini *et al.* (1987b), en la cuenca del arroyo Guaraco (afluente del río Neuquén), a unos 10 km al sur de la localidad de Varvarco. Fueron asignadas con dudas al Silúrico-Devónico.

Acumulaciones marinas representadas por sedimentitas del Carbonífero, muestran

sus exposiciones en la vertiente occidental de la cordillera del Viento (Zöllner y Amos 1955, 1973). Allí son expuestas en el núcleo de un gran braquianticlinal con vergencia occidental, a la vez que se encuentran cubiertas por secuencias volcánicas continentales asignadas al Grupo Choiyoi. Otras sedimentitas marinas comprenden el rango jurásico inferior-cretácico superior, en el área de la cuenca Neuquina (Groeber 1947; Zöllner y Amos 1955, 1973).

Unidades mesozoicas subyacen en relación de discordancia angular a rocas volcánicas miocenas asignadas a la Fm Charilehue, en las cercanías del cerro Domuyo (Uliana *et al.* 1973, Llambías *et al.* 1978). La entidad es correlacionable con otra serie de secuencias similares acumuladas en cuencas independientes: la Fm Cajón Negro (Pesce 1981), ubicada al oeste de la cordillera del Viento y recientemente datada por Burns (2002) en 10-14 Ma. y la Fm Cura Mallín. Esta última comprende el área cordillerana a estas latitudes y el sector chileno adyacente. Se le asigna una edad más antigua (25-15 Ma; Suárez y Emparán 1995, Jordan *et al.* 2001).

Sucesiones volcánicas del Oligoceno superior-Mioceno inferior, fueron deformadas a fines del Mioceno superior (Niemeyer y Muñoz 1983, Burns 2002), un hecho evidenciado por la discordancia angular que con desarrollo regional se expone en la zona cordillerana, preferentemente al sur de los 37°30' S. Las unidades que las sobreyacen, agrupadas en la literatura chilena bajo la denominación de Fm Cola de Zorro (Vergara y Muñoz 1982), tienen su equivalencia en territorio argentino en la Fm Hualcupén (Pesce 1989).

La Formación Cola de Zorro se halla distribuida en una franja latitudinal entre los 36° y 39°S y sólo se la encuentra comprensivamente deformada al norte de los 37° 30' S (Folguera *et al.* 2006). Esta deformación comprende el último evento tectónico de envergadura registrado en la zona y se relaciona con la actividad del sistema de fallas de Antñir-Copahue. El citado sistema es la continuación hacia el norte y en territorio argentino del sistema de fallas de Liquiñe-Ofqui? (Hervé 1976), que se desarrolla en la vertiente chilena al sur de los 38°S, a lo largo de la traza del arco volcá-

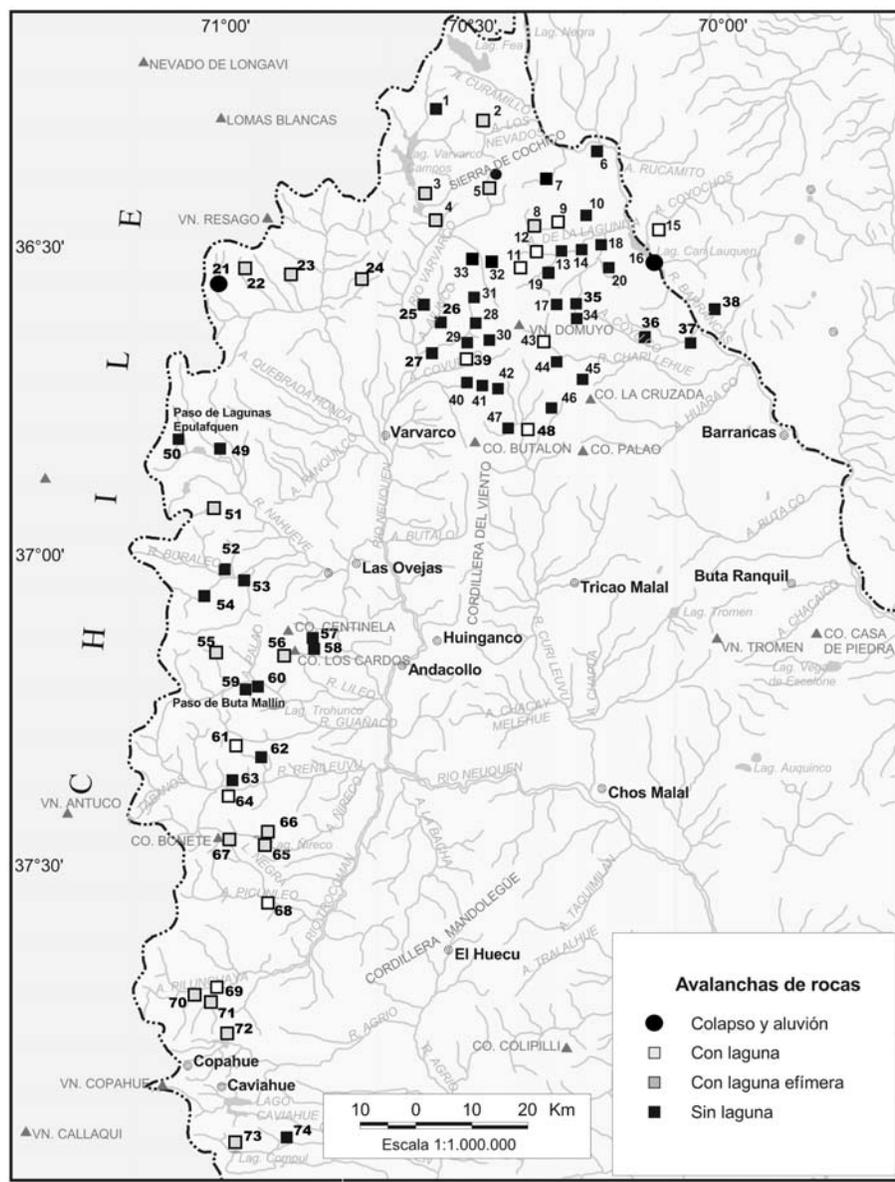


Figura 2: Situación aproximada y distribución de las avalanchas de rocas entre los paralelos 36° y 38°S, en el sector septentrional de la cordillera neuquina. También aquella del área del volcán Domuyo.

nico actual. Generaciones más jóvenes del volcanismo de retroarco se han emplazado en esta parte de la cordillera, asociadas al extremo norte de una amplia cuenca extensional de retroarco, distinguida como fosa de Loncopué (Ramos y Folguera, 2005). En tiempos aun no bien establecidos, en la vertiente cordillerana argentina y a estas latitudes, el glaciario cuaternario ha dejado extensos depósitos de *till* y claras evidencias morfológicas de su accionar erosivo. En la vertiente chilena se ha data-

do, aunque sin demasiada certeza, el intervalo temporal del englazamiento en las altas cumbres. Ha sido circunscripto al lapso 2 Ma-30 ka (volcán Chillán; Dixon *et al.* 1999). En el sector sur del área de estudio correspondiente a Copahue, Bermúdez y Delpino (1999) datan en 30 ka un material carbonoso perteneciente a una turba, extraído de morenas terminales del sistema de arcos morénicos del glaciar previo de Trolope, el que durante el Cuaternario

invadió el protovalle fluvial del río Agrio (González Díaz 2003, 2005). El lugar se ubica en las cercanías del paraje Puerta de Trolope.

Entre los depósitos postglaciares, sobresalen los sedimentos fluviales y de la remoción en masa. Las principales acumulaciones de ésta última corresponden a deslizamientos que son el motivo de esta síntesis. Son numerosos los deslizamientos menores y *debris flows* asociados.

Desde el punto de vista estructural se diferencian en la región analizada dos grandes dominios: 1) una faja tectónicamente imbricada entre el Mioceno superior y el Cuaternario, denominada faja plegada y corrida de Guañacos (Folguera *et al.* 2004), que posee vergencia hacia el este y se generó a partir del cierre de la cuenca de Cura Mallín y 2) una serie de bloques limitados por fallas inversas de alto ángulo, que tienen vergencia occidental y que incluyen el bloque al NE del valle de Nahueve, la cordillera del Viento y el bloque limitado al NE por el valle de río Barrancas.

Las avalanchas de rocas analizadas exponen en forma sistemática una íntima relación con la estructura más reciente de la región, vinculada al desarrollo del frente orogénico de la Cordillera Neuquina (González Díaz *et al.* 2005, González Díaz y Folguera, 2005, 2006), el que comprende el citado sistema de fallas de Antiñir-Copahue (Folguera *et al.* 2004).

MARCO GEOMORFOLOGICO GENERAL

En la evolución del relieve de la región, se hace evidente la participación de distintos procesos exógenos y endógenos de un paisaje compuesto. Se destaca la marcada incidencia morfológica alcanzada por el proceso glaciario durante la intervención climática cuaternaria. Sus geformas componen hoy los elementos morfológicos más destacables regionalmente a pesar de la posterior mejoramiento (*ameliorización*) climático y el consecuente reemplazo de la morfogenia glaciaria por el presente ciclo fluvial. El relieve conserva los típicos rasgos morfológicos de una previa glaciación del tipo alpino, la que con llamativo grado de conservación se expresa con formas de ero-

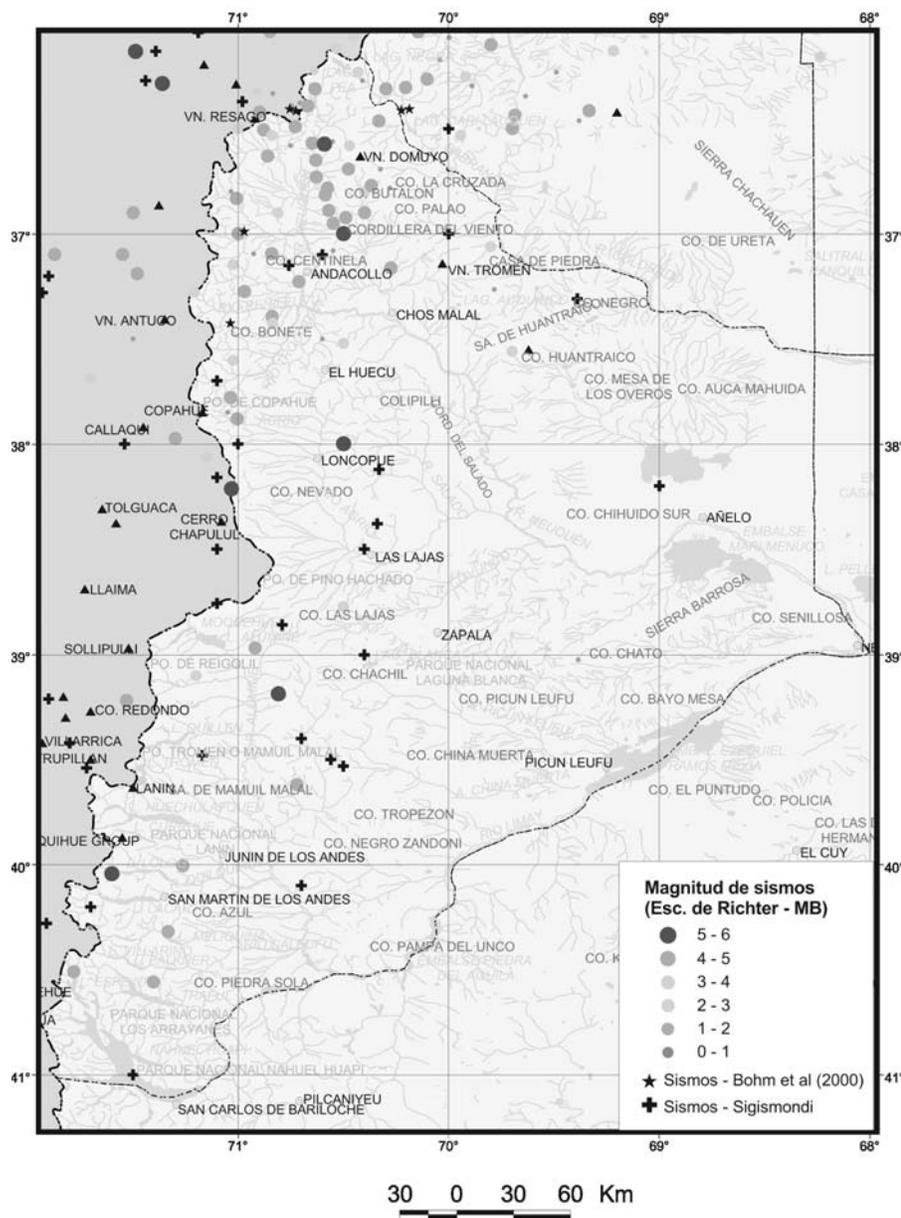


Figura 3: Situación de epicentros en la Provincia de Neuquén (INPRES período 1920-2004; Bohm et al. 2002 y Mario Sigismondi (com. pers.).

sión tales como artesas, circos, y de agradación como morenas y planicies glaciafluviales, distribuidas preferentemente al oeste del meridiano de los $70^{\circ}30' O$ y se proyectan hasta el límite argentino-chileno. Se observa una localización predominante de las áreas de alimentación de circos glaciares, sobre las pendientes australes y orientales de las divisorias locales, es decir en sectores de menor insolación (*ubac*). Una situación similar se comprueba en

cuanto a la mejor conservación de los rasgos primarios de artesas. Los remanentes de morenas marginales muestran una general y mejor subsistencia sobre los flancos septentrionales de las artesas dispuestas este-oeste, que en aquellos australes. El proceso de remoción en masa esencialmente representado por la ocurrencia en tiempos prehistóricos de un ingente número de deslizamientos, ha contribuido eficazmente a la degradación de esta parte de

la región cordillerana neuquina.

La disposición particular de sus acumulaciones en el interior de artesas glaciares, coadyuvó sin dudas a su confusión con depósitos de *till* (Groeber 1921, 1925, 1947), interpretación aceptada durante un prolongado lapso en estudios del Cuaternario y el englazamiento pleistoceno de la región, la que contribuyó a la identificación de más de un episodio glaciario en la región de Copahue (Groeber 1925).

En el área de estudio la única excepción a tan peculiar distribución, la constituyen los depósitos de la avalancha de rocas del cerro Pelán en el río Barrancas, diseminadas en su profunda garganta fluvial (Groeber 1916, González Díaz et al. 2001). La mayoría de los cuerpos de agua de la región, deben su origen a la obstrucción permanente de los cursos fluviales de valles previos glaciares (lagunas de Varvarco, Lauquen Mallín, Cochico, La Negra, entre otras), por las acumulaciones de los grandes deslizamientos. En ocasiones la obstrucción ha sido efímera (Pillun Challa, Picun Leo, Guañaco). Sólo en las lagunas de Carrilauquen y Navarrete, aconteció el colapso catastrófico del endicamiento, con la consiguiente generación de un gigantesco *debris flow* en la primera (González Díaz et al. 2001, Hermanns et al. 2004). De menores proporciones fue el desarrollado en la laguna Navarrete (Penna et al. 2005).

Bajo las presentes condiciones climáticas algunas geformas del proceso de remoción en masa persisten. Corresponden a glaciares de rocas activos, bajo condiciones criogénicas de un clima local de altura (*permafrost*). Hay otros inactivos. Su mayor concentración ha sido comprobada en el área de las cabeceras del arroyo Ailenco. (González Díaz et al. 2003). Climáticamente relacionadas, se encuentran acumulaciones del proceso de *geliflucción* (*lóbulos y terrazas*) de muy amplia distribución. *Debris flows* locales y más ocasionalmente torrentes de barro, son procesos observables en las canaletas (*chutes*) de los faldeos. Suelen alcanzar los fondos de los valles donde se expanden. Acontecen con posterioridad a lluvias intensas o la ablación de la nieve invernal. Asociados se observan lóbulos y lenguas de *soliflucción*.

El volcanismo, iniciado en la región a partir del Mioceno inferior imprime localmente su característico sello morfológico. Una de las manifestaciones volcánicas más antiguas (Mioceno tardío-Pleistoceno), aparece integrando el paisaje bajo la forma de planicies estructurales lávicas (pampas de los lugareños). Su persistencia es controlada por resistentes mantos de lavas suprayacentes. Exponen variadas tasas de degradación y también de localización altimétrica, ésta debida a movimientos tectónicos posteriores.

Otras geoformas volcánicas previas y sobresalientes de tiempos del Plioceno al Cuaternario (generalmente desmanteladas) son las calderas volcánicas (cerros Centinela, Copahue, Mandolegue, Piche Moncol, Trocomán) y elevados aparatos volcánicos (Ñancoa, Huaraco, entre otros), con sus correspondientes cráteres, a veces múltiples (Complejo Copahue).

La fosa de Loncopué, de no bien definida extensión hacia el norte, constituye el principal albergue del volcanismo más joven. Manifestaciones explosivo-lávicas del Pleistoceno tardío-Holoceno, suelen conformar verdaderas agrupaciones de pequeños volcanes en determinados puntos de la citada depresión estructural. Otros ejemplos de ello se hallan al oeste de la población de Las Ovejas o al poniente del valle del río Agrío entre El Huecú y Loncopué. El ciclo fluvial establecido con posterioridad al englazamiento local aun no ha logrado degradar el paisaje glaciario previo. La obstrucción de algunos cursos por coladas lávicas (Colada del Agrío) y su posterior superación, han dado lugar a ondas de rejuvenecimiento con profundización y resaltos que expresan interrupciones locales del ciclo (González Díaz 2003).

PRINCIPALES CARACTERÍSTICAS DE LAS AVALANCHAS DE ROCAS ENTRE LOS 36°00' Y 38°00' S

1) Localización predominante de sus desprendimientos en el ámbito de un determinado contexto geomórfico: Constituye un rasgo específico y dominan-

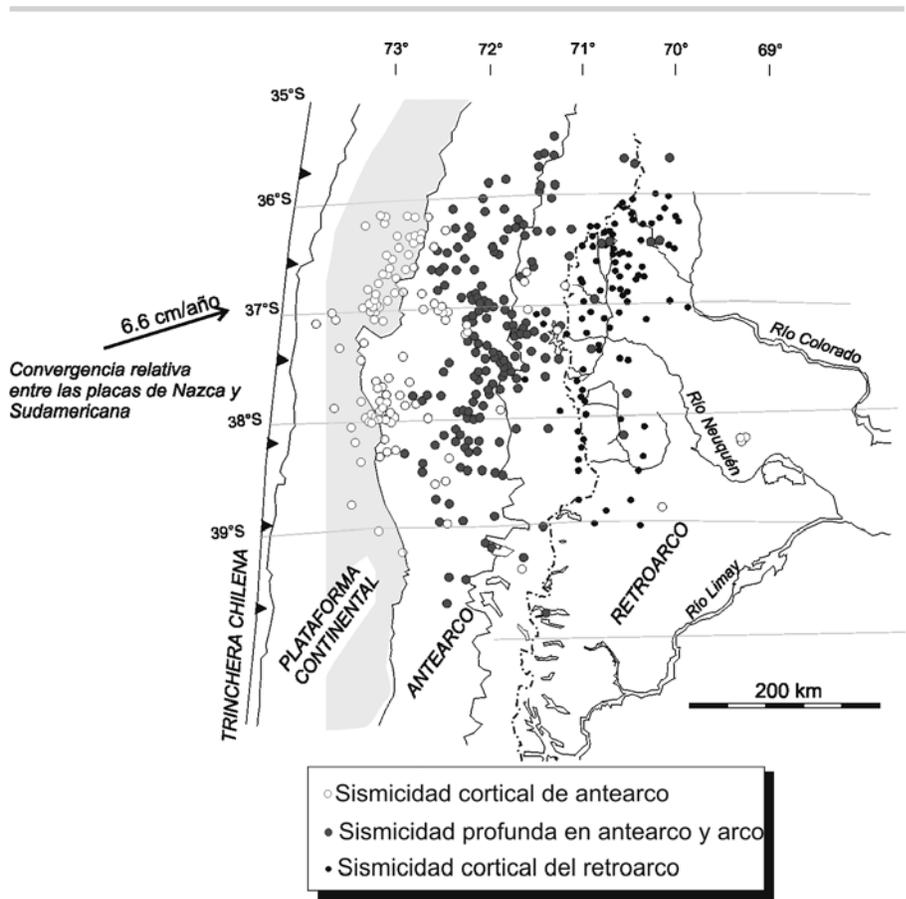


Figura 4: Distribución de sismos en la provincia del Neuquén y territorio chileno adyacente (Folguera *et al.* 2003).

te de estas avalanchas de rocas. Se hallan en un ambiente geomorfológico regional compuesto por planicies estructurales lávicas (*lava structural plains*) y dominante composición basáltica (Formación Hualcupén), en tanto que sus acumulaciones se alojan en valles (artesas) de abruptas pendientes, resultantes del englazamiento pleistoceno. Sus laterales empinados que normalmente culminan en una amplia cara libre superior, tienen relación genética con el desbastamiento glaciario (*trimming*).

Hay algunas excepciones a esta regla, pero son minoría. Entre ellas se hallan la del cerro Pelán (González Díaz *et al.* 2001) en la garganta fluvial del río Barrancas, la avalancha del cerro Pichi Moncol, que involucró el colapso del margen sur de la caldera homónima (González Díaz y Folguera 2005), la del cerro Los Cardos (González

Díaz *et al.* 2005), cerro Las Papas y Ailínco (González Díaz *et al.* 2003) y del Moncol (Escosteguy *et al.* 1999).

2) Homogeneidad en la tipología de los movimientos:

La gran mayoría de las avalanchas de rocas reconocidas, muestran una fase inicial de movimientos verticales del tipo rotacional, con una fase distal predominantemente horizontal de flujo. Las cicatrices del desprendimiento tienen la característica configuración cóncava hacia el exterior.

Contrastando con estas consideraciones generales, las avalanchas de rocas del cerro Pelán en el río Barrancas y la de Buraleo "I" constituyen casos particulares en los que su tipología corresponde a un deslizamiento translacional o planar.

Excepciones a la generalización antedicha,

las componen los deslizamientos de la laguna Lauquen Mallín "I" y "II" en el tramo superior del valle del arroyo Ñireco. Ambos se movilizaron como deslizamientos de bloques rocosos (*rock-block slides*). El austral (ó "II") se presenta como un conjunto de extensos bloques elongados, dispuestos transversalmente a la dirección del movimiento, de forma similar a los bloques secundarios y proximales de un deslizamiento rotacional. El "I" está compuesto por un sólo bloque que ha cabeceado (*topples?*) hacia adelante, según un eje también transversal al movimiento.

En aquella del cerro Los Cardos (González Díaz *et al.* 2005) se interpretó en su fase cinemática inicial, una similar aunque más local y limitada influencia por parte de la disposición homoclinal de los estratos terciarios en la zona superior del desprendimiento. El origen de la laguna de los Rojos, alojada en medio de sus depósitos es distinto al interpretado para el resto de las lagunas permanentes, estando relacionada con el desmembramiento a niveles inferiores de un bloque movilizado rotacionalmente.

3) Notorio control de la ubicación del desprendimiento de las avalanchas de rocas por parte de los principales rasgos estructurales de la región: Estos grandes deslizamientos no tienen una distribución aleatoria, sino que ella coincide principalmente con el desarrollo del frente orogénico de la faja plegada y corrida de Guañacos (Sistema de fallas de Antiñir-Copahue), el que se extiende hacia el norte en territorio argentino aproximadamente a la latitud del volcán Copahue (Fig. 5). Este posee una mecánica de deformación variable: la parte más austral tiene una dirección promedio NE y concentra deformación transtensional mientras que el sector septentrional se desarrolla preferencialmente en la dirección NNO y está asociado a transpresión dextral. Esta última coincide con el principal desarrollo de las avalanchas de rocas en la región al sur de los 37°S

La relación espacial de algunos deslizamientos con la estructura regional sugiere también la probabilidad de un control en la localización y ocurrencia de sus desprendimientos por parte de una serie de

rasgos estructurales de orientación E-O (extensos lineamientos), tales como los que han determinado la situación de los valles de las Damas (o Pilun Challa), Picun Leo, Reñileuvu, Guañacos y Lileo (Fig. 5). Representan estructuras que probablemente han sido activas en el Plioceno inferior. Esta suposición se basa en las grandes variaciones de espesor que sufren las secuencias de esta edad a uno y otro lado de las mismas (Folguera *et al.* 2003).

En el caso particular de la estructura que controla el valle del arroyo Lileo, se han reconocido escarpas de fallas con orientación principal E-O, donde se localizan algunas avalanchas de rocas.

4) Ocurrencia en una región caracterizada por una concentración de sismos corticales: La figura 3 expone la distribución de los epicentros sísmicos históricos disponibles para la región cordillerana neuquina entre los 36° y 40°S. Al cotejar la comarca entre los 36° y 38°S con la región al sur de los 38°S, se observa en la primera la mayor cantidad y una llamativa concentración de los epicentros. Este aspecto también muestra un correlato adecuado con la mayor concentración de deslizamientos, al compararla con aquella al sur de los 38°S. La figura 3 y particularmente la figura 4, permiten comprobar la notable asimetría en cuanto a la dispar densidad de esa información.

De acuerdo a los datos instrumentales disponibles (INPRES; período 1920-2004), los registros han señalado actividad sísmica con epicentros en la región analizada con un máximo de M 5,8 (mayo de 1994). Sin embargo, no hay información alguna acerca del desencadenamiento de procesos históricos similares a una avalancha de rocas.

Se plantea así el interrogante de cual ha sido la magnitud de algunos sismos prehistóricos, a los que se interpreta como promotores de estos grandes movimientos gravitacionales. Al presente sólo se puede conjeturar que durante el Cuaternario tardío hubo paleosismos que pudieron alcanzar magnitudes superiores al mencionado valor, con suficiente energía para ocasionar la desestabilización de las pendientes y la movilización de grandes volúmenes de masas rocosas. La estimación de una mag-

nitud M 8,3 para la avalancha de rocas de Varvar Co Campos (Costa y González Díaz 2005; en prensa), aparentemente corroboraría esa conjetura.

5) Discontinuidad temporal de sus ocurrencias: Hubo la posibilidad de establecer tiempos distintos de sus acontecimientos gracias a la ocurrencia de avalanchas de rocas en zonas adyacentes. Una distinción primaria de ello fue interpretada mediante el análisis fotogeomorfológico y posteriormente ratificada por exámenes de campo y datos isotópicos.

Las distintivas diferencias morfológicas degradacionales observadas en su morfología superficial, fueron entendidas también como temporales. El desacuerdo cronológico se hizo más obvio al cotejar la morfología de movimientos adyacentes, como en aquellos casos de las lagunas de Varvarco, de Los Miches o en el valle del arroyo Lileo.

En el área de las lagunas de Varvar Co Tapia y Varvar Co Campos, la divergencia previa temporal entre ambos deslizamientos fue geomórficamente establecida (González Díaz *et al.* 2000), definiendo como más antigua a la primera. Esta conclusión ha sido ratificada por los resultados de varios análisis de isótopos cosmogénicos, realizados (Costa y González Díaz; en prensa).

La hipótesis se fortalece analizando la compleja avalancha de rocas del cajón de Huarhuarco (principal afluente de la laguna Varvar Co Campos). Se sitúa inmediatamente al norte de aquellas de las lagunas de Varvar Co. Pese a desconocer los tiempos absolutos de su acontecimiento, el análisis geomorfológico permite afirmar que constituye el más moderno deslizamiento de este tipo, desarrollado en el ámbito de la artesa del glaciar troncal de Varvarco previo (González Díaz *et al.* 2000). Además se interpreta que su ubicación muestra una adecuada relación temporal (más joven) con las avalanchas de Varvarco y la propuesta de una progresiva recesión del término del glaciar citado hacia el norte (desenglazamiento), que facilitó su posterior ocurrencia luego de la desaparición local de la masa glaciar.

6) La propuesta adjudicación de los desprendimientos a una edad general

CUADRO 1: Características de las avalanchas de rocas enumeradas en la figura 2

Nº	Lat (°)	Long (°)	Endicamiento	Nombre
1	-36,273	-70,589	No	Cajón de Huar Huar Co
2	-36,310	-70,500	C/Lag. permanente	Nacientes de los Nevados
3	-36,399	-70,602	C/Lag. permanente	Lag. Varvar Co Campos
4	-36,444	-70,570	C/Lag. permanente	Varvar Co Tapia
5	-36,407	-70,479	C/Lag. permanente	Lag. Chacaico
6	-36,329	-70,275	C/Lag. efímera	Ao. Buta Mallín
7	-36,397	-70,352	No	Ao. Trovunco
8	-36,463	-70,388	C/Lag. permanente	Lag. de Las Lagunitas
9	-36,463	-70,341	C/Lag. efímera	Ao. Blanco o de Las Lagunitas
10	-36,450	-70,281	No	Puesto Cochico
11	-36,530	-70,407	C/Lag. efímera	Ao. de los Díaz I
12	-36,511	-70,379	C/Lag. efímera	Ao. de los Díaz II
13	-36,509	-70,327	No	Ao. de los Díaz III
14	-36,514	-70,294	No	Ao. de los Díaz IV
15	-36,470	-70,144	C/Lag. efímera	Co. Coyochos
16	-36,524	-70,167	C/Lag. permanente y colapso (outburst)	Co. Pelán (R. BARRANCAS)
17	-36,588	-70,341	No	Ao. Buta Cura I
18	-36,504	-70,264	No	Ao. Buta Cura II
19	-36,541	-70,349	No	Ao. Domuyo Norte
20	-36,521	-70,241	No	Vega del Rodeo
21	-36,556	-71,026	C/Lag. permanente y colapso (outburst)	Lag. Navarrete
22	-36,501	-70,997	C/Lag. permanente	Cabeceras Cajón de Molina
23	-36,539	-70,874	C/Lag. permanente	Lag. Frutillar
24	-36,592	-70,752	C/Lag. permanente	Lag. La Leche
25	-36,585	-70,604	NO	Ailínco
26	-36,605	-70,543	NO	Co. de Las Papas
27	-36,666	-70,595	NO	Las Olletas
28	-36,632	-70,512	NO	Manchana-Covunco "I"
29	-36,652	-70,532	NO	Manchana-Covunco "II"
30	-36,644	-70,486	NO	Manchana-Covunco "III"
31	-36,583	-70,508	NO	Ao. Turbio "I"
32	-36,525	-70,474	NO	Ao. Turbio "II"
33	-36,519	-70,506	NO	Ao. Turbio "III"
34	-36,613	-70,309	NO	Ao. Butaco I
35	-36,586	-70,308	NO	Ao. Butaco II
36	-36,632	-70,165	NO	Barda de Domuyo
37	-36,640	-70,077	NO	Cari Lehué
38	-36,615	-70,027	No	Ao. Cari Muehue
39	-36,682	-70,515	C/Lag. efímera	Ao. Cobunco
40	-36,706	-70,516	No	Pampa de Ferranía "I"
41	-36,713	-70,477	No	Pampa de Ferranía "II"
42	-36,717	-70,443	No	Pampa de Ferranía "III"
43	-36,668	-70,353	C/Lag. efímera	Ao. Chari Lehue I
44	-36,698	-70,331	No	Ao. Chari Lehue II
45	-36,720	-70,308	No	Ao. Los Filos
46	-36,757	-70,346	No	Ao. Coli Mamil
47	-36,788	-70,431	No	Cajón del Medio

postglaciaria: Los análisis geomorfológicos y observaciones de campo, han comprobado la ubicación de las cicatrices de sus desprendimientos en la parte superior de las pendientes de artesas glaciarias y la distribución de sus acumulaciones en el interior de ellas. Esta particularidad sumada a una buena conservación de los rasgos primarios de los deslizamientos y de sus acumulaciones, ratificaría la posterioridad de las avalanchas de rocas al retiro de los glaciares, permitiendo sugerir una edad postglaciaria.

Otro sólido argumento en apoyo a esta asignación temporal, lo constituye el hallazgo de una cobertura de *till* por encima de la corona del desprendimiento de la avalancha de Varvar Co Campos. Sólo asignando una mayor edad al citado *till* respecto del movimiento, se explicaría la observada inclusión de tales materiales en sus acumulaciones. Bloques de morfometría y rasgos estructurales glaciarios han sido individualizados en el extremo norte de la laguna de Varvar Co Tapia (González Díaz *et al* 2000), en los sectores superiores y distales de la avalancha de Varvar Co Campos.

Esta distribución sectorial confirma el concepto del mantenimiento del orden de la secuencia estratigráfica observado en las zonas de los desprendimientos, en las acumulaciones de una avalancha de rocas.

Los datos de cronología absoluta disponibles para las avalanchas de rocas de las lagunas de Varvarco), se opondrían en principio a tal generalización, abriendo la alternativa de su ocurrencia en tiempos singlaciarios (Costa y González Díaz 2005; en prensa).

No se descarta la posibilidad de que algunos de los deslizamientos pudieron acontecer durante la fase final de la recesión glaciaria. Se sugiere que lo hicieron en momentos en que el término del correspondiente glaciar se hallaba aguas arriba del tramo de la artesa donde ocurrió el desprendimiento. Hasta ahora el límite inferior para aquella consideración temporal, lo constituye la avalancha de rocas del cerro Pelán (río Barrancas) cuya edad ha sido estimada en 2,1 ka (Costa y González Díaz 2005, en prensa).

7) Similares modificaciones en el paisaje y el drenaje local, debido a la invasión de las artesas previas por parte de las acumulaciones de las avalanchas de rocas: La figura 2 y el cuadro 1, constituyen una síntesis del tema. En ocasiones el

Nº	Lat (°)	Long (°)	Endicamiento	Nombre
48	-36,794	-70,405	C/Lag. efímera	Ao. Domuyo S
49	-36,802	-70,999	No	Pincheiras
50	-36,795	-71,122		NO Epulauquen?
51	-36,916	-71,040	C/Lag. permanente	Lag. Los Pajaritos
52	-37,015	-71,016	C/Lag. efímera	Buraleo "I"
53	-37,024	-70,985	No	Buraleo "II"
54	-37,054	-71,067	C/Lag. efímera	Río Azul
55	-37,145	-71,047	C/Lag. permanente	Lag. La Tregua
56	-37,185	-70,898	No	Co. Los Cardos
57	-37,181	-70,855	No	Los Miches "I" (antigua)
58	-37,198	-70,860	No	Los Miches "II" (moderna)
59	-37,211	-70,984	No	Ao. Lileo "I" (antigua)
60	-37,210	-70,964	No	Ao. Lileo "II" (moderna)
61	-37,309	-70,960	C/Lag. efímera	Guañacos
62	-37,321	-70,982	No	Coronal
63	-37,339	-71,012	C/Lag. efímera	Co. Piche Moncol
64	-37,402	-71,004	C/Lag. efímera	Moncol
65	-37,423	-70,948	No	Lag. Lauquen Mallín "I"
66	-37,429	-70,935	C/Lag. permanente	Lag. Lauquen Mallín "II"
67	-37,467	-71,021	C/Lag. permanente	Lag. La Negra
68	-37,556	-70,997	C/Lag. efímera	Picunleo
69	-37,705	-71,062	C/Lag. efímera	Pilun Challa
70	-37,714	-71,100	C/Lag. permanente	Cajón Chico
71	-37,735	-71,062	C/Lag. permanente	Los Maderos
72	-37,770	-71,033	C/Lag. permanente	Lag. Trolope
73	-37,948	-71,026	C/Lag. permanente	Lag. Compul (o Hualcupen)
74	-37,936	-70,925	C/Lag. efímera	Cajón de Hualcupen

Orden numérico, denominación, localización detallada según coordenadas y principales modificaciones del drenaje debidas a la invasión de los valles por las acumulaciones de las avalanchas de rocas

volumen rocoso movilizado, la orientación del movimiento, la distribución y las características geotécnicas de sus depósitos han posibilitado la obstrucción de un valle, y en consecuencia el endicamiento del curso fluvial y la generación de un cuerpo de agua, de dispar permanencia temporal (Hermanns *et al.* 2005).

Las estimaciones de las edades absolutas de las avalanchas de rocas del cerro Pelán y de aquellas de las lagunas de Varvarco, contradicen el general consenso acerca de la rápida destrucción del endicamiento.

Diversos factores han favorecido tan prolongada permanencia: los grandes volúmenes de las obstrucciones, una reducida cuenca fluvial local aguas arriba del endicamiento, la resistente litología de los materiales componentes de sus acumula-

ciones y el rol de amortiguador que pudo ejercer el cuerpo lacunar generado. Además, el reducido ancho y lo escarpado de las pendientes de los valles glaciares (cajones de los lugareños), han contribuido a su prolongada permanencia.

De los setenta y cuatro grandes movimientos examinados (véase Cuadro 1), dieciocho formaron cuerpos de agua de carácter permanente (lagunas de Varvarco, La Leche, Cochico, Lauquen Mallín II, La Negra, Los Maderos, Compul, Los Pajaritos, entre otras).

Dieciséis de ellos tuvieron un carácter efímero. Prueba de ello es el hallazgo de depósitos lacunares aguas arriba de la obstrucción, la presencia de brechas (*oulets*) para su drenaje y la ulterior disección (aterrazamiento) de esas acumulaciones finas

al reestablecerse el nivel de base precedente. Esta circunstancia ha sido comprobada en los ejemplos de las avalanchas de Pilun Challa, Picun-Leo, Moncol, Pichi Moncol, Guañaco, Río Azul, Cobunco y Coyochos. Sólo en dos ocasiones (números 16 y 21 en Fig. 2 y Cuadro 1) aconteció el colapso del muro natural y el consiguiente desarrollo de un aluvión (*outburst flood*). Una se relaciona con la avalancha del cerro Pelán, que generó la enorme laguna de Carrilauquen (Groeber 1916, González Díaz *et al.* 2001) y donde posteriormente ocurrió la histórica ruptura del muro natural (29/12/1914) y los catastróficos daños causados aguas abajo a lo largo del valle del río Colorado. La pequeña laguna lateral de Quili Malal situada aguas abajo del citado colapso, debe su origen a la obstrucción del arroyo homónimo por parte de los espesos depósitos del aluvión.

En la avalancha de rocas de la pequeña laguna de Navarrete, situada en el ángulo NO del estudio y al norte del cajón del Pichi Neuquén, se ha visto reiterado el fenómeno del colapso. Luego de la ruptura de la natural represa, el trayecto del consecutivo aluvión progresó a lo largo de su cajón hasta su afluencia al Pichi Neuquén (Penna *et al.* 2005).

En las restantes cincuenta no se observan profundas modificaciones. Probablemente se debió a los menores volúmenes movilizados o al hecho de que sus fases distales se distribuyeron de modo tal que no alcanzaron a obstruir el valle. A este grupo pertenecen entre otras las definidas como antiguas y modernas de los Miches y del arroyo Lileo y aquellas de Coyuco, Charilehue II, Pincheiras, Buraleo I, Lauquen Mallín I y Ailenco.

En algunos casos de obstrucción permanente o efímera se reconoció o interpretó una trepada distal (*run-up*), fundamental para la obstrucción y generación de un cuerpo de agua. En tal sentido sobresalen aquellas de la zona de Varvar Co, Compul y del cerro Pelán.

Dos avalanchas de rocas exponen ciertas peculiaridades ajenas a estas generales consideraciones: las de Pilun Challa y del cerro Los Cardos. Se estima que ambas componen modelos distintivos por su mecanismo. En la primera, González Díaz y

Folguera (2005) han interpretado la ocurrencia de una fase de vuelo (*jumping*) de sus materiales hacia el sector proximal, a favor de una previa berma o explanada estructural, situada en posición altimétrica inferior a la escarpa del desprendimiento la que actuó como trampolín.

En la avalancha de rocas del cerro Los Cardos, la presencia de la laguna Los Rojos al pie de su cicatriz de desprendimiento (González Díaz *et al.* 2005), no se halla relacionada con la obstrucción de una artesa. Su singular y elevada situación altimétrica en la zona de sus acumulaciones proximales, estaría relacionada con el deslizamiento rotacional de un gigantesco bloque individual desprendido del margen oeste de la planicie estructural lávica del cerro homónimo. Su fragmentación, desmembramiento y acumulación en forma de bloques menores por debajo de ella, dio lugar a la depresión que la alberga.

Sobre un total de setenta y cuatro avalanchas de rocas, el 40% provocó modificaciones o cambios en tramos de algún sistema local de drenaje

8) Otras consideraciones: Vale destacar que en la región de estudio, el número de lagunas, tomando en cuenta las de carácter efímero, resultantes de la obstrucción de valles por depósitos de estos movimientos, supera al de las genéticamente relacionadas con la erosión y la agradación glaciaria (Piuquenes, Chaquiras) o la acción fluvial al construir un delta que generó ambas lagunas de Epulaufquen.

En la región y de acuerdo a la clasificación de Costa y Schuster (1988), la gran mayoría de las represas naturales así generadas (*landslide dams*), corresponderían a sus tipo II y III. Ambos son considerados de mayor riesgo potencial, vista la posibilidad del colapso del muro.

Buenos ejemplos del primero son las de Pilun Challa y Picun Leo. Entre las del segundo tipo están las de Chacaico, La Negra, Pajaritos, las lagunas de Varvarco, cerro Pelán, Buraleo I. Sus fases distales en estas tres últimas se caracterizan por elevados *run-ups*.

La presencia de pequeñas lagunas es común en el irregular relieve de las acumulaciones de las avalanchas. La mayor con-

centración ha sido observada en la parte distal de la avalancha de rocas de Varvar Co Campos.

ELEMENTOS DE JUICIO QUE ABOGAN POR UNA INDUCCIÓN SISMICA DE ESTOS FENOMENOS. LA INCIDENCIA DE FACTORES CONDICIONANTES PREVIOS

La relación genética de las avalanchas de rocas con terremotos, no está todavía bien comprendida. Si bien se conoce que los deslizamientos obstruyen valles y cursos fluviales y originan la mayoría de las lagunas de esta región, el desencadenante de sus ocurrencias aun suele ser motivo de discrepancias.

Mediante un análisis a nivel mundial de un elevado número (50) de avalanchas de rocas históricas producidas por sismos, Keefer (1984) ha destacado una serie de criterios o argumentos que avalarían esa relación genética. Varios de ellos han sido reconocidos regionalmente durante los estudios realizados.

Rara vez se adjudica a un deslizamiento una simple causal. Se propone abordar el tema presentando diversos criterios *sismo-tectónicos* propios o de otros colegas, relacionados con este sector del área cordillerana neuquina y otros de carácter *topográfico-geomórfico*, considerados *condicionantes previos*, los que son cotejados con los del citado autor.

a) Criterios sismo-tectónicos

La figura 5 expone la concentración preferente de las avalanchas de rocas a lo largo de diversos lineamientos estructurales principales de la cordillera neuquina: de los ríos Barrancas, Neuquén, Lumabía o de los cerros Papas, Bayo, Trolope y más particularmente a lo largo del frente orogénico de la Faja Plegada y Corrida de Guañacos. Las figuras 3 y 4 (Folguera *et al.* 2003) reflejan otra concentración, en este caso de los sismos históricos entre los paralelos 36° y 38°S, con respecto a la región al sur de los 38°S. Esta última característica tiene un regular correlato con la observada para los deslizamientos.

Los registros instrumentales entre 1928-2005 (INPRES 1977), indican que la región se caracteriza por sismos de baja a mediana magnitud derivados de dos fuentes: la interfase entre las placas de Nazca y Sudamericana a partir del proceso de subducción, superiores a los 100 km de profundidad, y de la corteza, relacionados con la actividad de la estructura que levanta la cordillera a estas latitudes.

Los datos disponibles dan cuenta de sismos no superiores a $M=5,8$, sin evidentes consecuencias para una desestabilización de las laderas. Sin embargo, por el volumen involucrado en estos movimientos prehistóricos, las características morfométricas de las laderas (fuerte pendiente y elevado desnivel), sugieren que una fuente sísmica pudo haber suministrado la energía suficiente para ello (Keefer 1984).

Si bien según la información disponible, la energía liberada durante estos eventos históricos es baja, diversos factores han contribuido eficazmente para una mayor efectividad de los terremotos en la generación de los grandes deslizamientos prehistóricos reconocidos, los que habrían acontecido en tiempos aun no bien determinados del Pleistoceno superior y el Holoceno, lapsos en los que hubo notables y recurrentes cambios climáticos. La envergadura de estos procesos gravitacionales permite sugerir que la magnitud de los terremotos, debió ser significativamente mayor que la mostrada por el presente período cubierto por la sismicidad instrumental.

Así por ejemplo y en línea con criterios propuestos por Keefer (1994) y Keefer y Wilson (1989), Costa y González Díaz (2005; en prensa) han estimado que la avalancha de rocas de Varvar Co Campos pudo ser inducida por un sismo de magnitud aproximada de $M 8,3$ y que la distancia de la fuente sísmica pudo haberse localizado en un radio de 400 km, un valor que abarca hasta la fosa oceánica a las citadas latitudes.

No necesariamente la actividad sismotectónica de intraplaca de las estructuras presentes en la región sería la promotora de esos deslizamientos, sino que gigantescos sismos de interplacas como los desarrollados a estas latitudes en cercanías de la costa chilena (Valdivia; Concepción, 1960;

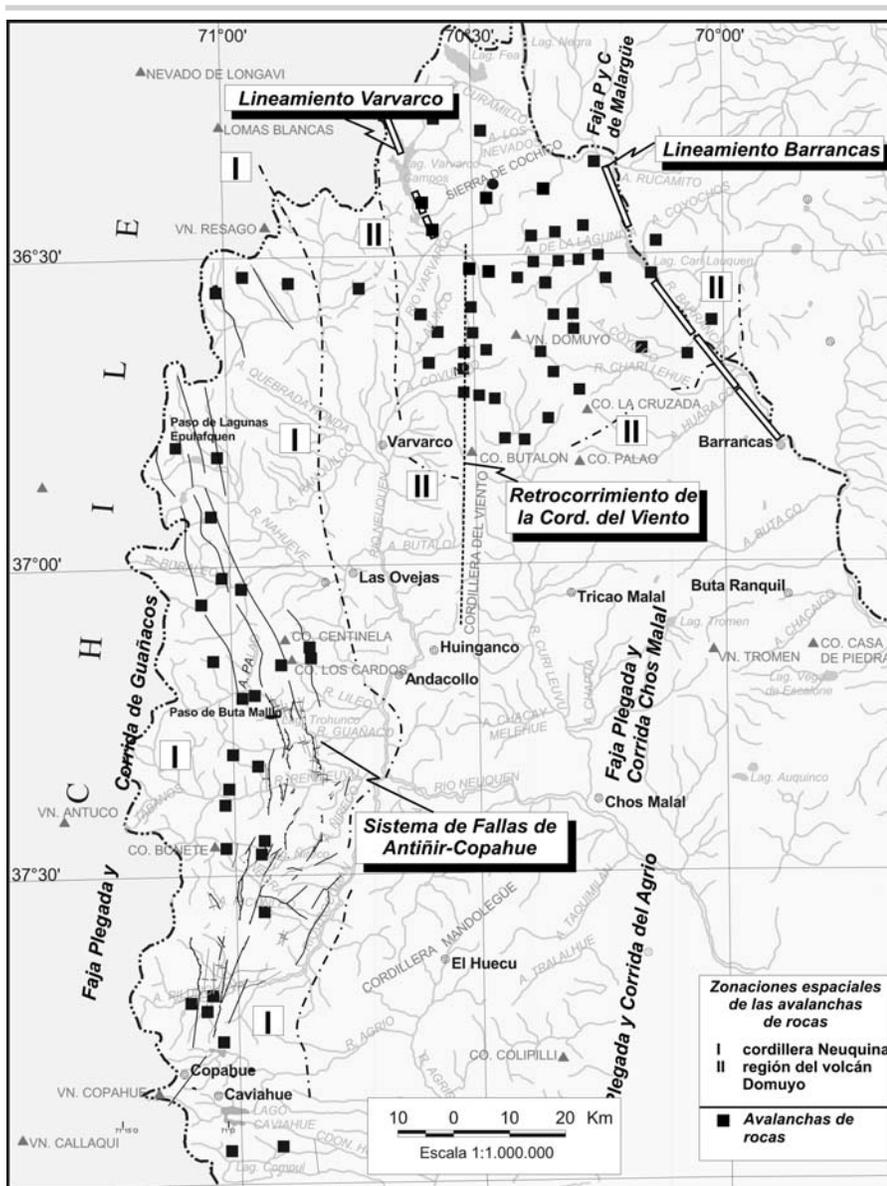


Figura 5: Mapa regional de las principales estructuras cuaternarias (36°-38°S). Nótese una correspondencia espacial llamativa de las principales estructuras con actividad neotectónica de la cordillera neuquina (Sistema de falla de Antñir-Copahue) con los desprendimientos de las avalanchas de rocas.

Ms=8,3), también podrían ser los desencadenantes de estos grandes deslizamientos prehistóricos. Triep (*com pers.*) recordó a los autores el sismo chileno que ocurriera a similares latitudes que la región estudiada de Ms=7,8 (28/01/1939). El mismo no fue un simple sismo de subducción, sino más bien un sismo complejo de mecanismo normal que podría ser de la corteza. Isosistas de este sismo pueden extrapolarse

a la zona de la faja plegada y corrida de Guañacos con intensidad Mercalli de aproximadamente VII y a la zona de deslizamientos de los alrededores del volcán Domuyo con intensidad VI. Con anterioridad, la zona contigua al norte del sismo de 1939, sufrió la ruptura del sismo del 01/12/1928, de Ms=8,0. Sus isosistas -no bien determinadas- hacen presumir una intensidad Mercalli algo menor a VII en la zona de retroarco neu-

quino cercana al límite internacional y cercana a VI en la zona del Domuyo. La posibilidad del desencadenamiento contemporáneo de desprendimientos semejantes en regiones de dispar estructura y alejadas entre sí, pareciera estar avalada por la similitud temporal -análisis cosmogénicos- de las avalanchas de rocas de las lagunas de Varvar Co (Neuquén), con aquellas de la enorme escarpa de falla occidental de la sierra de San Luis (Potrero de Leyes y Las Cañas (González Díaz *et al.* 1999, Costa y González Díaz 2005 en prensa). El ciclo sísmico de las fuentes sismogénicas asociadas a estructuras recientes principales en el retroarco andino, es sin duda mucho más prolongado ($> 10^3$ años) que el intervalo temporal cubierto por la sísmica instrumental y por lo tanto no debe considerarse como suficientemente representativa del potencial sísmico de la región. La concentración de importante deformación cuaternaria en el frente orogénico actual de la cadena andina representado por el sistema de allas Antñir-Copahue, señala sin dudas un potencial sísmico en dicho sector, que incuestionablemente es mayor que el registrado por la sísmica actual, según lo atestiguan también las deformaciones y rupturas superficiales comprobadas por Folguera *et al.* (2004). En particular, el intervalo de la máxima deformación tectónica que habría experimentado este sector, se ubicaría entre 1,7 y 1,4 Ma, un dato que surge de las dataciones de materiales más jóvenes deformados y de aquellos que fosilizaron algunas de las estructuras.

Si bien existen evidencias de deformaciones recientes -jóvenes coladas y depósitos modernos se hallan afectados localmente por fallas y fracturas- el relieve asociado al frente orogénico se habría formado en el Pleistoceno inferior. Aunque este lapso no coincide con aquel sugerido para la ocurrencia de las avalanchas de rocas en la región, permite interpretar que la sísmica cortical asociada al levantamiento de los Andes a estas latitudes, debe haber sido episódica y de una elevada variabilidad en cuanto a su intensidad. Desmores y Hovius (2000) presentaron un método empírico y práctico para determinar si un deslizamiento tuvo como desen-

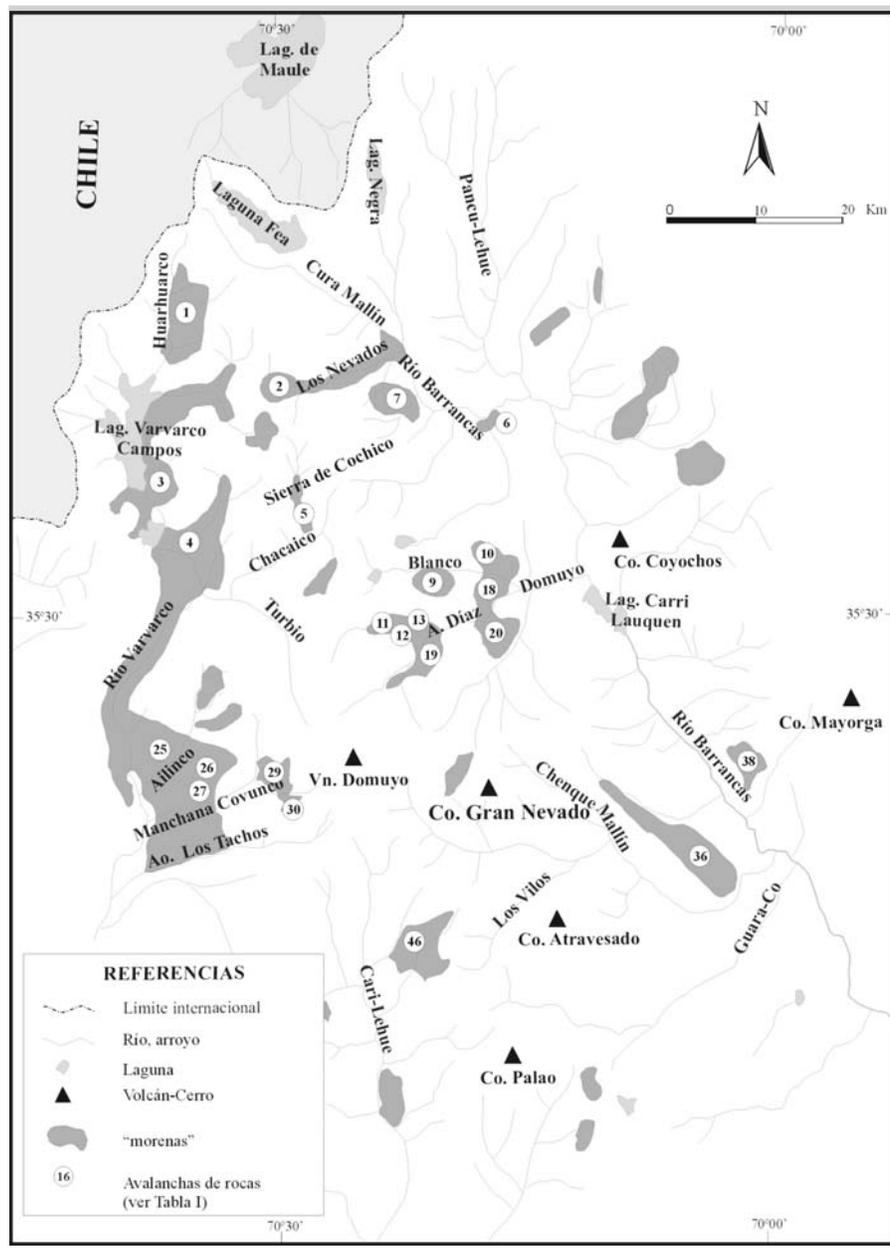


Figura 6: Acumulaciones de avalanchas de rocas en sectores de la Cordillera Septentrional Neuquina previamente interpretadas como depósitos de till morenas según Groeber 1947).

cadenante a una tormenta (precipitaciones excesivas) o a un sismo. Su hipótesis propone que la situación en una pendiente del área del desprendimiento está determinada por el mecanismo inductor, quien dejaría un distintivo rasgo espacial de las mismas en las pendientes. Una suerte de sello o huella (*fingerprint*), que orientaría hacia su determinación genética. Analizando áreas donde predominan los deslizamientos generados por tormentas, comprobaron

que sus cicatrices se localizan principalmente en los tramos basales de las pendientes. Advierten sobre el hallazgo de algunas a nivel medio y superior. Remarcan la importancia que alcanza el hecho de que las laderas muestren abruptos declives en su tramo inferior y también de la mayor saturación de dicho sector durante las lluvias. Estas características incrementarían su potencial de inestabilidad. Por el contrario la situación de la cicatriz

del desprendimiento en la cresta de la pendiente (o muy próxima), abogaría por su relación con un *shock* sísmico. Los sismos concentrarían sus efectos en la parte superior de las pendientes, un tramo donde la actividad fluvial es prácticamente nula. Establecen así una marcada diferencia morfológica con aquellos desencadenados por causas climáticas.

Esa ubicación preferente es atribuida por dichos autores a la difracción de las ondas sísmicas que inciden verticalmente y que se amplifican hacia la parte superior de las pendientes.

Por último, los enormes volúmenes de masa rocosa que han sido movilizados por estos grandes deslizamientos, también constituyen un rasgo peculiar de las avalanchas de rocas promovidas por sismos (Keefer 1984).

b) Criterios topográfico-geomorfológicos
Como condicionantes previos se destacan los siguientes:

- *La geometría de las pendientes.* Desniveles elevados caracterizan los laterales de los valles donde ocurren estos movimientos. Medidos entre el punto superior de la escarpa y la base de la empinada pendiente, superan con amplitud el mínimo de 150 metros que propusiera Keefer (1984). Así por ejemplo, el desnivel en las avalanchas de Varvarco, es de 600 m en la Campos y 300 m en la Tapia.

- *Pendientes con inclinaciones que superen los 25°.* En las artesas son comunes declives entre los 40° y 60°. Tan elevados valores guardan estrecha relación con la morfogenia glaciaria de desbastamiento (*trimming*) de los laterales de los valles donde posteriormente se alojaron las acumulaciones de las avalanchas de rocas.

- *Las escarpas de los desprendimientos.* Se hallan normalmente en el ámbito de una secuencia volcánica del Terciario tardío, la que exhibe particulares características estructurales: sobresalientes tramos de debilidad estructural por denso fracturamiento o diaclasamiento, junto a planos de grosera estratificación. Más ocasionalmente se comprueba en ella una favorable inclinación hacia afuera (*dipping out*) de algunas superficies estructurales.

- *Marcadas discontinuidades físicas.* Las aniso-

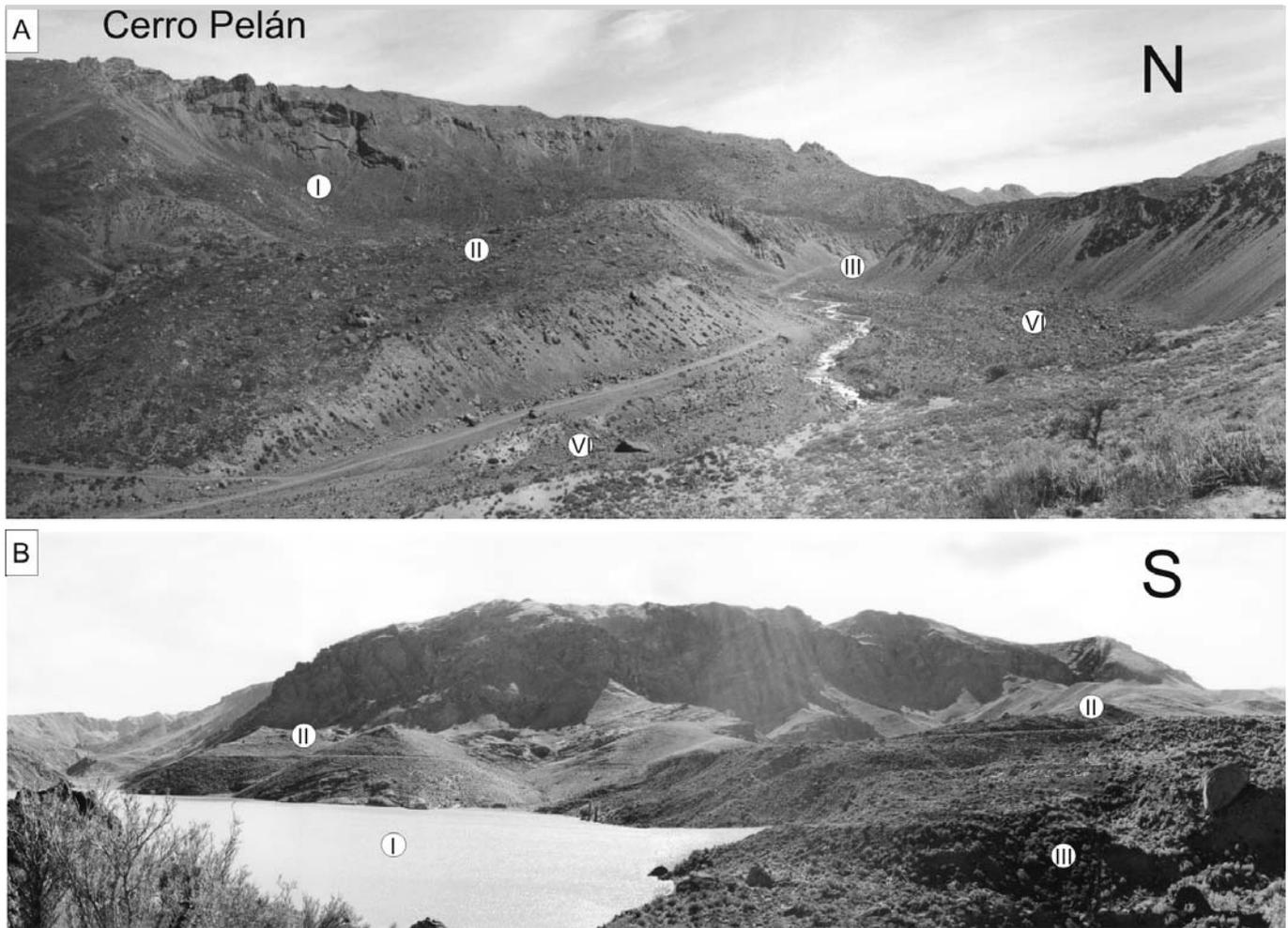


Figura 7: a) Avalancha de rocas del C° Pelán (Laguna Carrilauquen, río Barrancas): I- Zona del desprendimiento; II- Acumulaciones proximales; III- “Brecha” resultante del colapso; IV) Acumulaciones del outburst flood (debris flow). b) Vista parcial hacia el noreste de la actual laguna Carrilauquen: I- Laguna; II- Berma que señala el previo nivel de la laguna antes del colapso del endicamiento (29/12/1914); III- Acumulaciones de la avalancha de rocas.



Figura 8: Vista hacia el oeste de la avalancha de rocas de la Laguna Navarrete: I- Islotes de las acumulaciones proximales de la avalancha parcialmente cubiertos por la fase de *debris flow* resultante de la ruptura del dique natural; II- Depósitos del *outburst flood (debris flow)* disectados por el curso fluvial del arroyo Colorado; III- Arroyo Colorado.

tropías litológicas y texturales (porosidad, granometría, matriz), observadas en la sucesión volcánica, debieron contribuir al decaimiento de la estabilidad de las pendientes y una dispar respuesta mecánica ante un sismo. Esa heterogeneidad ha favorecido el proceso de la meteorización (principalmente física) y la acumulación de detritos en las pendientes. Las peculiares condiciones climáticas de un *permafrost* post-glaciario y un consecuente proceso de congelamiento y descongelamiento y el crecimiento de cristales de hielo en oquedades, poros, facilitó el debilitamiento y la desagregación de las masas rocosas por congelifración.

Otros condicionamientos previos que suelen favorecer el mecanismo sísmico son:

- *Un inmediato alivio o release lateral.* Se produce sobre los flancos de las artesas, resultante del retiro del glaciar que favoreció la expansión lateral de la masa rocosa de las laderas de la artesa hacia el eje del valle y un coetáneo y consecutivo desarrollo de nuevos planos de debilidad (fracturas, diaclasas), que incrementó su sensibilidad ante un *shock* sísmico.

Además la rápida recesión de los glaciares en esta parte de la cordillera (Groeber 1925), contribuyó a la pérdida del apoyo lateral (*debuttressing*) que aportaba la lengua glaciaria, con la consiguiente declinación del equilibrio en las pendientes.

- *Climáticas locales.* Controlada por la orientación geográfica de las pendientes. En la región de estudio se ha comprobado una general y casi excluyente ubicación de los desprendimientos, sobre aquellos faldeos de las artesas que aparecen orientadas al oeste y al sur, es decir las de menor insolación y por lo tanto las que mejor conservan la humedad. Ello pudo haber incrementado localmente la carga pasiva en la ladera, la llamada presión de poros y el proceso de meteorización.

- *Climáticas regionales.* No se debe descartar la probable incidencia de las condiciones más húmedas que presentó la región después la deglaciación de finales del Cuaternario. También se consideran los efectos de posteriores condiciones propias de un *permafrost* postglaciario, particularmente relacionado con el proceso de la meteorización física (crioclastismo)

y reptaje. Actualmente, geoformas bajo condiciones muy locales de *permafrost*, como glaciares de rocas, lóbulos y terrazas de *geliflucción*, son elementos comunes de ciertos paisajes de la región (cabeceras de los arroyos Ailenco y Manchana-Cobunco; González Díaz *et al.* 2003).

- *Cambios en la morfogénesis.* Las fluctuaciones de las condiciones climáticas y morfodinámicas en la región durante el Pleistoceno tardío, pudieron contribuir a potenciar la inestabilidad de las pendientes. En la figura 2 se distingue una concentración llamativa de avalanchas de rocas al sur de la masa volcánica del Domuyo. Es probable que algunos acontecimientos eruptivos hayan también contribuido coetáneamente con la propuesta desestabilización sísmica. Esta posibilidad ha sido contemplada por algunos autores. Gucwa y Kehle (1978), Prostka (1978) y Voight y Pariseau (1978), mencionan la influencia de un mecanismo que involucra la rápida inyección de gas volcánico freatomagmático a alta presión a lo largo de planos estructurales, para reducir la fricción, creación de fracturas y pérdida de resistencia.

Se destaca allí una concentración a lo largo de los cajones de las Lagunitas (o Blanco) y de los Díaz, los que exponen una marcada correspondencia estructural con los ya mencionados lineamientos E-O. A esa latitud (cajón de las Lagunitas) la proyección interpretativa del lineamiento Las Lagunitas hacia el oeste, compone una traza recta que traspone la compleja zona de las avalanchas del cerro Papas y de Ailenco (González Díaz *et al.* 2003), el extremo norte de la sierra de Flores donde se encuentra un gran cuerpo volcánico del Plioceno tardío con reactivaciones modernas (Andesita Tilhue, Zanettini 2000) y coincide finalmente con la posición del cajón del Piche Neuquén.

¿POSIBILIDAD DE UN INTERVALO DE RECURRENCIA DE GRANDES SISMIOS DEL ORDEN DE LOS 30 KA ?

Algunos estudios (González Díaz *et al.* (2000, 2001, 2003, 2005, González Díaz y

Folguera 2005, Hermanns y Strecker 1999a y b, Hermanns *et al.* 2001, 2003 a y b, Fauque y Strecker 1988, Fauque *et al.* 2000), sobre avalanchas de rocas y grandes deslizamientos en territorio argentino han propuesto la aceptación de un inductor sísmico como causal de sus ocurrencias. Los escasos datos de edades disponibles de avalanchas de rocas presentados por distintos autores, apuntan llamativamente a converger en un valor sobre la recurrencia de estos eventos, el que provisoriamente parece oscilar alrededor de los 30 ka.

Si bien la conjetura expuesta en el encabezamiento es una alternativa latente que carece de una respuesta concreta, se intenta aquí una especulación sobre el particular, en función de datos obtenidos a partir del análisis disponible de nucleidos cosmogénicos de muestras superficiales de sus acumulaciones.

El principal inconveniente con que tropieza el intento es la limitación impuesta por la reducida información temporal. Esto hace que la sustentación de la presente conjetura sea endeble, por lo que no se excluye que el sugerido intervalo de recurrencia sísmica de 30 ka sólo se deba a la casualidad.

Los diversos ambientes sismotectónicos donde se han descrito avalanchas de rocas que cuentan con tal información exponen ciertas diferencias: las Sierras Pampeanas con sismicidad típica de intraplaca asociada al levantamiento de bloques; el NO argentino y esta parte del norte neuquino con sismicidad de intraplaca e interplaca.

Los datos presentados corresponden a estimaciones mínimas de las verdaderas edades de avalanchas de rocas en zonas de las Sierras Pampeanas Australes, de los Andes relativos a la Cordillera Oriental (Salta y Jujuy) y del sector septentrional del Neuquén.

Datos de isótopos cosmogénicos (^{10}Be y ^{26}Al) llevan a estimar como probables edades de las avalanchas de rocas de las Cañas y del Potrero de Leyes (González Díaz *et al.* 1999) ocurridas en el frente occidental de la sierra de San Luis, en 60 ka y 30 ka respectivamente, conjeturalmente separadas por un lapso de 30 ka

La información de análisis de radionuclei-

dos cosmogénicos (^{36}Cl) realizados sobre acumulaciones de las avalanchas de rocas de Varvar Co Tapia y Varvar Co Campos, situadas en la porción norte de la región de estudio (Costa y González Díaz 2005; en prensa), estima que sus respectivas edades-promedio son $79,0 \pm 3,0$ ka a $63,0 \pm 3,0$ ka y entre $37,0 \pm 1,8$ ka y $29,0 \pm 1,5$ ka. Los datos de Varvar Co Campos muestran gran aproximación al valor de ~ 30 ka.

Estudios afines realizados por Hermanns *et al.* (2003b) en sectores del NO argentino, incluyen una serie de ocho avalanchas de rocas superpuestas, individualizadas en el piedemonte occidental de la sierra de la Laguna Blanca. Sus edades varían entre $431 \pm 18 / 26$ ka y $152 \pm 17 / 24$ ka. A juicio de estos autores estarían indicando un promedio de recurrencia de ~ 28 ka para el conjunto de los últimos siete deslizamientos. Destacan la similitud de este intervalo con aquel de las ocurrencias en la sierra de San Luis.

Además juzgan a esta secuencia de acontecimientos gravitacionales ocurridos en ese frente montañoso, como más antigua (estimación de degradación, edad), respecto de aquellos observados en el ambiente de los estrechos valles serranos. Para estos últimos señalan una concentración de los desprendimientos entre los 35 ka y 25 ka (Gólgota ~ 30 - 35 ka; Arcas ~ 30 ka). Han reconocido además otros dos períodos de recurrencia más jóvenes, los que no son considerados aquí. También plantean la importancia accesoria que pudieron tener contemporáneas fases de mayor humedad, para la desestabilización de las pendientes. Los datos instrumentales sísmicos disponibles exponen la ocurrencia de sismos de mediana a baja magnitud (un máximo de M 5,8 en Neuquén; M 6,8 en las cercanías de la sierra de San Luis y M 5,5 en el NO argentino). Sin embargo es aceptable suponer una mayor magnitud en los paleosismos que promovieron las avalanchas de rocas consideradas. Así para aquella de Varvar Co Campos (N del Neuquén), Costa y González Díaz (2005; en prensa) han estimado una M $\sim 8,3$ para su ocurrencia, según el método propuesto por Keefer (1984) para una estimación mínima de la magnitud de un sismo.

Utilizando un procedimiento similar

Hermanns *et al.* (2003b) han sugerido una M $\sim 7,5$ para los paleosismos de la sierra de la Laguna Blanca.

Pese a los escasos datos de edades disponibles y las grandes distancias que separan las regiones del presente análisis, los autores dejan planteada y abierta a toda crítica, la posibilidad de conjeturar - en vista de la propuesta relación inductora de los sismos para la ocurrencia de las avalanchas de rocas en la región de estudio- intervalos de recurrencia sísmica que son provisoriamente evaluados en 30 ka. Aparentemente habrían comprendido contemporáneamente amplias áreas del territorio argentino.

CONCLUSIONES

Se han identificado entre los 36° y 38°S de la región septentrional neuquina, setenta y cuatro casos de avalanchas. Inicialmente fueron reconocidas merced al análisis de fotogramas e imágenes satelitales, a favor de sus rasgos morfológico, tales como muescas de desprendimientos y voluminosas acumulaciones distales.

Predomina en ellos un desarrollo con una fase inicial de deslizamiento rotacional con su característica muesca cóncava, la que es seguida por una fase distal de flujo. Hay escasas irregularidades a esta norma tipológica en forma de deslizamientos planares (translacionales) y un solo caso de colapso del margen de un aparato volcánico. Si bien hay algunas excepciones, se observa una localización general de sus desprendimientos en un ambiente homogéneo geomorfológico: partes altas de laterales de valles glaciares pleistocenos excavados en planicies estructurales lávicas compuestas por elementos volcánicos de la Formación Hualcupén (Plioceno inferior), de disposición general sub-horizontal. Una directa consecuencia de sus ocurrencias han sido las modificaciones y reorganización de los tramos superiores del drenaje de los principales cursos. Obstrucciones producidas por sus acumulaciones dieron lugar a cuerpos de agua permanentes y otros de carácter efímero, cuyas génesis fueron durante mucho tiempo atribuidas a endicamientos causados por depósitos de morenas (*till*). En dos casos se comprobó el colapso de la obstrucción natural, con la consecuente generación de

un aluvión (*outburst flood*).

Se comprobó mediante análisis geomorfológico y posterior ratificación mediante isótopos cosmogénicos, su recurrencia en segmentos adyacentes de los valles y la discontinuidad temporal de sus ocurrencias. Si bien se les adjudica provisoriamente una edad general postglaciaria, las edades así obtenidas no descartan la alternativa de sus acontecimientos en tiempos del Pleistoceno tardío (singlaciales), en tramos de valles ya abandonados por el glaciar durante el retroceso glaciario. También se tomó en cuenta la excelente conservación de los rasgos primarios de sus depósitos

Se exponen diversos argumentos para sustentar la propuesta de una relación entre sus ocurrencias y la inducción sísmica: altos valores de inclinación y elevados desniveles de las pendientes en la zona de sus desprendimientos; sus grandes volúmenes; la posición de las cicatrices de éstos últimos en la parte más alta de las pendientes, situación ésta que se considera una impronta morfológica determinativa. Se consideró además su situación regional en un frente orogénico activo y la llamativa concentración de datos instrumentales sísmicos corticales al norte del paralelo 38°S .

No se descarta la influencia que pudieron ejercer para el incremento de una desestabilización sísmica períodos de mayor humedad, determinadas características estructurales de las rocas que favorecen la reducción de su resistencia (diaclasas, fallas, fracturas, anisotropías litológicas), meteorización, la pérdida del apoyo que brindaba la masa del glaciar a los laterales rocosos del valle y su consecuente expansión hacia su eje.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece a las autoridades del SEGEMAR (IGMR) por haber facilitado los fotogramas e imágenes satelitales para las tareas de fotointerpretación de laboratorio y la realización de distintas cartas geomorfológicas básicas y al Departamento de Sensores Remotos de la misma institución, la autorización para la concreción de diversas ilustraciones del estudio. Se agradece

adicionalmente al Laboratorio de Tectónica Andina por la logística suministrada en el relevamiento parcial del área. Al colega Mario Sigismondi el haber cedido en forma desinteresada algunos datos instrumentales sísmicos utilizados en esta presentación. Al Dr. José M Cortés, al Ing. Enrique G. Triep y a las licenciadas María A. González y Valerie Baumann, por la lectura crítica de esta presentación y al señor Santiago Vila la digitalización de las ilustraciones fotográficas.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Bermúdez, A. y Delpino, D. 1999. Erupciones subglaciales y en contacto con el hielo en la región volcánica de Copahue, Neuquén. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 2: 250-253, Salta.
- Bohm, M., Lüth, S., Ehtler, H., Asch, G., Bataille, K., Bruhn, C., Rietbrok, A. y Wigger, P. 2002. The Southern Andes between 36° and 40°S latitude: seismicity and average seismic velocities. *Tectonophysics* 356: 275-289.
- Burns, W. 2002. Tectonics of the Southern Andes from stratigraphic, thermochronologic and geochemical perspectives. Ph.D. Thesis, Cornell University (inédita) 204 p., Ithaca.
- Caminos, R. y 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 (Mendoza) y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1(15): 195-203, Buenos Aires.
- Cortés, J.M., Yamin, M. y Pasini, M. 2005. La Precordillera Sur, Provincia de Mendoza y San Juan. 16° Congreso geológico Argentino (La Plata), Actas 1: 395-402.
- Costa, C.H. y González Díaz, E.F. 2005. Age constrains and paleoseismic implication of rock-avalanches in the Northern Patagonian Andes, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* (en prensa).
- Costa, J.E. y Schuster, R.L. 1988. The formation and failure of natural dams. *Geological Society of America, Bulletin* 100: 1054-1068.
- Costa, C.H., González Díaz, E.F., Murillo, M.V., Giardini, A.D., Giaccardi, A.D., Sequeiros, J. y Bea, S.A., 1999. Morfotectónica del frente de levantamiento andino de la Sierra de Comechingones, Provincias de Córdoba y San Luis. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas, Resumen 32, Salta.
- Densmores, A.L. y Hovius, N. 2000. Topographic fingerprints of bedrock landslides. *Geology* 28(4): 371-374.
- Dixon, H., Murphy, M., Sparks, S., Chávez, R., Naranjo, J., Dinkley, P., Young, S., Gilbert, J. y Pringle, M. 1999. The Geology of Nevados de Chillán volcano, Chile. *Revista Geológica de Chile* 26(2): 227-253
- Escosteguy, L.D., Geuna, S.E. y Fauque, L. 1999. La avalancha de rocas del Moncol, Cordillera Principal, Neuquén. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 2: 67-70, Salta.
- Fauque, L.E. y Strecker, M.R. 1988. Large avalanche deposits (Sturzströme, sturzströms) at Sierra Aconquija, northern Sierras Pampeanas, Argentina. *Eclogae geologicae Helvetica* 81 (3): 579-592, Basel.
- Fauque, L.E. y Tchilinguirian, P. 2002. Villavil rock slides, Catamarca Province, Argentina. En Evans, S.G. y DeGraff, J.V. (eds.) *Catastrophic Rockslides: Effects, Occurrence and Mechanisms*. Geological Society of America Reviews in Engineering Geology 5: 303-324.
- Fauque, L.E., Cortés, J.M., Folguera, A. y Etcheverría M. 2000. Avalanchas de rocas asociadas a Neotectónica en el valle del río Mendoza, al sur de Uspallata. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(4): 419-423, Buenos Aires.
- Folguera, A., Araujo, M., Ramos, V.A., Melnick, D., Hermanns, R., García Morabito, E. y Bohm, M. 2003. Seismicity and variations of the crustal tensional state of the retro-arc in Southern Central Andes during the last 5 Ma (37°30' - 39° S) 10° Congreso Geológico Chileno, Actas en CD-room, Coquepción.
- 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 Antiñir-Copahue fault zone. *Tectonics* 23, TC 5008, 23 páginas.
- Folguera, A., Ramos V.A., González Díaz, E.F. y Hermanns, R.L. 2006. Late Cenozoic Evolution of the Eastern Andean Foothills of Neuquén between 37° and 37°30'S. En Kay, S. M y Ramos, V. A. (eds.) *Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquen basin (36-39°S)*. Geological Society of America, Special Paper (en prensa).
- Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes. *Journal of Geological Society of London* 129: 93-131.
- García Morabito, E., González Díaz, E.F., Ramos, V.A. y Lisjak, M. 2005. Las glaciaciones pleistocenas, su vinculación con eventos de remoción en masa en las nacientes del Río Codihue, Provincia del Neuquén. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas en CD.
- González Díaz, E.F. 1975. Carta de la Hoja Geológica 39a "Portezuelo de Puyehue", Provincia del Neuquén. IGRM (SEGEMAR). Mapa inédito (texto parcial).
- González Díaz, E.F. 1976a. Carta de la Hoja Geológica 39b "Lago Traful". Provincias del Neuquén y Río Negro. IGRM (SEGEMAR). Mapa y texto parciales (inédito), Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. 1976b. Carta de la Hoja Geológica 38a-b "San Martín de los Andes", Provincia del Neuquén. IGRM (SEGEMAR). Mapa y texto parciales (inédito), Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. 1988a. Mapa Geomorfológico de la Hoja Geológica "Las Ovejas" (3772-II), Provincia del Neuquén, escala 1:250.000. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada (SEGEMAR) (inédito), Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. 1988b. Mapa inventario de grandes movimientos gravitacionales en la zona comprendida entre los paralelos 36°00' y 37°00' S y el meridiano 70°00' O y el límite argentino-chileno. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada (SEGEMAR) (inédito), Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. 2003. El englazamiento en la región de la caldera de Cavihue-Copahue (Provincia del Neuquén): su reinterpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58 (3): 356-366, Buenos Aires
- González Díaz, E.F. 2005. Geomorfología de la región del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1): 72-82, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. y Ferrer, J. 1986. Geomorfología de la Provincia del Neuquén (con Mapa Geomorfológico a escala

- 1:500.000). Consejo Federal de Inversiones (CFI), (inédito) 111 p., Buenos Aires.
- 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'O. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3): 446-460.
- González Díaz, E.F. y Folguera, A. 2006. La avalancha de rocas de Pilun Challa: una nueva y consistente ratificación del concepto de una única glaciación en la región de Caviahue-Copahue y sus adyacencias (Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61 (1): 19-30.
- González Díaz, E.F., Costa, C.H. y Giaccardi, A.D. 2003. El complejo deslizamiento de Ailenco-Cerro Las Papas-Las Olletas (Departamento Minas, norte del Neuquén, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (2): 194-200, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., Folguera, A. y Hermanns, R.L. 2005. La avalancha de rocas del Cerro Los Cardos (37°10'S, 70°53'O), en la región norte de la Provincia del Neuquén (Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1): 207-220, Buenos Aires.
- 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. Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., Riggi, J.C. y Fauque, L.E. 1986. Formación Caleufu (nov. nom.): reinterpretación de las Formaciones Río Negro y Alicurá en el área de la depresión tectónica del Collón Cura, sur del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41(1-2): 81-105, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., Fauque, L., Costa, C.H. y Giaccardi, A.P. 1998. La avalancha de rocas de Las Cañas: otra manifestación de estos fenómenos en el flanco oeste de la Sierra Grande de San Luis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(3): 325-336, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., Fauque, L., Giaccardi, A.D. y Costa, C.H. 2000. Las lagunas de Varvar Co Campos y Varvar Co Tapia (N del Neuquén, Argentina): su relación con avalanchas de rocas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3): 147-164, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., Costa, C.H., Giaccardi, A.D., Bierman, P.E. y Cafée, M. 1999. Edades de cosmonuclidos ¹⁶Be y ²⁶Al en avalanchas de rocas de la Sierra de San Luis. Implicaciones paleosismológicas. 5° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas 1: 81-82 (Resumen), Salta.
- González Díaz, E.F., Fauque, L., Costa, C.H., Giaccardi, A., de Palomera, R.P. y Pereyra, F.X., 1997. La Avalancha de Rocas del Potrero de Leyes, Sierras Pampeanas Australes, Sierra Grande de San Luis, Argentina (32°30'). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 52(1): 339-354, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1916. Informe sobre las causas que producido las crecientes del río Colorado. (Territorios del Neuquén y La Pampa) en 1914. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 11 (Serie B, Geología): 1-29, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1921. Vestigios de un yacimiento petrolífero en Pilún Challa (Territorio del Neuquén). Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Boletín 4, Serie F (Informes Preliminares y Comunicaciones): 39-42, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1925. La Región de Copahue y su Glaciación Diluvial. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos (GAEA) 1(3): 92-110, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minería, Geología e Hidrología, Publicación 58 FALTAN PAGINAS Buenos Aires.
- Groeber, P. 1947. Observaciones a lo largo del Meridiano 70. 3. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuar Co y parte de Epu Lauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 2: 347-408, Buenos Aires.
- Gucwa, P.R. y K , R.G. 1978. Bearpaw Mountains Rockslide, Montana, U.S.A. *Developments in Geotechnical Engineering* 14A. En Voight, B. (ed.) *Rock slides and Avalanches* Chapter 11: 393-421.
- Hauser, A., 1993. Remociones en Masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería. Boletín 45: 1-73, Santiago.
- Hermanns, R.L. y Strecker, M.R. 1999a. Tipos de frente de montaña susceptibles de colapsos catastróficos y distribución espacial de grandes deslizamientos de ladera en el árido NW de la Argentina. 14° Congreso Geológico Argentino (Salta), Actas I2: 54-56, Salta.
- Hermanns, R.L. y Strecker, M.R. 1999b. Structural and lithological controls on large Quaternary rock avalanches (sturzströms) in arid northwestern Argentina. *Geological Society of American, Bulletin* 111: 934-948.
- Hermanns, R.L., Niedermann, S., Villanueva García, A., Sosa Gómez y Strecker, M.R. 2001. Neotectonics and catastrophic failure of mountains fronts in the southern intra-Andean Puna Plateau, Argentina. *Geology* 29 (7): 619-623.
- Hermanns, R.L., González Díaz, E.F., Folguera, Andrés. y Mardones, M. 2003a. Large massive rock slope failures dams, related valley evolution and their association with the tectonic setting in the Argentine and Chilean Andes between 36° and 38°S. 10° Congreso Geológico Chileno (Concepción), CD: 1-5, Concepción.
- Hermanns, R.L., Naumann, R., Folguera, A. y Pagenkopf, A. 2004. Sedimentologic analyses of deposits of a historic landslide dam failure in Barrancas valley causing the catastrophic 1914 Río Colorado flood, northern Patagonia, Argentina. 9th. International Symposium on Landslides, Río de Janeiro. En: "Landslides: Evaluation and Stabilization", Group 2: 1439-1445
- Hermanns, R.L., Trauth, M.H., Niedermann, S., McWilliams, M. y Strecker, M.R. 2000. Tephrochronologic constrains on temporal distribution of large landslides in northwest Argentina. *Journal of Geology* 108:35-52.
- Hermanns, R.L., Alonso, R.A., Fauque, L., Ivy-Ochs, S., Kubik, P.W., Niedermann, S., Strecker, M.R. y Villanueva García, A. 2002. Rock-avalanching in the NW Argentine Andes as a result of complex interactions of lithologic, structural and topographic boundary conditions, climate change and active tectonics. En Evans, S.G. y Martino, S. (eds.) *Proceedings of the NATO ARV "Massive rock slope failure"*: 52-56. Celano.
- Hermanns, R.L., Niedermann, S., González Díaz, E.F., Fauque, L., Folguera, Andrés, Ivy-Ochs, S. y Kubik, P. 2005. Landslides dams in Argentine Andes. En *Abdrakmatov,*

- K., Evans, S.G., Hermanns, R., Scaracia-Mugnozza G. y Strom, A. (eds.) Proceedings of the NATO ARW Stability of natural and artificial rock-slide dams: 79-85, Bishkek.
- Hermanns, R.L., Niedermann, S., Villanueva García, A. y Schellenberger, A. 2003b. Rock-avalanching in the NW Argentine Andes as a result of complex interaction of lithologic, structural and topographic boundary conditions, climate change and active tectonics. En Evans, S.G., Scaracia-Mugnozza G. y Hermanns, R. (eds.) Publication NATO Science Series Publication Massive slope failure: 1-24. Kluwer, Dodrecht.
- Hervé, M. 1976. Estudio geológico de la falla de Liquiñe–Reloncaví en el área de Liquiñe: Antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia). 1° Congreso Geológico Chileno, Actas I: B39-B56.
- Iaffa, D., González Díaz, E.F. y Folguera, A. 2002. Tectónica postglaciaria en la Cordillera Neuquina, río Picun-Leo. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate, Santa Cruz), Actas 1: 53-58, Buenos Aires.
- Instituto de Prevención Sísmica, 1977. Publicación Técnica 5, 38 p., San Juan.
- Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the Southern Andes caused by increased convergence rate: A Mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20(3): 308-324.
- Keefer, D.K. 1984. Rock-avalanches caused by earthquakes: source characteristics. *Science* 223: 1288-1290.
- Keefer, D.K. y Wilson, R.V. 1989. Prediction of earthquakes-induce landslides, with emphasis on arid and semiarid environments. En Sadler, P.M. y Morton, D.M. (eds.), *Landslides in a semiarid environment*, Riverside, California Inland Geological Society, 2: 118-149.
- Kozłowski, E.E., Manceda, R. y Ramos, V.A. 1993. Estructura. En Ramos V.A. (ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino (Mendoza) y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1-18: 225-256, Buenos Aires.
- Laya, H.A. 1969. Génesis de suelos a partir de productos piroclásticos post-glaciales. Sector entre Port. Puyehue (Chile-Argentina) y Nahuel Huapi. Quinta Reunión Argentina de Suelos, Actas, V-16: 387-396. Buenos Aires.
- Llambías, E.J., Danferber, J.C., Palacios, M. y Brogioni, N. 1978. Las rocas eruptivas del volcán Domuyo y áreas adyacentes. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 569-585, Buenos Aires.
- Niemeyer, H. y Muñoz, J. 1983. Hoja Laguna de La Laja, Región del Bío-Bío, Carta Geológica de Chile 57. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, escala 1:250.000, Santiago de Chile.
- Palacios, M. y Llambías, E.J. 1978. Las fuentes termales del volcán Domuyo, Provincia de Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 145-159, Buenos Aires.
- Penna, I.M., Hermanns, H.L. y Folguera A. 2005. Desagote catastrófico de la laguna Navarrete en relación a la actividad tectónica del norte neuquino (36°33'S, 71°05'O). 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas en Cd.
- Pesce, A.H. 1981. Estratigrafía de las nacientes del Río Neuquén y Nahueve, Provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 569-585, Buenos Aires.
- Pesce, A.H. 1989. Evolución volcano-tectónica del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue y su modelo geotérmico preliminar. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44(1-4): 307-327, Buenos Aires.
- Prostka, H.J. 1978. Heart Mountain Fault and Absaroka Volcanism, Wyoming and Montana, U.S.A. *Developments in Geotechnical Engineering* 14A. En Voight, B. (ed.) *Rockslides and Avalanches*, Chapter 12: 423-437.
- Ramos, V.A. 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina* IGRM (SEGEMAR), Anales 29 (3): 41-96, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Folguera, A. 2006. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Veiga, G., Spalletti, L., Howell, J. y Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London, Special Publication 252: 15-35.
- Rovere, E., Castelli, A., Hugo, C., Leanza, H., Toura, S. y Folguera, A. 2000. Mapa Geológico de la Hoja Andacollo (3272-IV), Provincia del Neuquén. Carta General de la República Argentina, escala 1:250000. IGRM (SEGEMAR). Mapa Preliminar (sin texto). Buenos Aires.
- Suárez, M. y Emparán, C. 1995. The stratigraphy, geochronology and paleogeography of a Miocene fresh-water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Science* 8(1): 17-31.
- Uliana, M., Dellapé, D. y Pando, G. 1973. Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras del extremo noroeste de la provincia del Neuquén. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales* (inédito) Buenos Aires.
- Varnes, D.J. 1978. Slope movement. Types and processes. En Schuster, R.L. y Krizek, R.J. (eds.) *Landslides: analysis and control*. Transportation Research Board Special Report 176, National Academy of Sciences, Chapter 2: 11-33, Washington DC.
- Vergara, M. y Muñoz, J. 1982. La Formación Cola de Zorro en la Alta Cordillera Andina Chilena (36°-39° Lat. S), sus características petrográficas y petrológicas: una revisión. *Revista Geológica de Chile* 17: 31-46.
- Voight, B. y Parisseau, W. 1978. Rock slides and avalanches: an introduction. En Voight, B. (ed.) *Rockslides and avalanches*. *Developments in Geotechnical Engineering* 14A: 1-67.
- Yrigoyen, M.R. 1972. Cordillera Principal. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias 1: 651-694, Córdoba.
- Zanettini, J.C. 2000. Hoja Geológica "Las Ovejas" (3772-II). Carta Geológica de la República Argentina, escala 1:250.000 (sin texto explicatorio). SEGEMAR, Buenos Aires.
- Zanettini, J.C., Méndez, V. y Zappettini, E. 1987. El Mesozoico y Cenozoico sedimentario de la comarca de Los Miches, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42(3-4):

- 338-348, Buenos Aires.
- Zappettini, E., Méndez, V. y Zanettini, J.C. 1987. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42(1-2): 206-207, Buenos Aires.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1955. Acerca del Paleozoico superior y Triásico del cerro La Premia, Andacollo, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10(2): 127-135, Buenos Aires.
- Zöllner, W. y Amos, A.J. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, Provincia del Neuquén. Servicio Nacional Minero-Geológico, Boletín 143: 91 p., Buenos Aires.

Recibido: 15 de julio, 2005
Aceptado: 8 de marzo, 2006