

EVOLUCIÓN SIN Y POSTGLACIARIA DE LA VERTIENTE ORIENTAL DEL VOLCÁN LANÍN, PROVINCIA DE NEUQUÉN

Lucas M. FENNEL¹, Miguel E. RAMOS¹ y Andrés FOLGUERA¹.

¹ Laboratorio de Tectónica Andina del IDEAN (UBA-CONICET), Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires. Ciudad Universitaria, Pabellón II, 1er piso, C1428EGA - Ciudad Autónoma de Buenos Aires. República Argentina. E-mail: lucasfennell90@gmail.com

RESUMEN

La evolución del volcán Lanín ha sido propuesta sobre la base del análisis de las secciones expuestas en la ladera chilena. La descripción de los depósitos de la ladera oriental, en territorio argentino, permite ampliar el conocimiento de la dinámica del volcán y así reconstruir la historia volcánica de la zona en tiempos recientes. Estas secciones aquí descritas muestran depósitos sin- y post-glaciarios que no habían sido previamente identificados, desde grandes avalanchas de origen volcánico, lahares y flujos de lava hasta flujos piroclásticos. La interacción entre estos productos y las masas de hielo que cubrieron parcialmente al Lanín permite identificar dos eventos lávicos singlaciarios, uno interglaciario y dos postglaciarios. En estos últimos, avalanchas relacionadas al colapso gravitacional de la sección superior del cono y depósitos de *surge* piroclásticos no encauzados han sido identificados. Los representantes de la actividad volcánica más moderna registrada en la vertiente oriental del Lanín son flujos piroclásticos, lahares y conos adventicios. De esta manera se revela una actividad que describe un pasado reciente más convulsionado que lo pensado previamente.

Palabras clave: *Volcanismo, colapso de caldera apical, Andes Patagónicos, volcán Lanín*

ABSTRACT

Syn- and post- glacial processes at the eastern slope of the Lanín volcano, Neuquén Province.

The evolution of the Lanín volcano has been initially proposed from the basis of the study of its western slope. Field description of the deposits hosted in the eastern Argentinian slope has allowed improving the knowledge of this evolution. A reconstruction of the glacial and volcanic history of the area in recent times is carried out in this work which reveals the existence of large avalanches, lahars, lava flows and pyroclastic materials of syn- and post-glacial times. In particular, the interaction between these deposits and those deposited by the ice masses that covered the Lanín volcano allowed identifying two synglacial, one interglacial and two postglacial lava events. The postglacial history of this volcano involves voluminous avalanches related to a partial collapse of the cone summit part, and extensive surge-pyroclastic plains covering the surface of the volcanic edifice. Pyroclastic flows, lahars and pyroclastic monogenetic cones represent the most modern activity registered in the eastern slope of the Lanín volcano. Thus, since the study of the distribution of these sections, a more convulsed recent past than previously thought is revealed.

Keywords: *Volcanism, apical caldera collapse, Patagonian Andes, Lanín volcano*

INTRODUCCIÓN

El presente estudio se encuentra enfocado en el sector oriental del volcán Lanín, un estratovolcán compuesto perteneciente a la Zona Volcánica Sur, el cual se sitúa a los 39°38' latitud sur y 71°30' longitud oeste. Su cumbre, con una altura de 3776 m s.n.m., constituye una divisoria de aguas a nivel regional, la cual marca el límite internacional entre la Región de la Araucanía en Chile y la Provincia de Neu-

quén, en Argentina (Fig. 1).

Dicho volcán forma parte de un alineamiento volcánico ONO conocido como la cadena volcánica Villarrica-Quetripillán-Lanín, de aproximadamente 60 km de longitud (Fig. 1). Esta cadena comprende a estos 3 estratovolcanes mayores, más un volcán estromboliano holoceño, cinco volcanes pleistocenos altamente erosionados y una veintena de volcanes monogénicos incluyendo dos *maares* (Lara *et al.* 2004). Esta zona volcánica presen-

ta edades que van desde el Plioceno superior hasta la actualidad (Lara *et al.* 2001). Sin embargo, si bien algunos centros de este lineamiento cuentan con una adecuada cobertura de edades radimétricas y mapeo (por ejemplo el volcán Villarrica; véase Lara y Clavero, 2004), otros poseen un conocimiento parcial. En particular, hasta la fecha no existen mapeos que integren la geología de ambas vertientes del volcán Lanín, con la remarcable excepción del mapeo de Lara (2004) que sobre su lade-

ra argentina se ha realizado básicamente a partir de una fotointerpretación (Lara, com. pers.).

Este volcán se ha asociado al emplazamiento de grandes cuerpos de hielo a lo largo de su historia, desde el Pleistoceno temprano hasta la actualidad, debido a su altitud anómala para estas latitudes (Flint y Fidalgo 1964, Rabassa *et al.* 1990). Estos casquetes han interactuado con las sucesivas erupciones que en conjunto modelaron su fisonomía actual (Lara *et al.* 2004). Todavía hay presentes unos pocos y pequeños glaciares en la cumbre del Lanín, que obliteran gran parte de la geología y agregan una dificultad logística a los estudios en la región por encima de la cota de 2.000 m.

El objetivo de este trabajo es tratar de comprender las complejas interacciones entre el proceso volcánico y el proceso glaciario en este volcán con miras a reconstruir su historia más reciente desde la perspectiva de la ladera argentina menos estudiada. La falta de una estratigrafía y de un mapeo confiable en la vertiente oriental del Lanín motivaron el reconocimiento de las unidades aflorantes, en particular en las altas cotas topográficas, con el fin de comprender la magnitud de los procesos que condicionaron su evolución. Se plantean tres objetivos para este trabajo: 1) La reconstrucción de la estratigrafía de la ladera oriental del volcán en tiempos modernos a partir de la descripción en el campo y utilizando además criterios geomorfológicos, con el fin de confeccionar una columna estratigráfica que refleje una sucesión relativa de las unidades reconocidas; 2) confección de un mapa geológico que refleje las relaciones descritas en el campo entre las diferentes unidades volcánicas; 3) correlación con las unidades descritas y eventualmente datadas por otros autores en la zona, en particular sobre la ladera sur y occidental chilena.

ANTECEDENTES

Volcanismo de la región

Stern *et al.* (2004) sintetizan el nivel de conocimiento en un marco regional, realizando una compilación sobre el vol-

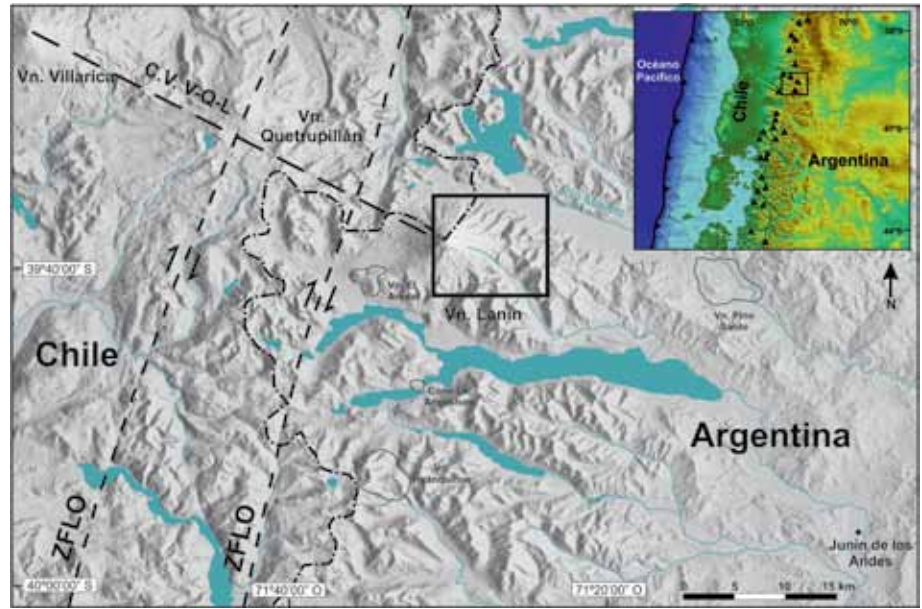


Figura 1: Mapa de ubicación de la zona de estudio, en donde se pueden apreciar los lineamientos que corresponden a la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) y a la cadena volcánica Villarrica - Quetrupillán - Lanín (C.V. V-Q-L). Además, se observan los tres volcanes principales que dan nombre a dicha cadena, y algunos volcanes menores y conos asociados al mismo. El recuadro delimita el área que abarca la figura 2.

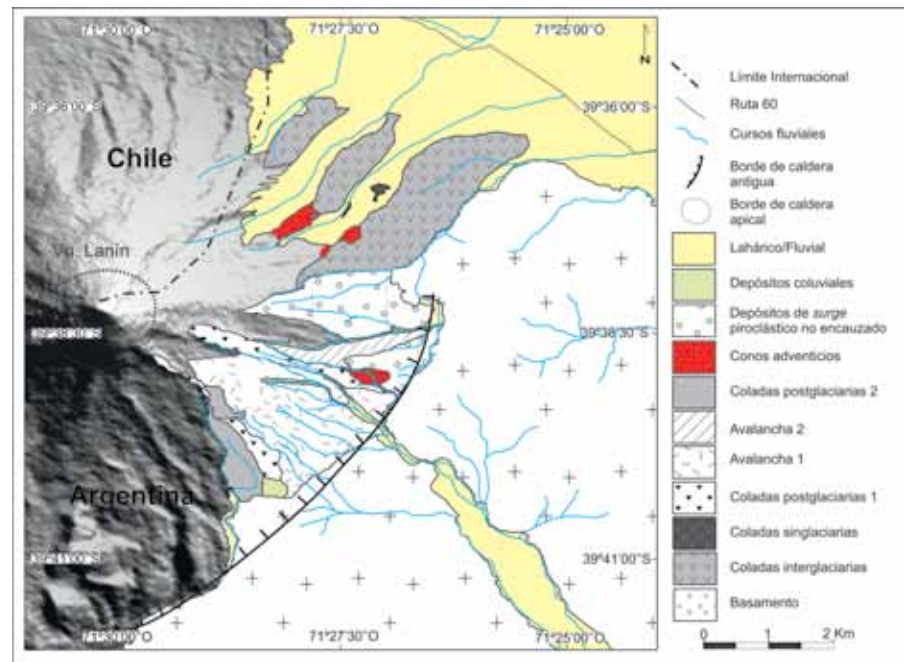


Figura 2: Mapa geológico de la vertiente oriental del volcán Lanín superpuesto a modelo digital de elevación.

canismo activo presente a lo largo de la cadena volcánica chileno-argentina, así como una revisión sobre los mecanismos que la generan y la controlan. Más puntualmente, con el objetivo de lograr comprender la evolución del volcanismo en

los Andes Patagónicos y su relación con el marco geodinámico propuesto para la región, Corbella y Lara (2008) realizaron una descripción de los centros eruptivos de edades pliocenas hasta la actualidad. El segmento de arco volcánico en el cual

se enmarca el volcán Lanín ha sido particularmente estudiado en los últimos años por Lara *et al.* (2001), quienes a partir de datos geocronológicos y geoquímicos, mostraron un cambio de fisonomía desde un arco extremadamente ancho en el Plioceno Superior-Pleistoceno Medio, a uno más reducido en la actualidad y esencialmente concentrado en la vertiente occidental de la cordillera principal. La propuesta de estos autores es que la disminución significativa de la velocidad de convergencia entre las placas de Nazca y la Sudamericana a partir del Plioceno habría sido la principal causa del angostamiento del arco volcánico al sur de los 39°S. Reforzando esta hipótesis, a partir de dataciones K/Ar y datos de campo, se ha demostrado que los volcanes cuaternarios que registran mayor actividad en la zona, están relacionados espacialmente con la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO) sobre la vertiente andina chilena (Fig. 1) (Lara *et al.* 2001, Lara y Folguera 2006), la cual es producto de la partición de la deformación debido a la convergencia oblicua entre ambas placas (Lavenu *et al.* 1997, Lavenu y Cembrano 1999). Los materiales basales que componen estos edificios volcánicos se encuentran deformados por este sistema y, a su vez, se distribuyen según alineamientos con una dirección preferencial paralela a la ZFLO, y alineamientos menores oblicuos a esta dirección (Lavenu *et al.* 1997). La cadena volcánica Villarrica-Quetrupillán-Lanín corresponde a uno de estos alineamientos menores (Fig. 1) que nuclea a estos tres estratovolcanes mayores: Villarrica, Quetrupillán y Lanín (Moreno *et al.* 1994, Clavero 1996; Pavez 1997; Lara *et al.* 2004, Lara 2004). Adicionalmente, en territorio argentino la ZFLO controla el emplazamiento de otros centros menores como los volcanes Pino Santo (Rabassa *et al.* 1990), Huanquihue, El Arenal y La Angostura (Corbella y Alonso 1999) (Fig. 1).

Glaciaciones

Durante el Cenozoico, el sur del continente sudamericano ha experimentado una serie de glaciaciones que se han sucedido desde el Mioceno superior hasta

aproximadamente inicios del Holoceno (ver Rabassa *et al.* 2005 para una síntesis). En estudios circunscriptos a los 39°10'S y los 41°20'S, área en donde se encuentra el volcán Lanín, se identificaron 3 *drifts* glaciares, de diferente edad y extensión: Pichileufú, El Cóndor y Nahuel Huapi (posiblemente este último con dos miembros) (Flint y Fidalgo 1964, 1969). Así, ante la falta de materiales datables por ¹⁴C, estos autores decidieron correlacionar estos eventos con las distintas etapas propuestas por Caldenius (1932), en base a una serie de criterios, tales como el grado de meteorización de los depósitos. De esta forma asignan el *drift* Pichileufú al Daniglacial, el *drift* El Cóndor al Gotiglacial y el *drift* Nahuel Huapi al Finiglacial, interpretando que en su zona de estudio la etapa Initioglacial de Caldenius (1932) no se encuentra representada. Además, concuerdan con que la última glaciación ha ocurrido seguramente en los últimos 25.000 años, siendo entonces las dos anteriores más antiguas (Caldenius, 1932). En trabajos más recientes han sido abordadas revisiones sobre la historia de las glaciaciones en la Patagonia y Tierra del Fuego (Rabassa 2008, Rabassa *et al.* 2005, 2011). Más localmente, Rabassa *et al.* (1987, 1990), a partir de criterios geomorfológicos, estudios paleomagnéticos y palinológicos y fechados radimétricos, han propuesto una secuencia estratigráfica representativa del Cuaternario del valle del Río Malleo, ubicado inmediatamente al NE del volcán (figura 1). Estos autores proponen una serie de unidades alostratigráficas para la estratigrafía glacial, entre las que distinguen una serie de *drifts*. Como primer evento, definen los *drifts* Paso Tromen y Puesto de Paja, integrados exclusivamente por bloques erráticos, y de edad Pleistoceno inferior a medio en base a su posición altitudinal en el valle y a su grado de meteorización. Un segundo evento lo constituye el *drift* San Huberto, compuesto por gravas glaciares, y al cual le asignan una edad tentativa Pleistoceno media, ya que se encuentra topográficamente por debajo del *drift* Puesto de Paja. Un tercer evento, el *drift* Criadero de Zorros, se encuentra preservado en la forma de bloques

erráticos aislados y *till* con restos de madera, los cuales fueron fechados por ¹⁴C con una edad infinita mayor a 56 ka. Sepultando estos depósitos y rellenando un antiguo valle glaciario, se encuentra la Andesita Pino Santo, cuya edad inicial por K/Ar arrojó 207 ± 23 ka (Rabassa *et al.* 1990). Posteriormente, una nueva edad de 89 ± 4 ka (Ar/Ar) (B. Singer; Muestra PSA-01; comunicación personal; en Rabassa *et al.* 2005) permite establecer un marco de referencia más adecuado. En ambos casos, esto confirmaría la edad pre-pleistoceno superior para el *drift* Criadero de Zorros, y serviría como edad máxima para los depósitos asociados al posterior avance glacial, agrupados en el *drift* Mamuil Malal. Estos últimos se presentan como morenas y terrazas glaciares, cubiertos por varios metros de tefras holocenas, las cuales han sido datadas en 3.000 ± 110 años (SI-7036; Heusser *et al.* 1987). Debido a que éste es el último gran evento glacial reconocido en el valle, se le asigna una edad pleistocena tardía, coincidente con el Último Máximo Glaciario (UMG).

Al otro lado de la cordillera a estas latitudes, sobre la vertiente chilena, algunos estudios se han centrado sobre los arcos morénicos del Lago Villarica, ubicado al NO del volcán homónimo (Clayton *et al.* 1997). Estos identificaron un total de cinco eventos glaciares ocurridos en el Pleistoceno, a partir de la morfología de los depósitos y de su grado de meteorización relativa. Las edades estimadas para los cuatro frentes morénicos más antiguos fueron realizadas a partir de las distintas etapas del isótopo de oxígeno marino, arrojando rangos de edades de entre >790-718 ka, 687-512 ka, 480-338 ka y 262-132 ka. El frente morénico más joven, conocido en Chile como la glaciación Llanquihue (Mercer, 1976; Porter, 1981), y a nivel mundial como el UMG, se encuentra representado por un grupo de morenas cuya particularidad es la ausencia de efectos de meteorización, reflejando así su juventud. Una edad mínima de 13,69 ka ¹⁴C para estos depósitos está dada por las fechas radiocarbono obtenidas en carbón encontrado dentro de la Ignimbrita Licán, suprayacente a las mismas (Clavero

y Moreno 1994). Esta edad sugeriría que el lóbulo Villarrica ya había retrocedido para esa fecha, al igual que los lóbulos de los lagos Llanquihue, Reloncaví y Ancud, ubicados más al sur (Lowell *et al.* 1995). Es en estos tres lagos en donde se lograron determinar con mayor precisión los distintos avances de los glaciares durante el UMG, arrojando edades ^{14}C de entre 13,9 ka y $\geq 33,5$ ka (Lowell *et al.* 1995).

Conocimiento geológico previo del volcán Lanín

El basamento cristalino sobre el cual se encuentra emplazado el volcán Lanín está constituido principalmente por plutones félsicos neopaleozoicos de la Fm. Huechulafquen (Turner 1965, Varela *et al.* 2005) y secuencias volcánoclasticas cretácicas y paleógenas pertenecientes a las formaciones Auca Pan y Rancahue (Turner 1965, Rapela *et al.* 1988, Franzese *et al.* 2011).

El mapeo y las propuestas volcanoestratigráficas más recientes realizados sobre el volcán Lanín son los de Lara *et al.* (2004). Utilizando relaciones de campo, criterios geomorfológicos y edades ^{14}C realizadas sobre los depósitos piroclásticos holocenos, estos autores lograron construir una sucesión relativa de eventos con edades que van desde el Plioceno tardío - Pleistoceno temprano hasta el Holoceno.

La unidad más antigua corresponde a la unidad Lanín 1, conformada exclusivamente por lavas macizas dacíticas denominadas “Dacitas el Salto” (Lara *et al.* 2004). Estas exhiben un característico diaclasamiento prismático interrumpido por niveles de intenso fracturamiento horizontal, lo que indicaría un emplazamiento subglacial (Lescinsky y Fink 2000). Esta unidad se ha interpretado como los remanentes de un estratovolcán previo con una edad que debe considerarse mayor a *ca.* 200 ka (Pleistoceno medio), valor máximo propuesto para la unidad Lanín 2 (Lara *et al.* 2004). Sin embargo, estos autores plantean que su edad podría ser incluso un poco más antigua y ser equivalente a la de otros centros volcánicos erodados ubicados cerca de la zona de estudio, de edad Plioceno tardío - Pleistoceno temprano (Lara *et al.* 2001).

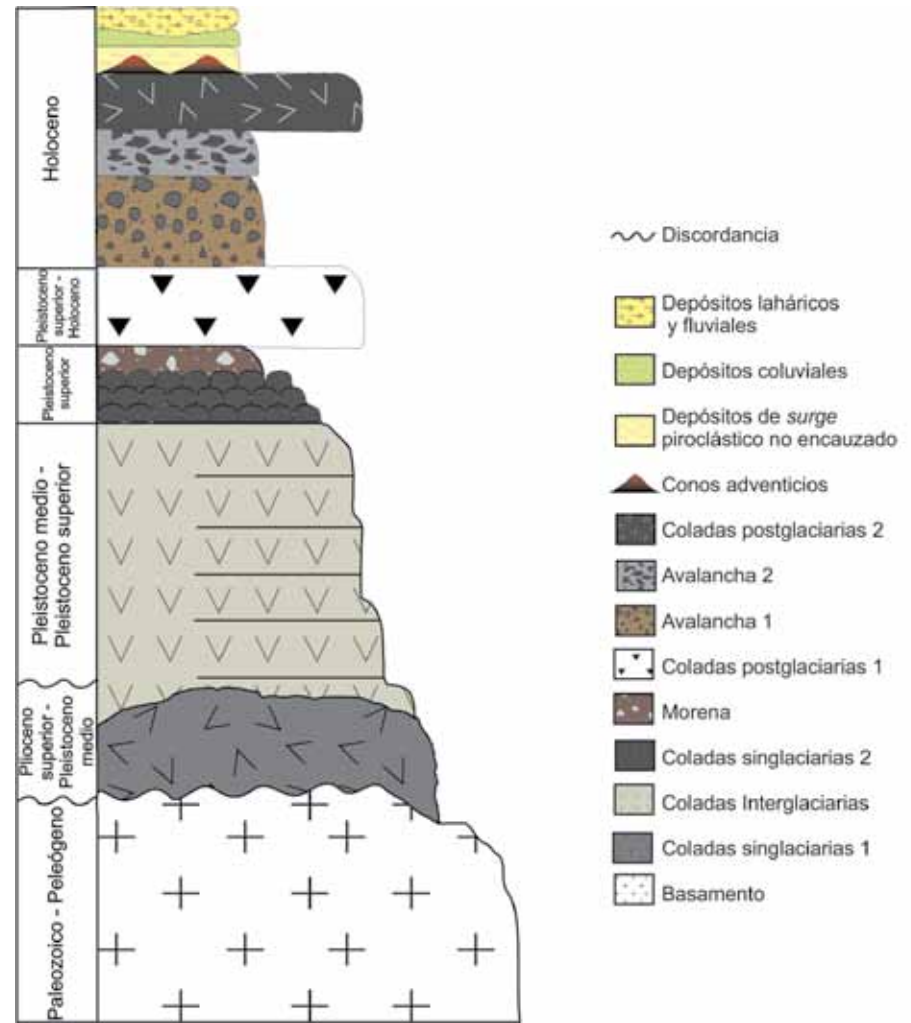


Figura 3: Columna estratigráfica de la vertiente oriental del volcán Lanín basada en este trabajo.

La siguiente unidad, Lanín 2, está formada por secuencias volcánoclasticas interdigitadas de niveles basálticos y andesíticos, las cuales conforman la sección basal del estratovolcán actual (Lara *et al.* 2004). La misma se ha dividido en 3 subunidades, de acuerdo a diferencias morfológicas y composicionales. La subunidad inferior son las “Andesitas Río Malleo”, la cual se encuentra conformada por coladas lávicas macizas de composición andesítico-basáltica que presentan un intenso lajamiento horizontal y superficie aborregada surcada por profundas estrías glaciales (Lara 2004), evidenciando un emplazamiento subglacial de la misma y una intensa erosión glaciaria del material (Lescinsky y Fink 2000). La edad de esta subunidad no fue determinada por dataciones radiométricas, pero se la correlaciona con la

Andesita Pino Santo (Rabassa *et al.* 1987, 1990) ubicada unos kilómetros más al este, en base a su posición topográfica y a su morfología superficial. Dispuesta en concordancia sobre esta subunidad, se encuentran los “Basaltos, andesitas y dacitas Correntoso”, las cuales están compuestas por una sucesión de hasta 300 m de espesor de lavas basálticas, andesíticas y dacíticas con intercalaciones de depósitos piroclásticos y laháricos (Lara *et al.* 2004). Esta sección tendría una edad máxima acotada por su relación de contacto con las “Andesitas Río Malleo”, y una edad mínima restringida al avance glaciario durante el UMG debido a que se encuentra afectada por una intensa erosión glaciaria (Lara 2004). La subunidad superior está formada por coladas lávicas de composición basáltica y andesito-basáltica, dispues-

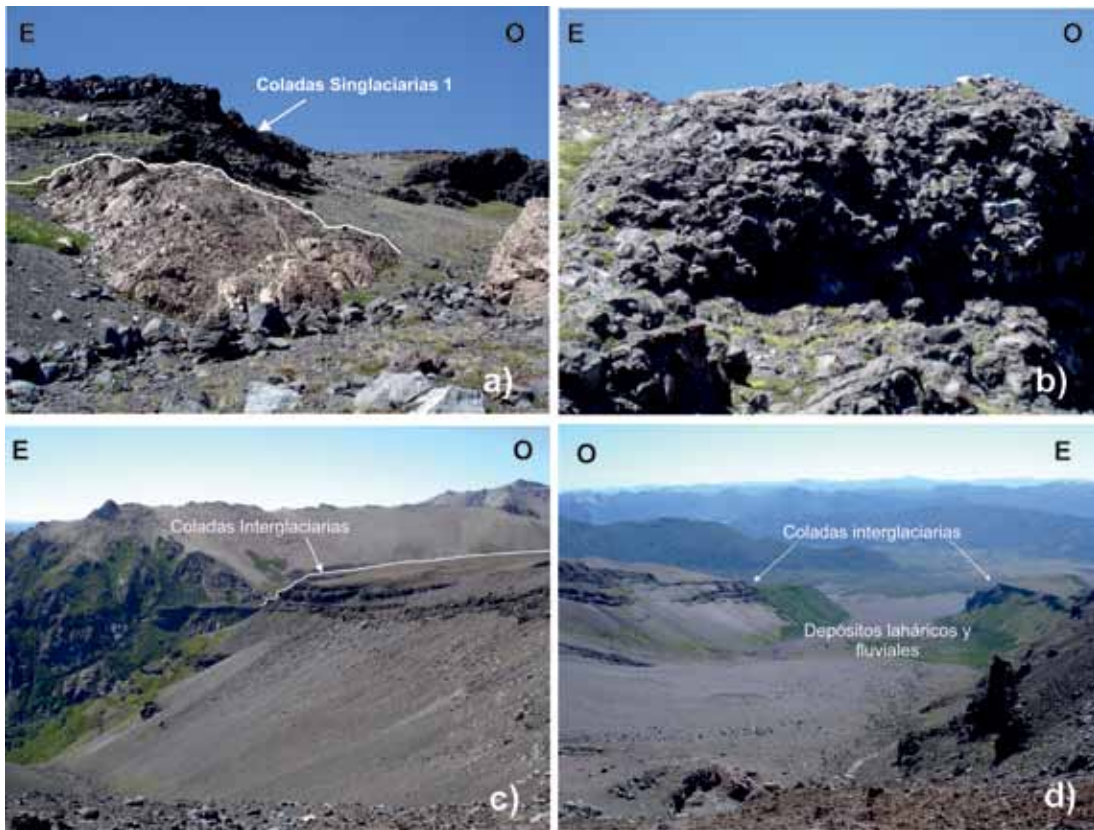


Figura 4: Fotografías de las unidades que conforman los antiguos valles glaciares al noreste del volcán. a) Contacto discordante entre el basamento y las “Coladas singlaciarias 1”; b) Afloramiento de “Coladas singlaciarias 1” en donde puede apreciarse su textura botroidal; c) Niveles volcánoclasticos de las “Coladas interglaciarias”. Se puede notar como estos niveles de coladas se encontraban rodeando al basamento y luego fueron fuertemente incididos por el paso de los glaciares; d) Típica morfología de valle glaciar en forma de U, en el cual las “Coladas interglaciarias” forman parte de la sección superior de los mismos, y por donde se encauzan los lahares y las secuencias fluviales.

tas como megacolumnas prismáticas con fracturas poligonales, rasgo típico de emplazamiento subglacial (Lescinsky y Fink 2000). A esta subunidad se la conoce como “Andesitas Lago Paimún”, y su edad puede acotarse dentro del período comprendido en el intervalo aceptado para la última glaciación del Pleistoceno (90-14 ka según Clapperton 1993). Para Lara *et al.* (2004), la unidad Lanín 2 sería probablemente más joven que la edad de la penúltima glaciación en los Andes del sur (262 - 132 ka según Clayton *et al.* 1997), lo cual significa que la subunidad inferior habría sido emplazada durante el interglacial antes de la última glaciación, mientras que las subunidades media y superior habrían sido extruidas durante un intervalo posterior en donde el volcán se encontraba cubierto parcialmente por hielo (Lara *et al.*, 2004). Para estos autores, la edad mínima de esta unidad quedaría acotada por el último reavance glaciario en la región ($\geq 33,5$ -13,9 ka según Lowell *et al.* 1995), que incidió fuertemente a esta secuencia volcánica, dejándole una fina cubierta de *till* y bloques erráticos en su superficie. Por

lo tanto, la edad de esta unidad se estima en el lapso Pleistoceno medio - superior? (Lara *et al.* 2004).

La unidad suprayacente corresponde a la unidad Lanín 3, la cual se encuentra integrada por una secuencia de lavas andesíticas y basálticas que presentan erosión fluvial profunda y escarpas de colapso gravitacional. Este conjunto indiferenciado se agrupa bajo la denominación informal de “Basaltos y andesitas Lanín” y se encuentra distribuido radialmente respecto del edificio volcánico moderno. Como esta unidad no presenta evidencias de erosión glaciaria, su edad máxima se acota en menos de *ca.* 14-13 ka y su edad mínima queda determinada por la edad de la unidad Lanín 4 de *ca.* 9,81 ka para los niveles basales. De esta manera, la edad asignada a los “Basaltos y andesitas Lanín” es Pleistoceno superior - Holoceno? (Lara *et al.* 2004).

Por último, la sección superior del volcán Lanín está conformada enteramente por subunidades postglaciales, agrupadas bajo la unidad Lanín 4. Las mismas incluyen flujos lávicos basálticos y dacíticos, in-

terdigitados con depósitos piroclásticos que cubren los flancos actuales del volcán. Los flancos sur y oeste se encuentran tapizados por un extenso campo basáltico, cuyo nombre informal son los “Basaltos Momolluco”. Una particularidad de estas coladas es que en el faldeo occidental se encuentran suprayaciendo una “estructura en forma de hombro”, la que se encuentra definiendo un contorno semi-elíptico que podría ser interpretado como un borde de colapso de caldera, una estructura volcánica probablemente desarrollada en la unidad Lanín 3 (Lara *et al.* 2004). En la ladera norte del volcán se exponen las “Dacitas Mamuil Malal”, las cuales representan un domo lávico dacítico. El crecimiento de este domo y su colapso parcial podrían haberse asociado a la generación de un flujo piroclástico tipo *block and ash flow*, el cual fue datado por ^{14}C en 2.170 ± 70 años (Lara *et al.* 2004). La última subunidad corresponde a los “Basaltos Quillehue”, los cuales forman un extenso campo basáltico en el flanco norte del volcán. Intercaladas con estas subunidades se observan varios depósitos de flujos piroclás-

ticos, cuyas dataciones arrojaron edades holocenas. Es por ese motivo que Lara *et al.* (2004) asignan a la unidad Lanín 4 una edad holocena.

La historia moderna del volcán está asociada al desarrollo de centros adventicios, centros eruptivos menores, depósitos de remoción en masa, laháricos, morénicos y fluviales (Lara *et al.* 2004).

GEOLOGÍA DE LA VERTIENTE ORIENTAL DEL VOLCÁN LANÍN

A partir de observaciones realizadas durante el trabajo de campo del presente estudio, se llevó a cabo un reconocimiento de cada una de las unidades que afloran en la vertiente oriental de este volcán. Utilizando la información recabada en el campo, y mediante el análisis de imágenes satelitales, se logró confeccionar un mapa geológico del área, el cual puede observarse en la Figura 2.

Se construyó una columna estratigráfica representativa para la vertiente argentina del volcán (Fig. 3), utilizando criterios geomorfológicos comunes en áreas que han sufrido glaciaciones en tiempos modernos. Analizando la interacción entre los procesos glaciarios y los distintos eventos volcánicos, se logró establecer una sucesión relativa entre las unidades expuestas, compatible con los ordenamientos planteados por Rabassa *et al.* (1990) y Lara *et al.* (2004).

Las secciones descriptas a continuación están ubicadas morfológicamente en una depresión subcircular labrada en el basamento cristalino (Fig. 2) cuyo escarpe sudoriental marca un alto topográfico hacia el este. Si bien no se cuenta con elementos diagnósticos contundentes, se plantea a modo puramente hipotético que el mismo podría constituir el remanente de una morfología de caldera asociada o cuenca de origen tectónico labrada en materiales del basamento correspondiente a las secciones basales del volcán.

Así, la sección basal, denominada informalmente “Coladas singlaciarias 1”, se encuentra apoyada en discordancia sobre el basamento cristalino (Fig. 4a). La mis-

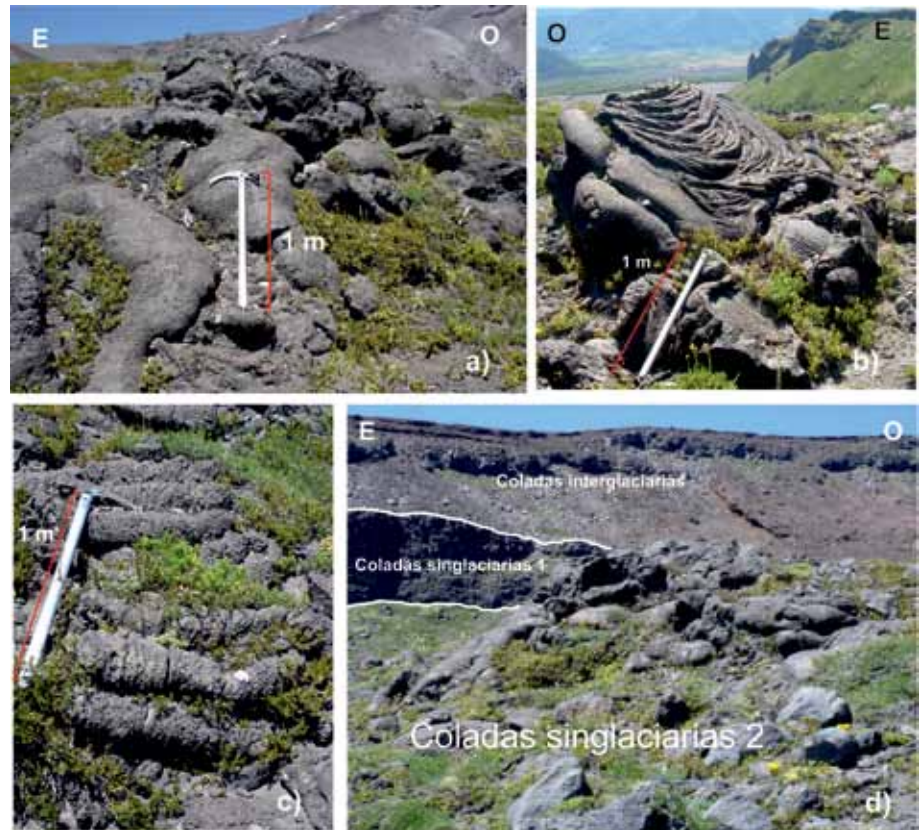


Figura 5: Flujos de lava que rellenan los antiguos valles glaciarios. a) “Coladas singlaciarias 2” con sus típicas morfologías de emplazamiento subglacial (*pillow lavas*); b) Morfologías de *ropy wrinkles* asociadas a las *pillow lavas*; c) Canales alimentadores de las *pillow lavas*, con texturas de emplazamiento subglacial; d) Relaciones estratigráficas dentro de los antiguos valles glaciarios.

ma está compuesta por coladas de textura botroidal (Fig. 4b), morfología típica adquirida por los materiales lávicos en áreas englazadas (Lescinsky y Fink 2000). Esta unidad se encuentra modelada por la erosión glaciaria y conforma la sección inferior en los antiguos valles glaciarios, ubicados en el flanco noreste del volcán. Si bien la edad no está debidamente acotada, se decidió seguir el criterio de Lara *et al.* (2004) para su unidad Lanín 1, asignándole una edad entre Plioceno superior y Pleistoceno medio, coincidente con las edades de otros estratovolcanes erosionados en la zona (Lara *et al.* 2001). De cualquier manera, esta unidad es más antigua e incluso podría ser coetánea con la anteúltima glaciación en la zona (262-132 ka según Clayton *et al.* 1997) debido a su posición estratigráfica y a su aparente emplazamiento subglacial.

En contacto erosivo e irregular sobre estas lavas, se encuentra una sucesión de

aproximadamente 400 metros de espesor de flujos lávicos interdigitados con depósitos volcanoclásticos descritos inicialmente por Lara *et al.* (2004), como una intercalación de depósitos piroclásticos y laháricos, denominada en este trabajo “Coladas interglaciarias” (Figs. 4c, d). Las mismas carecen de cualquier tipo de textura o estructura que sugiera emplazamiento subglacial, encontrándose recortadas por la erosión glaciaria. Esta unidad constituye la sección superior de las artesas de los antiguos valles glaciarios (Fig. 5d), lo que indica que las mismas fueron excavadas durante la última glaciación que afectó a la zona. Es por ello que a esta unidad se le atribuye el carácter de interglaciaria, otorgándole una edad Pleistoceno medio a superior, ubicada en el lapso comprendido entre la anteúltima (262 - 132 ka según Clayton *et al.* 1997) y la última glaciación ($\geq 33,5$ -13,9 ka según Lowell *et al.* 1995).

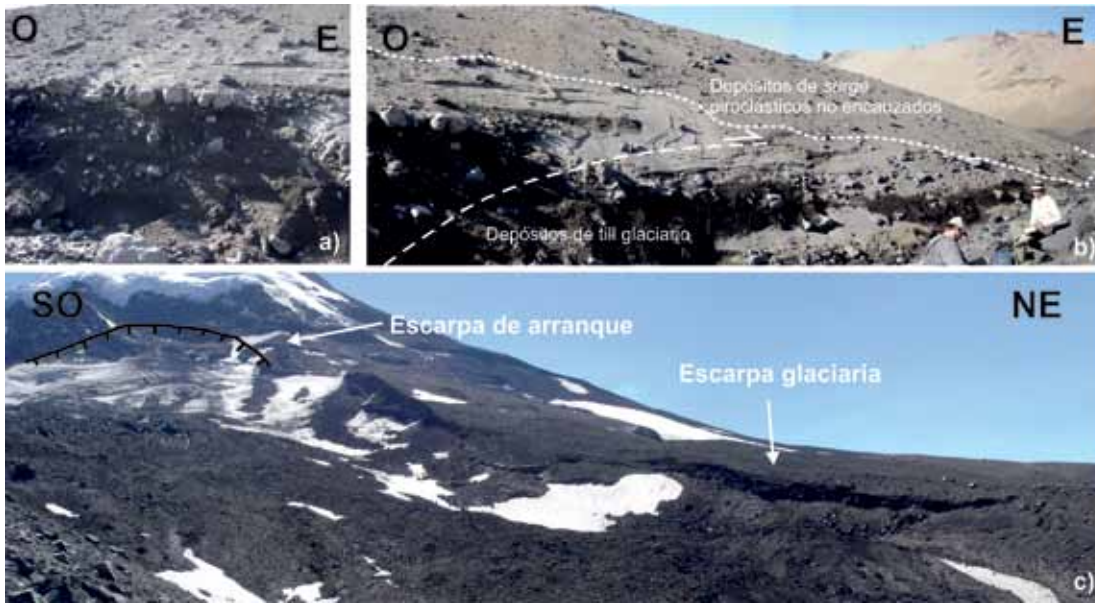


Figura 6: Fotografías que ilustran la transición entre la etapa correspondiente al retiro de los glaciares y las primeras unidades postglaciales en el volcán. a) Afloramiento correspondiente a un depósito de *till* en un valle fluvial actual; b) Evidencias de glacictonismo en los depósitos morénicos, cubiertos por una extensa planicie de *surge*; c) “Coladas postglaciares 1” con sus características escarpas de arranque asociadas a procesos de remoción en masa y escarpas de erosión glaciar, profundizadas por la acción fluvial.

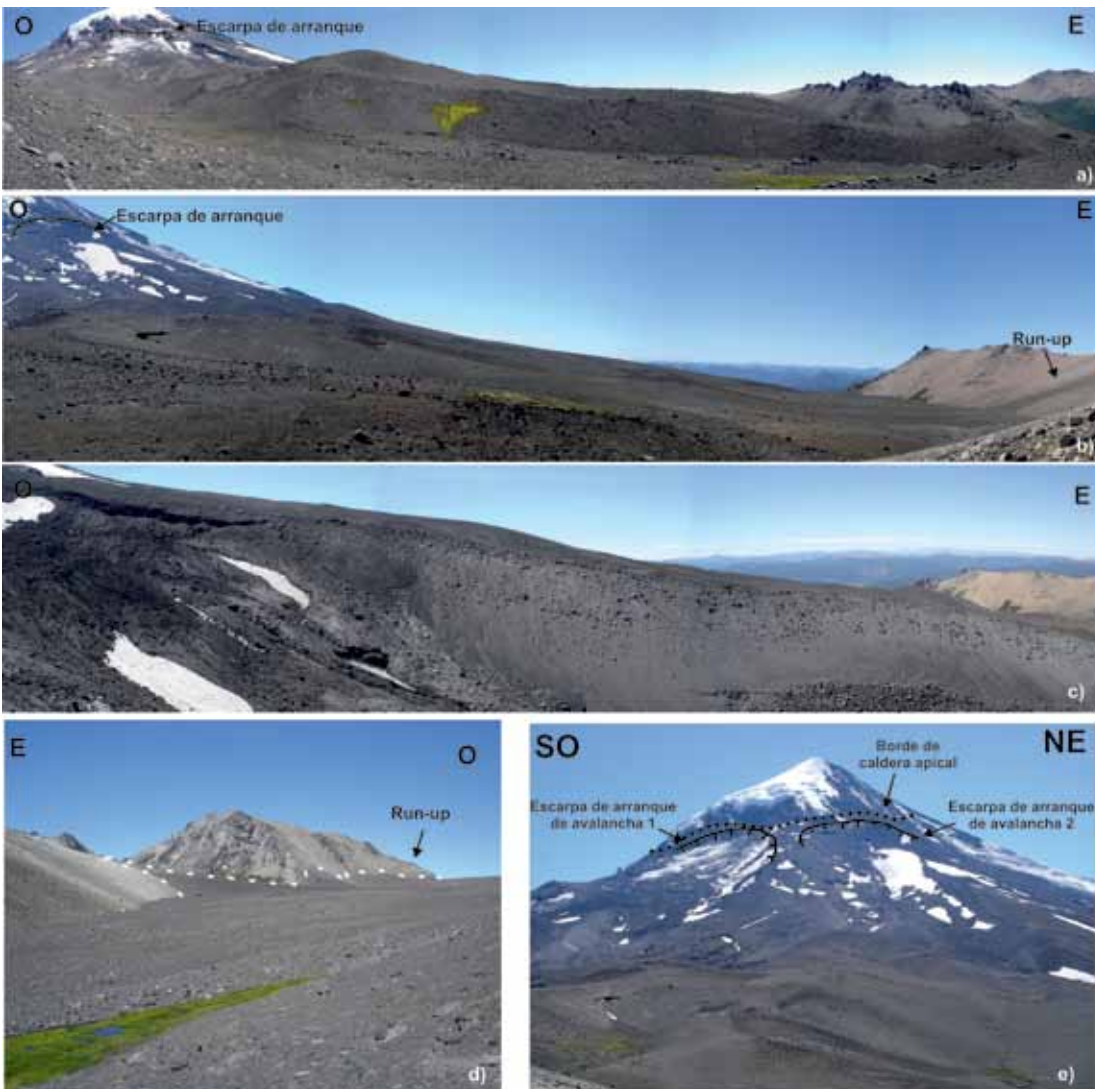


Figura 7: Depósitos de remoción en masa interpretados como el producto del colapso de la sección superior del volcán Lanín. a) Depósitos de la “Avalancha 1” en donde se puede observar la escarpa de arranque y el gran volumen de material removilizado; b) Depósitos de la “Avalancha 2” con su respectiva escarpa de arranque y fases de *run-up* sobre el basamento; c) Gradación inversa en el depósito de la “Avalancha 1”; d) Fases de *run-up* de los depósitos de la “Avalancha 1” sobre el basamento; e) Vista hacia el NO del volcán, en donde se aprecia el borde de la caldera apical y las escarpas de arranque de las dos avalanchas reconocidas.

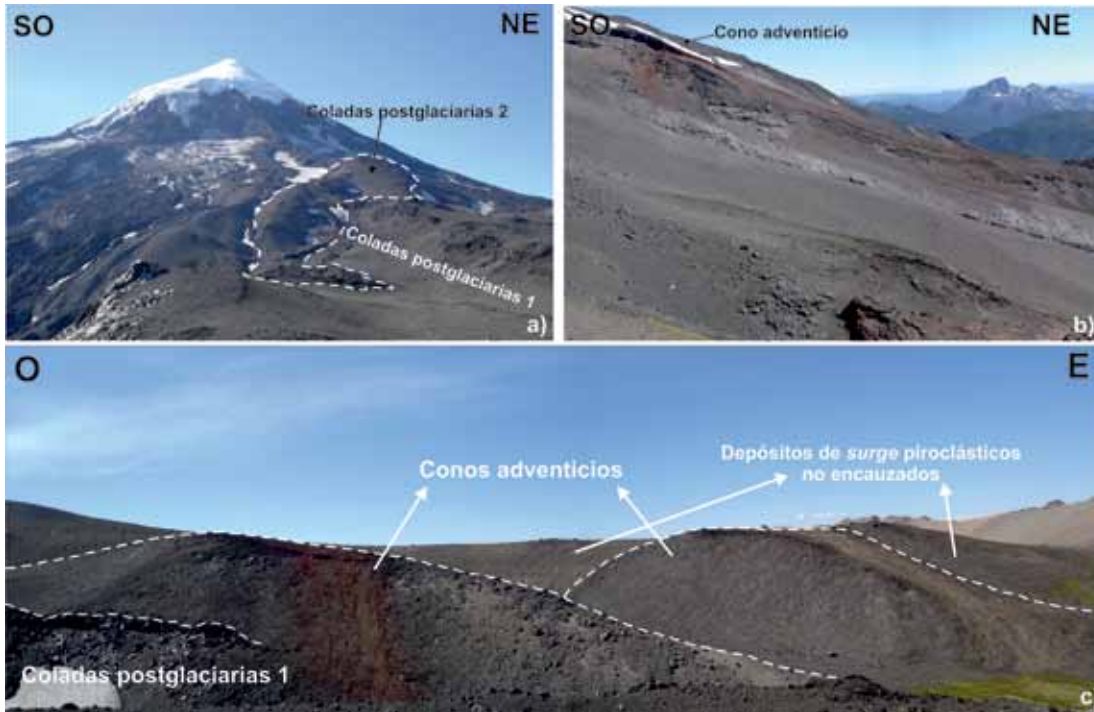


Figura 8: Centros efusivos y conos adventicios en los flancos del volcán; a) “Coladas postglaciarias 2” extruidas a partir de un centro de emisión en la ladera sureste del volcán; b) Cono adventicio en la ladera noreste del volcán; c) Conos adventicios de tonalidades claras y rojizas en el flanco este del volcán, cubriendo a las “Coladas postglaciarias 1” y a la “Avalancha 2”, siendo luego estos tapizados por los depósitos de surge piroclásticos no encauzados.

CUADRO 1: Cuadro de correlaciones entre las principales unidades descritas en este trabajo y las de otros autores que trabajaron en el área. La sucesión de edades relativas está dada por el período glaciario/interglaciario en el cual se depositaron y sus respectivos límites fueron obtenidos a partir de los trabajos de Lowell *et al.* (1995), Clayton *et al.* (1997) y Rabassa *et al.* (1990).

Períodos Interglaciales	Rabassa <i>et al.</i> (1987, 1990)	Lara <i>et al.</i> (2004)	Este trabajo
Postglaciario (14-13 ka - presente)	-	Unidad Lanín 4 Unidad Lanín 3	Coladas postglaciarias 2 Coladas postglaciarias 1
Última glaciación (≥33,5 - 13,9 ka)	Drift Mamuil Malal	-	Coladas singlaciarias 2
Interglaciario (≥33,5 - 132 ka)	-	Unidad Lanín 2	-
	-	Superior	Coladas interglaciarias
	Andesita Pino Santo	Medio Inferior	-
Glaciaciones más antiguas (132 ka - ≈ 2,5 Ma)	Drift Criadero de Zorros	Unidad Lanín 1	Coladas singlaciarias 1
	Drift San Huberto		
	Drifts Paso Tromen y		
	Puesto de Paja		

Luego, dentro de los valles glaciarios, se expone una unidad conformada por *pillow lavas* (Fig. 5a), evidencia de emplazamiento subglacial y/o retiro de la masa glaciaria (Lescinsky y Fink 2000). La misma presenta estructuras de escape de gases en su superficie y muestra sus canales alimentadores (Fig. 5c) asociados a lavas con morfologías de *ropy wrinkles* (Fig. 5b). Debido a su carácter singlaciario o de su mera relación con procesos subácueos durante el retiro glacial y a su posición topográfica

dentro de los valles, la edad de esta unidad queda determinada como pleistocena superior, dentro del último avance glaciario en la zona (≥33,5 -13,9 ka según Lowell *et al.* 1995). La Fig. 5d muestra las relaciones existentes entre las tres unidades que se exponen en estos antiguos valles glaciarios.

En ciertos valles fluviales actuales, la incisión ha llegado a exponer distintos espesores de *till* glaciario (Fig. 6a). Los mismos son típicos depósitos mal seleccionados,

matriz sostén y que manifiestan, en algunos casos, evidencias de deformación durante el emplazamiento glacial (glacitectonismo) (Fig. 6b). Estos horizontes de *till* corresponden a morenas, producto de los glaciares durante el Último Máximo Glaciario (≥33,5 -13,9 ka según Lowell *et al.* 1995), asignándosele de esta forma una edad pleistocena superior.

Los eventos postglaciales comienzan con niveles de coladas expuestos en los flancos este y sureste del volcán, denominadas “Coladas postglaciarias 1” (Fig. 6c). Estas coladas presentan escarpas de erosión fluvial y profundas escarpas de arranque de procesos de remoción en masa. Debido a que no presentan signo de interacción con el proceso glaciario, la edad de esta unidad sería Pleistoceno superior - Holoceno (post 14-13 ka).

A continuación, se encuentran los depósitos de remoción en masa correspondientes a dos escarpas de arranque afectando los términos proximales de las “Coladas postglaciarias 1” (Fig. 7). Estas corresponden a los depósitos de “Avalancha 1” y “Avalancha 2” (Figs. 7a, b), los cuales se exponen ampliamente en los flancos sureste y este del volcán, respectivamente. Los depósitos de la Avalancha 1 tienen un volumen de aproximadamente 25x10⁶ m³

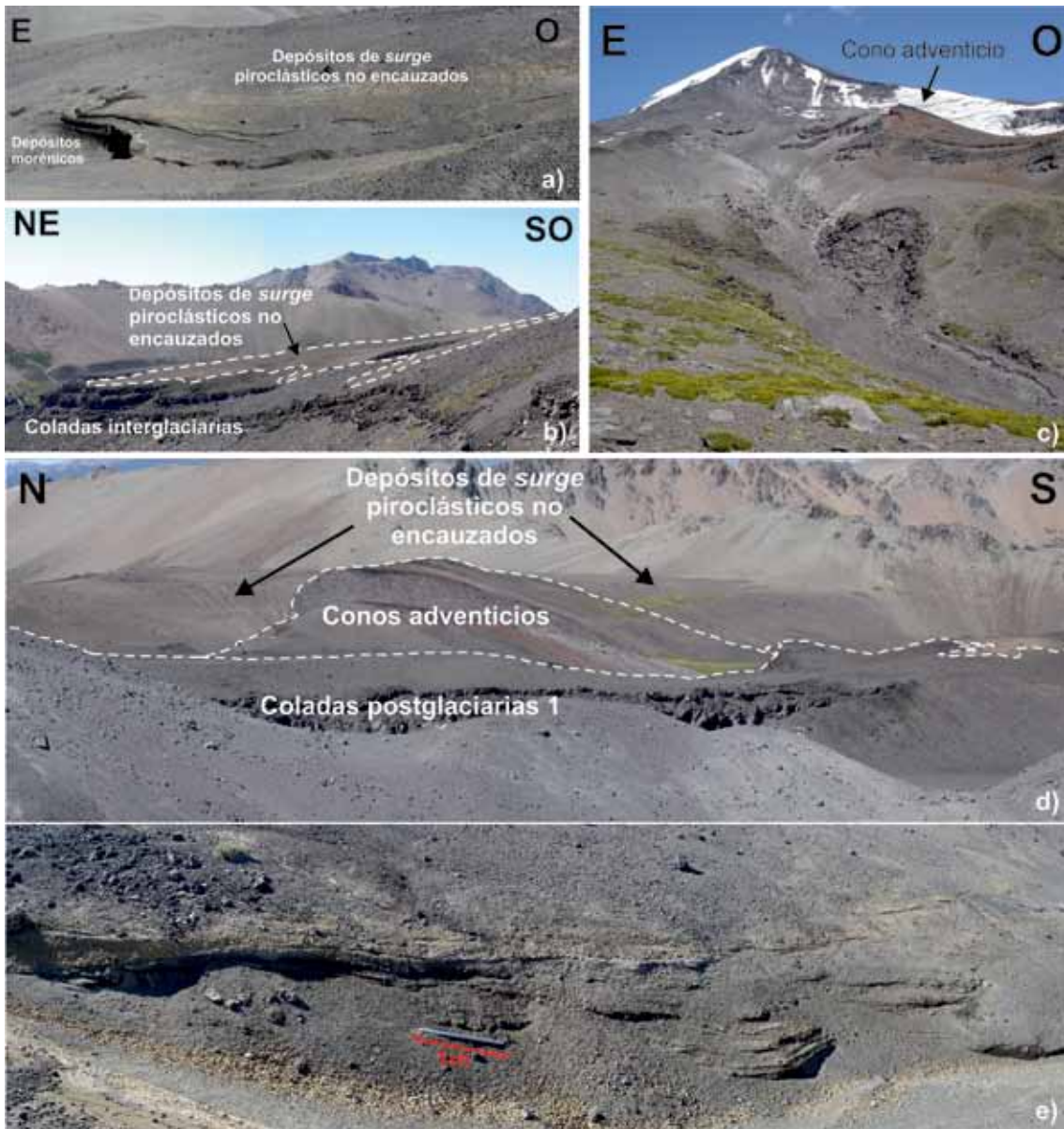


Figura 9: Depósitos que se encuentran actualmente calcando la topografía del volcán y encauzados en los valles fluviales; a) Depósitos de surge piroclásticos no encauzados cubriendo depósitos morénicos; b) Depósitos de surge piroclásticos no encauzados sobre las “Coladas Interglaciarias” en el flanco noreste del volcán; c) Depósitos laháricos y fluviales que se encauzan en los valles fluviales que nacen de la cima del Lanín; d) Relaciones estratigráficas en donde se observa como los depósitos de surge piroclásticos no encauzados cubren parcialmente a los conos adventicios en la ladera este; e) Estratificación entrecruzada de gran escala en los depósitos de surge piroclásticos no encauzados.

y presentan una estructura típica de gradación inversa (Fig. 7c). Su superficie está formada por *hummocks* que predominan hacia sus sectores distales, con morfologías típicas de montículos suaves y regulares de decenas de metros de diámetro y facies de *run-up* sobre el área perivolcánica del basamento, que indican que la avalancha superó, aunque sea parcialmente, la barrera topográfica perimetral (Fig. 7d). En particular, los depósitos de la “Avalancha 2” representan un volumen sustancialmente menor al episodio previo, aunque todavía se pueden observar los *hummocks* y las facies de *run-up* sobre el basamento perimetral al volcán. Las escar-

pas de arranque de ambos eventos están espacialmente relacionadas al fenómeno de colapso de caldera apical (Fig. 7e) propuesto por Lara *et al.* (2004).

Cubriendo a los depósitos de “Coladas postglaciarias 1” y de “Avalancha 1”, se encuentra un segundo episodio eruptivo postglacial, denominado “Coladas postglaciarias 2” (Fig. 8a). Este conjunto es extruido de un pequeño centro volcánico ubicado en el flanco sureste del volcán, y se extiende por unos 2 km a favor de la pendiente, encauzándose en un pequeño valle glaciario. Debido a que se ha descrito volcanismo de estas características en los otros flancos del volcán (Lara *et al.* 2004),

su edad queda definida en el Holoceno.

Por encima de las “Coladas postglaciarias 1” y de los depósitos de avalanchas descritos previamente, se encuentra una serie de conos adventicios de tonalidades más claras y rojizas. En el área de estudio se han identificado cuatro en total, dos localizados en el flanco noreste (Fig. 8b) y dos en el flanco este (Fig. 8c), relacionados a la actividad holocena del Lanín y generando acumulaciones de eyectos piroclásticos.

Calcando la topografía del flanco noreste del volcán y cubriendo parcialmente las unidades allí expuestas, se desarrolla una extensa planicie conformada por depósi-

tos de surge piroclásticos no encauzados de unos 3 km² (Fig. 9a, b y d), la que presenta tonalidades claras y típica estratificación entrecruzada de gran escala (Fig. 9e). La presencia de caras de avalancha con longitudes de 3-5 metros constituye evidencia clara de un origen volcánico, descartando la posibilidad de que se trate de materiales redepositados por la acción de aguas de deshielo (Fig. 9e). Además, se reconocen depósitos correspondientes a lahares, los cuales se encuentran encauzados en los valles fluviales actuales que nacen en la cima del volcán (Fig. 9c) que terminan fluyendo hacia los antiguos valles glaciarios (Fig. 4d).

CORRELACIÓN DE LAS UNIDADES DESCRIPTAS CON LAS DE SU VERTIENTE OCCIDENTAL Y ÁREAS ALEDAÑAS: EVOLUCIÓN RECIENTE DEL VOLCÁN LANÍN

Con el fin de establecer correlaciones entre el esquema estratigráfico de este trabajo y aquellos propuestos por otros autores en la zona, se realizó un cuadro comparativo (Cuadro 1) en donde se plantean equivalencias entre las distintas unidades aflorantes en la zona con los distintos estadios glaciales reconocidos como soporte de dichos ordenamientos.

El ordenamiento estratigráfico aquí propuesto, se basa en las descripciones realizadas, que revelan una edad más joven para los productos que conforman la ladera argentina del volcán, respecto de propuestas previas. Por otra parte, esta propuesta es compatible con aquellos ordenamientos propuestos para el valle del río Malleo y la vertiente chilena del volcán Lanín. Los datos recabados en la vertiente argentina, permiten enriquecer las propuestas evolutivas previas (Fig. 10). De esta manera, el primer elemento que cabe destacar es que todos los productos de este volcán se hallan alojados dentro de una depresión labrada en el basamento. Faltan elementos diagnósticos tendientes a entender el origen de la misma, pero dada su geometría subcircular podría ser in-

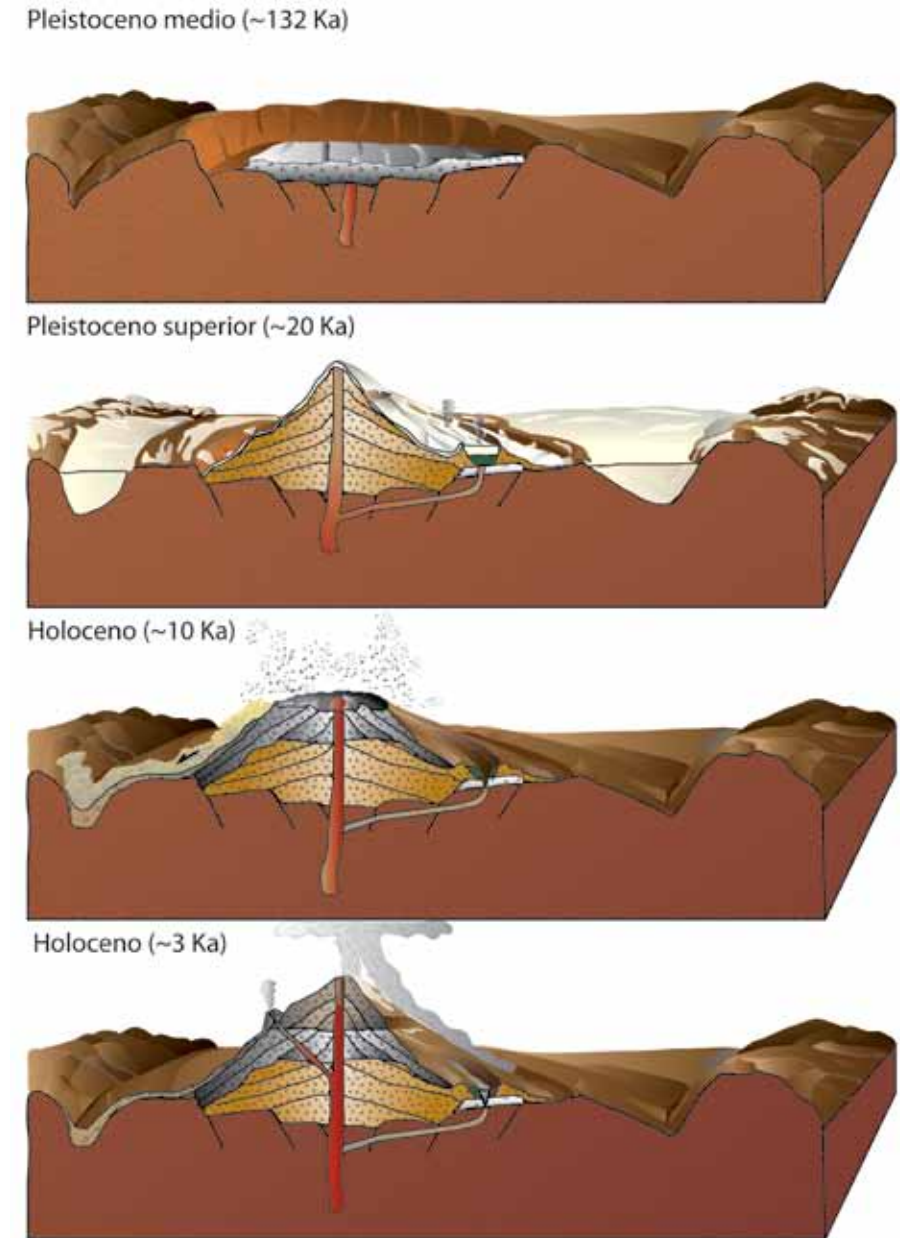


Figura 10: Esquema evolutivo del volcán Lanín en base a datos de este trabajo y su comparación con estudios previos. En el Pleistoceno medio, un aparato volcánico antiguo previo al volcán Lanín, desarrollado en una depresión labrada dentro del basamento presumiblemente asociada a la formación de una caldera, es arrasado por la intensa actividad glaciaria. Para el Pleistoceno superior, la UMG cubre completamente al volcán Lanín moderno, generando depósitos de pillow lavas y la morfología glaciaria presente en la zona. Un evento de colapso de la sección superior del volcán desarrolla una caldera apical a principios del Holoceno, dejando como evidencia depósitos de avalancha y grandes escarpas de arranque sobre la vertiente argentina. La última fase efusiva del volcán comprende el desarrollo de conos adventicios emplazados sobre la vertiente del volcán, flujos piroclásticos no encauzados y lahares.

terpretada en forma hipotética como una caldera antigua o una depresión de origen tectónico, la cual fue rellenada por las unidades basales del volcán. Esta morfología subcircular se encontraría diferencialmente degradada, conservándose en forma parcial hacia el este del actual cen-

tro volcánico (Fig. 2). Cabe destacar que no se han reconocido hasta la actualidad niveles ignimbríticos que atestigüen dicho colapso, por lo cual esta observación debe ser tomada como una hipótesis simplemente. Esta geoforma se ha mantenido como un elemento positivo durante gran

parte de la evolución de este centro volcánico, habiendo sido incidiada por el paso de los glaciares y superada por los fenómenos de remoción en masa asociados al colapso parcial del edificio volcánico.

El primer evento volcánico descrito lo constituyen las "Coladas singlaciarias 1", las cuales representarían los restos de un estratovolcán antiguo, emplazado en una época en la cual el área se encontraba bajo un extenso manto de hielo, probablemente entre el Plioceno superior y el Pleistoceno medio (Fig. 10). Este estratovolcán habría sido erosionado profundamente por la acción glaciaria, dejando una superficie irregular, sobre la cual se construyó el edificio volcánico actual. Entre el Pleistoceno medio y superior, durante el retroceso general de los glaciares, comienza la construcción del nuevo aparato volcánico, a partir de la extrusión de un gran volumen de material correspondiente a las "Coladas interglaciarias" (Fig. 10). Un nuevo avance glaciario en el Pleistoceno superior genera una profunda incisión en las áreas perivolcánicas donde se encauzan las "Coladas singlaciarias 2", que son extruidas subglacialmente (Fig. 10). En el Pleistoceno superior se produce la retirada de los glaciares hasta la cumbre del Lanín, quedando reléctica una espesa secuencia de depósitos morénicos en la base del volcán. Durante el límite Pleistoceno superior - Holoceno, ya en condiciones postglaciarias, se produce el derrame de las "Coladas postglaciarias 1", las cuales cubren completamente la vertiente oriental del Lanín. Luego, se produce el colapso superior del centro, asociado a la formación de una caldera apical, que genera amplios arranques en la ladera este del volcán, y cuyo volumen removido se asocia a los fenómenos de remoción en masa descritos en este trabajo. Las escarpas de arranque se desarrollan a expensas de las "Coladas postglaciarias 1", lo que indica, conjuntamente con la ausencia de erosión glaciaria en los depósitos asociados, que este fenómeno ocurrió ya en el Holoceno. Un segundo conjunto de coladas, "Coladas postglaciarias 2", representaría una fase efusiva holocena, similar a las descritas por Lara *et al.* (2004) en el

volcán. Por último, la actividad volcánica más reciente consiste en los conos adventicios asociados a una actividad ya periférica del volcán, los extensos depósitos piroclásticos y los depósitos laháricos encauzados en los valles fluviales.

CONCLUSIONES

La sucesión de eventos singlaciarios, interglaciarios y postglaciarios descritos en este trabajo para la ladera argentina del volcán Lanín se relaciona de forma aceptable con los esquemas propuestos por Lara *et al.* (2004) y Rabassa *et al.* (1987, 1990) (Cuadro 1). Sin embargo, es interesante destacar la presencia de coladas sincrónicas con la última glaciación, las cuales no habían sido identificadas en la zona y que permitirían datar este evento. Cabe destacar la presencia de grandes volúmenes de material postglaciario que no habían sido descritos anteriormente y que han reconstruido y destruido sustancialmente la vertiente oriental de este volcán. Entre los mismos, los voluminosos depósitos de avalancha descritos van en dirección de la hipótesis de un colapso superior del volcán con la consecuente formación de una caldera apical en tiempos holocenos propuesto en estudios previos por Lara *et al.* (2004). La posterior reconstrucción del volcán, a causa de la emisión de un conjunto de emisiones lávicas y en menor medida productos piroclásticos, le confieren su distintiva fisonomía de cono perfecto con un moderado quiebre de inclinación de sus flancos, en donde se habría labrado esta caldera apical. Esta actividad reciente, y en particular su mecánica catastrófica, muestran un estadio último del volcán particularmente convulsionado que debiera tenerse en cuenta en los estudios futuros del riesgo asociado para la región.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece especialmente las revisiones realizadas por los Dres Patricia Sruoga y Darío Trombotto. Este trabajo es parte de los Proyectos UBACYT 20020110100019 y PIP 11220110100506. Esta es la contri-

bución R-114 del Instituto de Estudios Andinos Don Pablo Groeber.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Caldenius, C. 1932. Las Glaciaciones Cuaternarias en Patagonia y Tierra del Fuego. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas y Geología, anales 95: 1-148, Buenos Aires.
- Clapperton, C. 1993. Quaternary geology and geomorphology of South America. Elsevier Science Publishers: 779 p., Amsterdam.
- Clavero, J. 1996. Ignimbritas andesítico basálticas postglaciales del volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25'S). Tesis de Magister, Universidad de Chile (inédita), 112 p., Santiago.
- Clayton, J., Clapperton, C. y Antinao, J. 1997. Las glaciaciones pleistocenas en la cuenca del lago Villarrica, Andes del Sur. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 307-311, Antofagasta.
- Corbella, H. y Alonso, M. S. 1989. Post-Glacial hydroclastic and pyroclastic deposits in the Lanín National Park. North-Patagonian Cordillera, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44: 127-132.
- Corbella, H. y Lara, L. E. 2008. Late Cenozoic Quaternary Volcanism in Patagonia and Tierra del Fuego. En Rabassa, J. (ed.) The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Science. Elsevier 11: 95-119, Amsterdam.
- Dalla Salda, L., Cingolani, C. y Varela, R. 1991. El basamento pre-andino ígneo metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46: 223-234.
- Flint, R. F. y Fidalgo, F. 1964. Glacial geology of the east flank of the Argentine Andes between latitude 39°10'S and latitude 41°20'S. Geological Society of America Bulletin 75: 335-352.
- Flint R. F. y Fidalgo, F. 1969. Glacial drift in the eastern Argentine Andes between latitude 41°10'S and latitude 43°10'S. Geological Society of America Bulletin 80: 1043-1052.
- Franzese, J., Delia, L., Bilmes, A., Muravchik, M. y Hernández, M. 2011. Superposición de cuencas extensionales y contraccionales oligo-miocenas en el retroarco andino norpatagónico: la cuenca de Aluminé, Neuquén, Argentina. Andean Geology 38: 319-334.

- Lara, L. E. 2004. Geología del Volcán Lanín, Región de La Araucanía. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, No. 87, 18 p., 1 mapa escala 1:50.000.
- Lara, L. E. y Folguera, A. 2006. The Pliocene to Quaternary narrowing of the Southern Andean volcanic arc between 37° and 41°S latitude. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). Geological society of America Special Paper 407: 299 - 315.
- Lara, L. y Clavero, J. 2004. Villarrica Volcano (39.5°S), Southern Andes, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Bol. 61, 73 p.
- Lara, L. E., Rodríguez, C., Moreno, H. y Pérez de Arce, C. 2001. Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S). Revista geológica de Chile 28: 67-90.
- Lara, L. E., Naranjo, J. A., Moreno, H. 2004. Lanín Volcano (39.5°S), Southern Andes: Geology and morphostructural evolution. Revista Geológica de Chile 31: 241-257.
- Lavenu, A. y Cembrano, J. 1999. Compressional and transpressional-stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore arc and intra-arc zones (Andes of Central and Southern Chile). Journal of Structural Geology 21: 1669-1691.
- Lavenu, A., Cembrano, J., Arancibia, G., Deruelle, B., Lopez-Escobar, L. y Moreno, H. 1997. Neotectónica transpresiva dextral y volcanismo Falla Liquiñe-Ofqui, Sur de Chile. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 129-133.
- Lescinsky, D. T. y Fink, J. H. 2000. Lava and ice interaction at stratovolcanoes: use of characteristic features to determine past glacial events and future volcanic hazards. Journal of Geophysical Research 105: 23711-23726.
- Lowell, T.V., Heusser, C.J., Andersen, B.G., Moreno, P.I., Hauser, A., Heusser, L.E., Schlüchter, C., Marchant, D.R. y Denton, G.H. 1995. Interhemispheric correlation of Late Pleistocene Glacial Events. Science 269: 1541-1549.
- Mercer, J.H. 1976. Glacial history of southernmost South America. Quaternary Research 6: 125-166.
- Moreno, H., Clavero, J. y Lara, L. 1994. Actividad explosiva postglacial del Volcán Villarrica, Andes del Sur (39°25'). 7° Congreso Geológico Chileno, Actas: 329-333, Concepción.
- Pavez, A. 1997. Geología e historia evolutiva del Complejo Volcánico Quetrupillán, Andes del Sur, 39,5°S. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1443-1447, Antofagasta.
- Porter, S. 1981. Pleistocene Glaciation in the Southern Lake District of Chile. Quaternary Research 16: 263-292.
- Rabassa, J. 2008. Late Cenozoic Glaciations in Patagonia and Tierra del Fuego. En Rabassa, J. (ed.) The Late Cenozoic of Patagonia and Tierra del Fuego. Developments in Quaternary Science. Elsevier, 11: 151-204, Amsterdam.
- Rabassa, J., Evenson, E. B., Schlieder, G., Clinch, J. M., Stephens, G. C. y Zeitler, P. 1987. Edad pre-Pleistoceno superior de la Glaciación El Cóndor, Valle del Río Malleo, Neuquén. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 217-219, San Miguel de Tucumán.
- Rabassa, J., Evenson, E. B., Clinch, J. M., Schlieder, G., Zeitler, P. y Stephens, G. C. 1990. Geología del Cuaternario del Valle del Río Malleo, Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45: 55-68.
- Rabassa, J., Coronato, A. M., Salemme, M. 2005. Chronology of the Late Cenozoic Patagonian glaciations and their correlation with biostratigraphic units of the Pampean Region (Argentina). Journal of South American Earth Sciences 20: 81-103.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E. 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes (40°S-42°30'S). Journal of South American Earth Science 1: 75-88.
- Stern, C.R. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista Geológica de Chile 31: 161-206.
- Turner, J. 1965. Estratigrafía de la comarca de Junín de los Andes (Provincia de Neuquén). Boletín Academia Nacional de Ciencias 44: 5-51, Córdoba.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O. y Passarelli, C.R. 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. Revista Geológica de Chile 32: 167-187.

Recibido: 20 de abril, 2013

Aceptado: 23 de octubre, 2013