

Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39-42°S)

Luis Lara

Servicio Nacional de Geología y Minería
Av. Santa María 0104, Santiago, Chile
lelara@sernageomin.cl

Carolina Rodríguez

Dirección actual: Université de Genève, Département de Minéralogie,
Rue de Maraichers 13, CH-1211 GENEVE 4, Suiza
Carolina.Rodriguez@terre.unige.ch

Hugo Moreno

Servicio Nacional de Geología y Minería,
(OVDAS) Cerro Nielol s/n, Temuco, Chile
ovdassis@chilesat.net

Carlos Pérez de Arce

Servicio Nacional de Geología y Minería,
Tiltil 1993, Santiago, Chile
cperezde@sernageomin.cl

RESUMEN

En la Cordillera de los Andes, al sur de los 39°S se emplaza un conjunto de centros volcánicos erosionados que incluyen remanentes de los conductos emisores o facies volcánicas proximales, intermedias o distales. Nuevos datos geocronológicos K-Ar muestran que sus edades se encuentran principalmente en el intervalo Plioceno Superior-Pleistoceno Medio y son equivalentes a los dispuestos en la vertiente argentina. Las características geoquímicas de estos centros volcánicos son semejantes a las exhibidas por los centros cuaternarios de este segmento y muestran también una variación gradual hacia el este de las razones La/Sm, Ba/La y K hasta alcanzar las características de trasarco exhibidas por los centros volcánicos más distantes del margen. Trabajos anteriores, bajo el supuesto que en la vertiente occidental de la cordillera los aparatos volcánicos sólo incluían unidades cuaternarias, sugirieron la migración al oeste del arco volcánico hacia el final del Plioceno. Por el contrario, nuestros antecedentes geocronológicos y geoquímicos muestran que, de un arco extremadamente ancho en el Plioceno Superior-Pleistoceno Medio, se ha variado a uno más reducido y esencialmente concentrado en la cordillera principal, conservando el mismo frente. Una variación significativa de la velocidad de convergencia se registra a fines del Plioceno y se postula que ella actuaría más tarde como factor de primer orden en la configuración espacial del arco volcánico al sur de los 39°S.

Palabras claves: Geocronología K-Ar, Geoquímica, Volcanes erodados, Velocidad de convergencia, Plioceno-Pleistoceno, Andes del sur.

ABSTRACT

Geochemistry and K-Ar geochronology of the Late Pliocene-Pleistocene volcanism in the southern Andes (39-42°S). In the Andean Range, south of 39°S, there is a suite of eroded volcanic centres that includes remains of vents or proximal, intermediate or distal volcanic facies. New geochronological K-Ar data show that their ages are in the Late Pliocene-Middle Pleistocene interval, and these eroded centres are equivalent to those located on the eastern side of the Andes. Geochemical patterns of pliocene-pleistocene volcanic centres are similar to those of the Quaternary

volcanoes of this segment with a gradual variation toward the east in the La/Sm, Ba/La ratios and K even reaching back-arc signature of the volcanoes far from the trench. Previous works, under the assumption that all volcanic rocks from the western side of the Andes were quaternary in age, have proposed a western migration of the volcanic arc to the west after Pliocene. Instead, our geochronological and geochemical data show that the initial wide Late Pliocene-Middle Pleistocene arc narrows in the Quaternary time preserving the volcanic front. An important variation of the convergence velocity was recognized at the end of Pliocene and the authors propose that it is a first order factor on the geometry and location of the volcanic arc south of the 39°S.

Key words: K-Ar geochronology, Geochemistry, Eroded volcanoes, Convergence velocity, Pliocene-Pleistocene, Southern Andes.

INTRODUCCION

La geología de la cordillera andina, entre los 39° y 42°S, ha sido recientemente actualizada en programas de cartografía geológica regional. Nuevos antecedentes estratigráficos, geoquímicos y geocronológicos permiten ahora caracterizar las unidades volcánicas antiguas, especialmente asociadas a los volcanes cuaternarios, pero de edad y significado hasta ahora desconocidos. En este trabajo se persigue dos objetivos fundamentales. El primero es informar antecedentes geocronológicos y geoquímicos de las unidades volcánicas del Plioceno Superior-Pleistoceno de la cordillera de los Andes, entre los 39° y 42°S. El segundo, situar estas características en el contexto de estudios conducentes a comprender las relaciones causales entre el volcanismo y la tectónica del Cenozoico

superior en los Andes del Sur. Las unidades que adelante describimos corresponden a edificios volcánicos parcial o complementamente desmantelados, situados junto o en la base de los centros volcánicos cuaternarios que forman el frente volcánico activo. Unidades volcánicas de similar edad se emplazan también en la vertiente oriental de la cordillera andina y se intentará, mediante su comparación, entender la arquitectura del arco volcánico del Plioceno Superior-Pleistoceno. El arco volcánico moderno hereda las condiciones establecidas en los ciclos precedentes y su comprensión, por lo tanto, resulta útil en el análisis tectónico de los eventos cuaternarios. Los factores que controlan la variación espacial del arco volcánico se analizan dentro del contexto geodinámico.

SECUENCIAS VOLCANICAS Y CENTROS PLIOCENO-PLEISTOCENOS DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES

En los Andes del Sur, estructuras volcánicas centrales y secuencias volcanosedimentarias, fuertemente erosionadas, constituyen tanto el basamento de los volcanes cuaternarios como centros eruptivos independientes. Se les reconoce en la cordillera andina desde su borde occidental, junto a estratovolcanes del frente activo, hasta la vertiente argentina, sobre bloques alzados de basamento paleozoico, granitoides o secuencias volcano-sedimentarias del Meso-Cenozoico (Fig. 1) (e.g., L. Lara y H. Moreno¹, 1998; Franzese, 1995).

El grado de denudación es variable permitiendo tanto el reconocimiento de estructuras centrales conservadas, complejos volcánicos con facies proximales y vestigios de los centros emisores, hasta secuencias desconectadas de sus alimentadores.

Entre los centros mejor conservados se encuentra el volcán Quinquilil (39°30'S-71°35'W), que corresponde a un prominente cuello volcánico de 2.200 m de altura y cuyos flancos consisten en coladas métricas de basalto de olivino. Se emplaza

¹ 1998. Geología preliminar del área Liquiñe-Neltume (Mapa No. 13). In SERNAGEOMIN, 1998. Estudio geológico-Económico de la X Región Norte. Informe registrado IR-98-15 (Inédito), *Servicio Nacional de Geología y Minería*, 6 Vols.

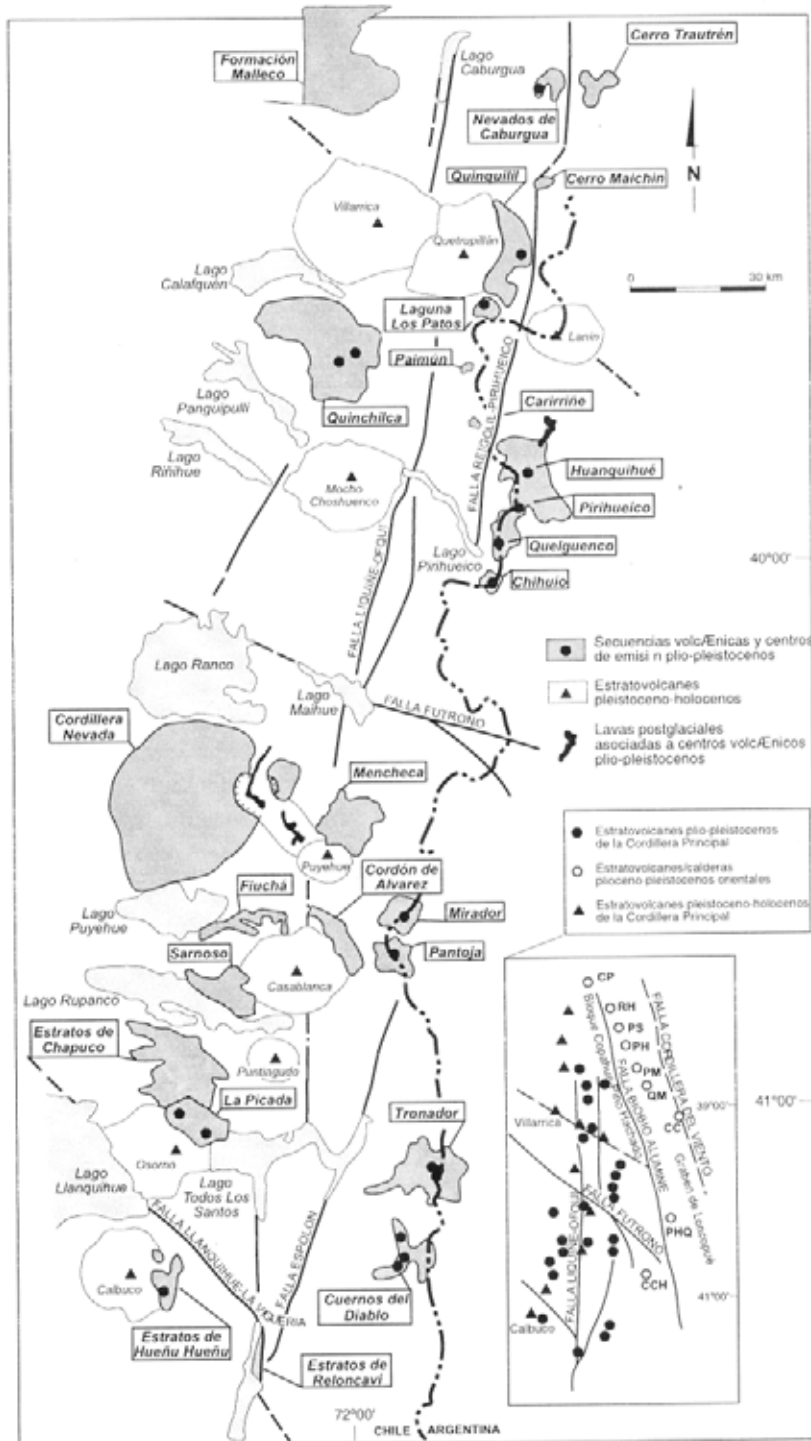


FIG. 1. Distribución de secuencias y centros volcánicos plioceno-pleistocenos de la cordillera de los Andes, entre los 39 y 42°S. Se muestra, como referencia en cuadro inserto, la franja volcánica plioceno-cuaternaria de la vertiente oriental. Clave Centros volcánicos plioceno-cuaternarios orientales: CP- Volcán Copahue; RH- Volcán Rahue; PS- Volcán Pino Solo; PH- Caldera Pino Hachado; PM- Caldera Patao Mahuida; QM- Complejo volcánico Queli Mahuida; CC- Volcán Cerro Cansino; CCH- Cordón de Chapelco.

entre los volcanes cuaternarios Quetrupillán y Lanín, en la cadena que une éstos y el volcán Villarrica en el extremo occidental. A su vez, el volcán Sierra de Quinchilca ($39^{\circ}40'S-72^{\circ}00'W$) corresponde a una estructura volcánica semianular de área expuesta cercana a 25 km^2 , núcleo erosionado y flancos compuestos de niveles volcanoclásticos y lávicos de composición andesítico-basáltica y basáltica. Las capas mixtas de sus flancos presentan manteos radiales centrípetos y aparecen intruidas por cuellos y domos laterales en su flanco oriental. Edades K-Ar en roca total, practicadas en coladas de basalto de olivino de la parte alta del edificio, indican valores entre $1,4 \pm 0,6$ y $0,8 \pm 0,6$ Ma. Coladas de valle distales presentan siempre valores inferiores a 1 Ma.

A la misma latitud, en la zona fronteriza, se encuentran los volcanes Huanquihué ($39^{\circ}53'S-71^{\circ}34,5'W$) (Fig. 2), Laguna Los Patos ($39^{\circ}35'S-71^{\circ}38'W$), Caririñe ($39^{\circ}49'S-71^{\circ}40'W$), Quelguenco ($39^{\circ}55'S-71^{\circ}36'W$), Piriñueico ($39^{\circ}58'S-71^{\circ}37'W$) (Fig. 3) y Chihuio ($40^{\circ}10,5'S/71^{\circ}49,5'W$). El primero es un estratovolcán bien conservado que se emplaza al sur del volcán Lanín, alcanza una superficie superior a los 50 km^2 y sus emisiones, principalmente lávicas, son de composición predominantemente basáltica a andesítico basáltica (e.g., Corbella y Alonso, 1989). Su morfología es equivalente a la de otros centros volcánicos de núcleo parcialmente preservado y dispuestos en la región fronteriza, para los que se ha obtenido edades plio-pleistocenas. En su flanco norte se ha edificado el cono monogénico postglacial El Escorial o Achen Niyeu (e.g., Inbar *et al.*, 1995). Los segundos, corresponden a centros eruptivos coalescentes que conservan bien los cuellos volcánicos o los diques alimentadores de la región central. Sus productos, principalmente efusivos, son de composición basáltica a andesítico basáltica y forman una amplia meseta en la zona fronteriza. Determinaciones K-Ar roca total indican para el volcán Piriñueico una edad de $1,5 \pm 0,7$ Ma y $0,7 \pm 0,2$ Ma para el volcán Quelguenco.

Más al sur, entre los lagos Ranco y Puyehue, se encuentra la caldera Cordillera Nevada ($40^{\circ}27,5'S-72^{\circ}15'W$) (Fig. 4), una estructura semianular de 9 km de diámetro, emplazada al noroeste del volcán Puyehue y en la culminación occidental del centro

fisural Cordón Caulle. Esencialmente anterior a la última glaciación, se advierte también centros emisores más modernos dispuestos en una falla anular y un cono erosionado en el interior de la depresión caldérica. Los productos incluyen composiciones desde basálticas hasta riolíticas (Moreno, 1977; Campos *et al.*, 1998). Las edades radiométricas reportadas para la secuencia pre-caldera alcanzan una edad máxima de $1,4 \pm 0,6$ Ma.

En las cercanías de la caldera Cordillera Nevada se emplazan los complejos volcánicos Mencheca ($40^{\circ}32'S-72^{\circ}02'W$) (Fig. 5), Sarnoso ($40^{\circ}49,5'S-72^{\circ}17,3'W$), Fiucha ($40^{\circ}41,5'S-72^{\circ}12,3'W$), y Cordón de Alvarez. ($40^{\circ}45'S-72^{\circ}05'W$). El complejo Mencheca es un conjunto de estructuras volcánicas preglaciarias, emplazado al este del volcán Puyehue. Está constituido por una estructura central erosionada con desarrollo de anfiteatro abierto al este, sobre la que se disponen los maeres holocenos de Los Nirres y los cráteres de Pichi-Golgol. Moreno (1977) reporta una edad K-Ar roca total de $0,53 \pm 0,44$ Ma para la unidad basal, de composición basáltica. El Complejo Sarnoso, emplazado al suroeste del volcán Casablanca, corresponde a un aparato central erosionado sobre el que se han edificado conos de piroclastos, algunos postglaciales y alineados en dirección norte-sur (e.g., A. Pino, 1983)². La composición de sus unidades lávicas es predominantemente andesítico-basáltica. El Complejo Fiuchá, dispuesto al noroeste del volcán Casablanca, corresponde a un estratovolcán-caldera cuyas emisiones son de composición esencialmente basáltica. A su vez, el complejo Cordón de Alvarez corresponde a un cordón fisural de orientación SSE cuyos remanentes, aglomerados y lavas, son de composición andesítico basáltica.

A la misma latitud, en la región fronteriza, se encuentran mejor preservados los volcanes Mirador ($40^{\circ}41'S-71^{\circ}55,5'W$) (Fig. 6) y Pantoja ($40^{\circ}43,5'S-71^{\circ}57,5'W$) (Fig. 7). El volcán Mirador es un aparato central que cubre una superficie de ca. 30 km^2 y sus productos son predominantemente basálticos. La zona central del edificio está fuertemente erosionada y sólo se han preservado las lavas de flanco, que exhiben intensa erosión glaciaria. A su vez, el volcán Pantoja es un edificio donde destaca particularmente un cuello volcánico

² 1983. Geología y geoquímica del Grupo Volcánico Antillanca, Osorno. Taller de título II (Inédito), Universidad de Chile, Departamento de Geología, 137 p.

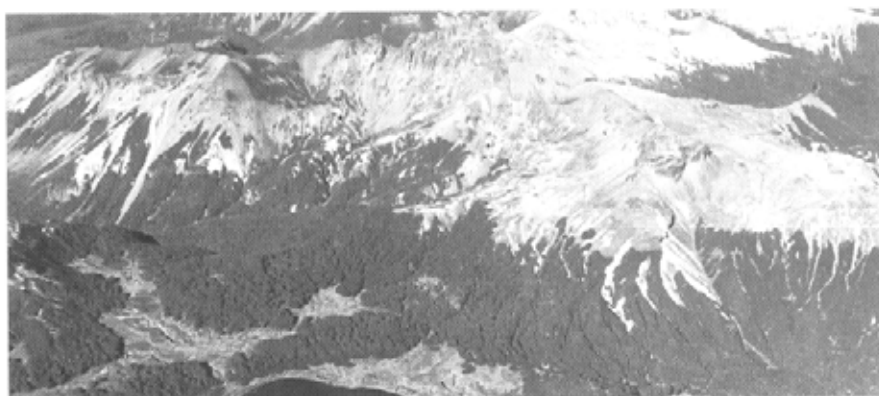


FIG. 2. Volcán Huanquiuhé, vista aérea hacia el este. Destaca su núcleo central alterado y, sobre el flanco izquierdo, parte del cono de piroclastos holocenos El Escorial con cenizas de su ciclo estromboliano.



FIG. 3. Volcán Pirihueico, vista al norte desde su flanco. Se aprecia en primer plano uno de los diques radiales.



FIG. 4. Cordillera Nevada, vista panorámica al norte desde la cima del volcán Puyehue. En primer plano domos postglaciales del Cordón Cauile cubiertos por tefra y lavas del ciclo eruptivo de 1960. En segundo plano, estructura semianular compuesta por lavas y tobas subhorizontales de la Cordillera Nevada.



FIG. 5. Complejo Volcánico Mencheca, vista al este desde el flanco del volcán Puyehue.



FIG. 6. Volcán Mirador, vista al noreste.

y las lavas de flanco, en parte erosionadas y de composición predominantemente basáltica.

Más al sur, entre los volcanes Osorno y Puntigudo, se encuentra el volcán La Picada ($41^{\circ}03'S$ - $72^{\circ}25'W$) (Fig. 8) que corresponde a un aparato compuesto erosionado, de composición principalmente basáltica y superficie expuesta de ca. 50 km². Este centro compuesto está constituido por dos estructuras semianulares, que exponen los

núcleos brechosos disectados por abundantes diques radiales de composición basáltica y, en menor proporción, dacítica. Desde el perímetro de los centros emisores se extienden flujos lávicos entre los que se intercalan conglomerados laháricos y delgados horizontes de tefra. Estas sucesiones alcanzan sobre 1000 m de espesor y engranarían con los Estratos de Chapuco (H. Moreno, J. Varela, L. López-Escobar, F. Munizaga y A. Lahsen)³, dis-

³ 1985. Geología y riesgo volcánico del volcán Osorno y centros eruptivos menores. Proyecto Hidroeléctrico Central Petrohué. Informe OICB-06C (Inédito), Empresa Nacional de Electricidad S. A.-Corporación de Fomento de la Producción, 212 p.



FIG. 7. Volcán Pantoja, vista al sureste.



FIG. 8. Volcán La Picada, vista al este desde el flanco del volcán Osorno.

puestos entre los lagos Rupanco y Llanquihue. Determinaciones K-Ar en roca total han indicado $0,5 \pm 0,1$ Ma (H. Moreno, J. Varela, L. López-Escobar, F. Munizaga y A. Lahsen)³ para un dique alimentador del centro de emisión noroccidental.

Finalmente, al este del lago Todos los Santos se emplazan los volcanes Tronador ($41^{\circ}10'S-72^{\circ}16'W$) y Cuernos del Diablo ($41^{\circ}25'S-71^{\circ}50'W$). El primero corresponde a un estratovolcán mixto con erosión glaciaria profunda cuyas emisiones lávicas

incluirían desde basaltos a andesitas silíceas, algunas postglaciales. El volcán Cuernos del Diablo corresponde a una estructura compuesta erodada, formada por tres cuellos y una sucesión de brechas y coladas basálticas o andesítico basálticas en similar estado de conservación. En coladas basales se ha obtenido una edad de $0,7 \pm 0,4$ Ma (SERNA-GEOMIN-BRGM, 1995)⁴.

Algo más erosionados que los anteriores, generalmente con morfología superficial plana, se reco-

⁴ 1995. Carta Metalogénica X Región Sur. Informe Registrado IR-95-05 (Inédito), Servicio Nacional de Geología y Minería-Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 10 Vols.

noce otros grupos volcánicos como el Complejo Nevados de Caburgua (39°10'S-71°32'W), una estructura semianular donde un conjunto de capas lávicas y depósitos piroclásticos, de flujo y caída, circundan con manteos radiales a un lacolito parcialmente seccionado. Las capas, que incluyen conspicuos niveles de oleada y tefras de lapilli escoriáceo y lítico, presentan lavas columnares de composición andesítico silícea intercaladas en las que se ha obtenido edades de $2,4 \pm 0,5$ y $0,8 \pm 0,5$ Ma K-Ar en roca total.

Al oriente del anterior, se emplaza el Complejo Cerro Trautrén (39°10'-71°27'), un conjunto de lavas dacíticas y aglomerados en las que se ha obtenido edades K-Ar roca total de $0,8 \pm 0,4$ y $0,5 \pm 0,3$ Ma. Algo al sur, el Complejo Cerro Maichín (39°21'S-71°33'W) corresponde a una reducida sucesión de lavas y brechas junto a coladas de valle dispuestas en torno de la secuencia principal. En lavas de la serie principal se ha obtenido una edad de $0,9 \pm 0,7$ Ma.

Mayor profundidad de erosión representa un conjunto de secuencias volcánicas subhorizontales, principalmente lávicas con intercalaciones de conglomerados y tobas, que se reconoce generalmente al oeste de los centros emisores antes descritos. Entre ellas, la Formación Malleco (Suárez y Emparan, 1997) corresponde a una extensa sucesión de facies volcánicas proximales y distales en la que se intercalan depósitos laháricos y niveles epiclásticos. Se distribuye ampliamente en el sector occidental de la cordillera de los Andes, entre los 38 y 39,5°S. Está constituida, principalmente, por basaltos, andesitas basálticas y, en menor proporción variedades silíceas, formando secuencias subhorizontales que cubren basamento granítico. En algunos sectores se reconocen relictos de facies centrales aunque normalmente los centros emisores se encuentran erosionados. Entre los 38 y 39°S, Suárez y Emparan (1997) presentan edades K-Ar entre $4,4 \pm 0,5$ y $0,8 \pm 0,3$ Ma para niveles lávicos de esta unidad. Las edades pliocenas se han obtenido en niveles basales posiblemente equivalentes a otras unidades volcánicas descritas más al sur (Estratos de Pitreño (40°S); Campos *et al.*, 1998). No obstante, los escasos centros emisores reconocidos presentan edades que promedian ca. 2,0 Ma, los flujos lávicos superiores alcanzan ca. 1,7 Ma y las cola-

das de valle tardías ca. 0,8 Ma. La Formación Malleco es cronológicamente equivalente a la 'Asociación volcánica de la precordillera oriental' (Suárez y Emparan, 1997), unidad informal que incluye a los centros volcánicos dispuestos en la franja NNW extendida entre las fallas Bío-Bío-Aluminé y Cordillera del Viento (38-39°S). Es también equivalente, en parte, a la Formación Cola de Zorro (González y Vergara, 1962) que se extiende en la cordillera principal, aproximadamente entre los 35 y 38°S.

Asimismo, los Estratos de Chapuco (H. Moreno, J. Varela, L. López-Escobar, F. Munizaga y A. Lahsen)³ corresponden a una secuencia volcánica subhorizontal en similar estado de conservación y dispuesta al sur del Lago Rupanco. En ella, brechas volcánicas y conglomerados se intercalan en una sucesión de hasta 1300 m de basaltos columnares en los que se ha obtenido edades K-Ar de $1,0 \pm 0,3$ Ma (SERNAGEOMIN-BRGM, 1995)⁴, $0,4 \pm 0,1$ y $0,6 \pm 0,5$ Ma. Engranado hacia el sur con las secuencias volcánicas basales del volcán La Picada, de las que constituirían facies distales. A su vez, al este del volcán Calbuco, se dispone una secuencia volcanosedimentaria denominada Estratos de Hueñu-Hueñu (H. Moreno, J. Varela, L. López-Escobar, F. Munizaga y A. Lahsen 1985)³. Ella corresponde a una sucesión de hasta 550 m de espesor donde dominan facies laháricas gruesas sobre brechas volcánicas y basaltos columnares. Uno de estos basaltos presenta una edad K-Ar en roca total de $1,43 \pm 0,20$ Ma (H. Moreno, J. Varela, L. López-Escobar, F. Munizaga y A. Lahsen 1985)³.

Remanentes de un centro de emisión se reconoce en el cerro Cañe, constituido por un cuello de basaltos macizos rodeado de capas lávicas y brechosas de manteo centripeto.

Finalmente, en la cabecera del fiordo de Reloncaví se reconocen los Estratos de Reloncaví (H. Moreno, J. Varela, L. López-Escobar, F. Munizaga y A. Lahsen)³, que corresponden a una secuencia volcánica subhorizontal dispuesta en la ladera oriental del fiordo homónimo y los valles de los ríos Cayutué y Cachimba. Alcanza hasta 400 m de espesor donde alternan brechas volcánicas, tobas y basaltos de olivino. En estos últimos, H. Moreno, J. Varela, L. López-Escobar, F. Munizaga y A. Lahsen³ han obtenido una edad K-Ar de $0,27 \pm 0,20$ Ma.

CENTROS VOLCANICOS PLIOCENO-CUATERNARIOS ORIENTALES

Las rocas volcánicas del Plioceno y Cuaternario en la vertiente oriental de la cordillera andina presentan, entre los 38° y 41°S, una disposición divergente del arco volcánico cuaternario, organizándose en una franja de rumbo NNW (e.g., Turner, 1965; Muñoz y Stern, 1988; Delpino y Deza, 1995) (Fig. 1). En estrecha asociación a estructuras de la cobertura mesozoica en la provincia del Neuquén, representan una voluminosa acumulación de basaltos de 'plateau', estratovolcanes, calderas y conos monogénicos.

Las facies volcánicas de escudo, que forman vastas mesetas dispuestas entre la Falla Biobío-Aluminé (Suárez y Emparan, 1997) y la Cordillera del Viento, conservan ocasionalmente parte de los centros emisores y presentan edades comprendidas entre 4,5 y 0,8 Ma (Drake *et al.*, 1976; Muñoz y Stern, 1988, Linares *et al.*, 1999). A esta franja pertenecen centros tales como Las Monjas, Rahue, Butahuao, Pino Solo y las unidades basales del volcán Copahue.

Sobrepuestos o engranando con las unidades volcánicas anteriores, se encuentran centros volcánicos mejor preservados que corresponden a aparatos centrales y cuyas edades alcanzan desde el Plioceno Superior hasta el Pleistoceno Medio (2,0-0,3 Ma; Muñoz y Stern, 1988) (Tabla 2). A este conjunto pertenecen centros tales como Cerro Trolón, Pino Hachado, Cerro Cochicó, Palao Mahuida, Queli Mahuida, Cerro Cansino y las Mesetas Cayulafquén y Arco.

Asimismo, ocupando similar posición que los anteriores y especialmente en los valles del río Aluminé y del río Agrio, se emplazan numerosos centros monogénicos cuaternarios que han construido conos de piroclastos y cuyos derrames lávicos forman mesetas como las de Loncoloa y Laguna Blanca. Mientras los centros volcánicos pliocenos exhiben una señal geoquímica subcalina, aquellos del Plioceno alto-Pleistoceno y también los holocenos, resultarían característicamente alcalinos (Muñoz y Stern, 1989).

GEOCRONOLOGIA

Los antecedentes geocronológicos del volcanismo cenozoico superior, en los Andes del Sur, son relativamente escasos. El análisis volcanoestratigráfico ha producido avances en el contexto de levantamientos regionales, especialmente en la última década, permitiendo al menos una cronología relativa de los eventos volcánicos. Ello sobre la base de criterios geomorfológicos, particularmente el estado de denudación e intensidad de la erosión glacial en los centros volcánicos. Así, se han descrito desde secuencias volcánicas aisladas, centros volcánicos desmantelados donde aún se reconoce cuellos, borde de calderas o flujos lávicos radiales, hasta edificios bien conservados cuya estratigrafía interna se ha definido mediante los eventos glaciales intercalados (e.g., Moreno y Parada, 1976; Campos *et al.*, 1998). Precisiones cuantitativas sólo han sido realizadas sistemáticamente en depósitos piroclásticos postglaciales mediante ^{14}C .

En términos generales, la aplicación de méto-

dos radiométricos a rocas volcánicas de ca. 1 Ma ha sido complejo, particularmente en rocas básicas, y su progreso ha estado relacionado estrechamente con los avances tecnológicos. De este modo, Mahood y Drake (1986) mostraron la factibilidad de datar con K-Ar rocas silíceas jóvenes, entre 5 y 150 Ka, usando sanidina y vidrio. Más tarde, Singer *et al.* (1997) señalaron la coherencia entre determinaciones K-Ar y ^{40}Ar - ^{39}Ar con fusión completa en roca total.

Recientemente, Lanphere (2000), realizó un estudio comparativo entre ambos sistemas, usando roca total y calentamiento por pasos, en rocas máficas menores que 1 Ma, mostrando la aplicabilidad de ambos métodos. Este autor concluye que ambos métodos permiten determinaciones de alta calidad aunque, sin duda, la reproducibilidad de una edad 'plateau' será superior con una dispersión de la precisión analítica bajo el 2%. Sin embargo, estos métodos deben considerarse complementa-

rios puesto que, por ejemplo en ejemplares de grano muy fino o con algo de vidrio en la masa, el método K-Ar puede ser la única forma de obtener una edad exacta y precisa (Lanphere, 2000).

Entre las dificultades, Singer *et al.* (1998) señalaron el riesgo de encontrar xenocristales de plagioclasa con Ar extraño, indistinguibles de la plagioclasa juvenil, que distorsionarían el significado de una determinación en roca total. Mientras, Lanphere (2000) sugería que, considerando que el K en la masa fundamental se concentra 4-5 veces más que en la plagioclasa, es aún factible datar roca total en ejemplares máficos.

En este trabajo se ha evitado muestras con plagioclasa parcialmente alterada, fracturada o resorbida. Los rasgos geoquímicos discutidos más adelante confirman, además, escasa interacción con la corteza. Seguidas las recomendaciones petrográficas de Dalrymple y Lanphere (1969) y Mankinen y Dalrymple (1972), la confiabilidad de los valores dependerá de los equipos y de factores geológicos.

Así, habida consideración de las restricciones instrumentales y metodológicas, se ha efectuado estas determinaciones para realizar comparaciones regionales. Las muestras colectadas corresponden a flujos independientes que pertenecen a unidades volcanoestratigráficas de valor regional, definidas según el grado de erosión glacial y relación de corte y relleno. Además, en algunos complejos volcánicos los ejemplares cumplen una relación de superposición observada. Las muestras fueron extraídas del nivel macizo de lavas o diques alimentadores. Ellas corresponden, principalmente, a basaltos y andesitas basálticas de olivino y clinopiroxeno, con 10-50% de fenocristales en masas intergranulares mientras los ejemplares de mayor contenido de sílice, minoritarios, corresponden a andesitas silíceas y dacitas de clinopiroxeno, con 13-45% de fenocristales en masas intersertales.

Los valores informados (Tabla 1) fueron obtenidos en el Laboratorio de Geocronología de SERNAGEOMIN. El análisis de K se realizó en triplicado en espectrómetro de absorción atómica con estándar de Li. El Ar se determinó por dilución isotópica y lectura en un espectrómetro de masas AE1-MS-10S. En algunos casos el análisis fue duplicado obteniendo una edad media ponderada.

Estos valores muestran que los edificios volcánicos y secuencias volcanosedimentarias con rasgos de erosión profunda en la cordillera de los Andes, presentan edades que pueden alcanzar principalmente desde el Plioceno Superior al Pleistoceno Medio, según las escalas de Gradstein y Ogg (1996) y Shackleton y Opdyke (1977). Los datos presentan un error en la precisión analítica (1σ) que alcanza entre 5 y 50% para edades entre 0,4 y 1 Ma. Para valores mayores a 1 Ma se reduce a 5-25%. Esto significa que, con un 95% de certeza (2σ), 34 de las 45 edades comentadas pertenecerían al intervalo Plioceno Superior-Pleistoceno Medio (3,6-0,13 Ma); de ellas 12 podrían alcanzar el Plioceno Superior (3,6-1,8 Ma) mientras sólo una se encontraría estrictamente en este último intervalo.

En todo caso, los valores obtenidos son consistentes con la posición estratigráfica de los ejemplares colectados. Ello es claro en el Complejo Cerro Trautrén, Complejo Nevados de Caburgua, Sierra de Quinchilca y Cordillera Nevada. En este último, por ejemplo, la edad de $1,4\pm 0,6$ Ma reportada por Campos *et al.* (1998) proviene de un nivel lávico dispuesto en la base de la secuencia pre-caldera, apoyada a su vez sobre rocas volcánicas mioceno-pliocenas (ca. 3-6 Ma), mientras aquella de $1,2\pm 0,3$ Ma corresponde a la unidad de relleno más antigua. De este modo, además, ambas acotarían la edad del colapso en el Pleistoceno Inferior bajo ($1,8-0,79$ Ma).

De igual modo, los valores reportados por Muñoz y Stern (1988) y Linares *et al.* (1999) para centros volcánicos dispuestos sobre el bloque Copahue-Pino Hachado, en Argentina (Tabla 2), resultan semejantes señalando que los episodios volcánicos de ese intervalo habrían ocurrido simultáneamente en una ancha franja que alcanzaba desde el frente cordillerano hasta los bloques alzados orientales.

A su vez, y aunque no existen estudios sistemáticos recientes, las escasas edades disponibles para las unidades basales de los estratovolcanes modernos, erosionadas pero indudablemente asociadas al mismo centro emisor, sustentan preliminarmente la idea de que ellos habrían sido edificados, esencialmente, desde el Pleistoceno Medio ($<0,79$ Ma) (Tabla 3).

TABLA 1. EDADES K-Ar (ROCA TOTAL) EN ROCAS DEL INTERVALO PLOCIENO SUPERIOR-CUATERNARIO EN LA CORDILLERA DE LOS ANDES (CHILE).

No. Muestra	Ubicación UTM N/E	Litología	%K	Vol. ⁴⁰ Ar rad (nl/g)	% Ar (atm)	Edad (Ma) y error (2 σ)	Referencias
Formación Malleco							
EL-790	5764,5/254,2	Andesita	0,835	0,074	90	2,3 \pm 0,8	Suárez y Emparán, 1997
EL-339	5756,2/284,1	Basalto	0,549	0,039	93	1,8 \pm 1,1	Suárez y Emparán, 1997
EL-646	5779,8/260,7	Andesita	1,009	0,065	90	1,7 \pm 0,6	Suárez y Emparán, 1997
EL-841	5752,8/254,1	Basalto	0,729	0,049	86	1,7 \pm 0,4	Suárez y Emparán, 1997
EL-644	5781,7/260,9	Andesita	1,152	0,072	89	1,6 \pm 0,7	Suárez y Emparán, 1997
EL-728	5790,1/267,7	Andesita	1,101	0,062	85	1,5 \pm 0,5	Suárez y Emparán, 1997
EL-726	5789,9/268,0	Andesita	0,053	1,034	94	1,3 \pm 0,6	Suárez y Emparán, 1997
EL-582	5770,0/241,7	Andesita	1,854	0,063	91	0,9 \pm 0,3	Suárez y Emparán, 1997
EI-798	5786,7/252,4	Andesita	1,924	0,060	88	0,8 \pm 0,3	Suárez y Emparán, 1997
XG-223A	5656,2/243,2	Basalto	0,368	0,025 0,020) 0,024)	99 98) 97)	1,7 \pm 1,1*	Este trabajo
Complejo Cerro Maichín							
XG-167	5641,1/280,2	Andesita silícea	0,639	0,023	95	0,9 \pm 0,7	Este trabajo
Complejo Cerro Trautré							
XG-136	5663,9/288,7	Andesita silícea	2,326	0,070) 0,061)	94) 98)	0,8 \pm 0,4*	Este trabajo
XG-138	5660,4/290,0	Andesita silícea	0,618	0,013	95	0,5 \pm 0,3	Este trabajo
Complejo Nevados de Caburgua							
XG-125	5662,4/280,2	Andesita silícea	0,611	0,057	89	2,4 \pm 0,5	Este trabajo
XG-124	5660,6/278,9	Andesita silícea	1,331	0,037) 0,046)	95) 83)	0,8 \pm 0,5*	Este trabajo
Cordillera Nevada							
XG-005	5527,4/772,5	Andesita	0,920	0,049	93	1,4 \pm 0,6	Campos <i>et al.</i> , 1998
XG-070	5523,5/731,5	Andesita	1,045	0,049	89	1,2 \pm 0,3	Campos <i>et al.</i> , 1998
XG-003	5552,9/713,3	Andesita	0,974	0,035	95	<1	Este trabajo
XG-009	5530,2/722,3	Andesita basáltica	0,995	0,010	98	<1	Este trabajo
XG-010	5531,9/719,9	Andesita basáltica	0,919	0,003	99	<1	Este trabajo
XG-026	5522,2/715,7	Basalto	0,555	0,018) 0,016)	97) 98)	0,7 \pm 0,5*	Este trabajo
XG-046	5537,9/729,8	Andesita basáltica	0,798	0,002	99	<1	Este trabajo
XG-029	5514,5/710,4	Andesita		0,907	0,021)	95)	
XG-077	5517,7/737,3	Andesita	0,914	0,001) 0,019	100) 96	0,9 \pm 0,3*	Este trabajo
XG-071	5521,5/730,3	Andesita	1,200	0,019)	93)	<1	Este trabajo
XG-081	5518,9/736,5	Andesita	0,012) 0,951	97) 0,001	99	0,4 \pm 0,3*	Este trabajo
Sierra de Quinchilca							
XG-102B	5603,2/756,4	Andesita basáltica	0,452	0,014) 0,014)	97) 97)	0,8 \pm 0,6*	Este trabajo
XG-103	5603,7/754,1	Andesita basáltica	0,629	0,008	96	<1	Este trabajo
XG-104A	5602,3/756,1	Andesita basáltica	0,648	0,022) 0,041)	98) 96)	1,4 \pm 0,6*	Este trabajo
XC-205	5670,2/276,7	Basalto	1,036	0,006) 0,011)	98) 97)	0,5 \pm 0,5*	Este trabajo
Complejo Mencheca							
XG-82	5510,9/749,2	Basalto	0,426	0,001	99	<1	Este trabajo
HM-73		Basalto	1,080		91	0,53 \pm 0,44	Moreno, 1977
Complejo Sarnoso							
XA-300	5482,2/718,8	Basalto	1,020	0,034	82	0,9 \pm 0,1	Este trabajo
Complejo Fiuchá							
XA-310	5488,8/717,9	Andesita basáltica	0,625	0,005	99	<1	Este trabajo
Volcán Pirihueico							
XG-185	5577,4/277,8	Basalto	0,674	0,038	95	1,5 \pm 0,7	Este trabajo

(continuación tabla 1)

No. Muestra	Ubicación UTM N/E	Litología	%K	Vol. ⁴⁰ Ar rad (nl/g)	% Ar (atm)	Edad (Ma y error (2 σ))	Referencias
Volcán Chihúo							
XG-175	5572,5/278,5	Andesita basáltica	1,684	0,041) 0,049)	98) 88)	0,7 ± 0,2*	Este trabajo
Volcán La Picada							
170185-2	5550,7/712,1	Basalto	0,618	0,010	91	0,52 ± 0,20	H. Moreno <i>et al.</i> , 1985 ¹
Estratos de Chapuco							
XC-288	5467,2/719,2	Basalto	1,010	0,017	85	0,4 ± 0,1	Este trabajo
XC-289	5462,6/719,2	Basalto	0,698	0,015	93	0,6 ± 0,5	Este trabajo
HO46	5463,0/710,8	Basalto	0,709	0,027) 0,023)	88) 90)	1,0 ± 0,3 0,8 ± 0,5 0,9 ± 0,3*	SNGM-BRGM, 1995 ⁴ SNGM-BRGM, 1995 ⁴ Este trabajo
Estratos de Hueñu Hueñu							
060385-5	5424,0/706,0	Basalto	0,480	0,027	79	1,43 ± 0,20	H. Moreno <i>et al.</i> , 1985 ¹
Estratos de Reloncaví							
090185-3	5408,2/725,8	Basalto	0,507	0,005	95	0,27 ± 0,14	H. Moreno <i>et al.</i> , 1985 ¹
Volcán Cuernos del Diablo							
P273b	5419,8/745,5	Basalto	0,920	0,026	89	0,7 ± 0,4	SNGM-BRGM, 1995 ⁴

Los datos geocronológicos presentados en este trabajo, así como los reportados por Suárez y Emparan (1997), Campos *et al.* (1998) y SNGM-BRGM (1995)⁴, fueron realizados en el Laboratorio de Geocronología de SERNAGEOMIN. El valor informado en Moreno (1977) fue obtenido en el Centro de Pesquisas Geocronológicas de la Universidad de Sao Paulo; los valores presentados por H. Moreno *et al.* (1985)¹ fueron obtenidos en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de California. Los valores señalados con asterisco (*) corresponden a ejemplares en que se ha repetido el análisis y calculado la media ponderada que se informa.

TABLA 2. EDADES K-Ar DE UNIDADES VOLCANICAS DEL INTERVALO PLOCENO-PLEISTOCENO ORIENTALES (ARGENTINA).

No. Muestra	Litología	%K	Vol. ⁴⁰ Ar rad (nl/g)	% Ar (atm)	Edad (Ma y error (2 σ))	Referencias
Copahue						
TC31	Andesita	1,866	0,060	82	0,8±0,1	Muñoz y Stern, 1988
TC36	Toba (bt)	6,780	0,060	94	1,1±0,1	Muñoz y Stern, 1988
CO-36	Andesita	1,790	0,036	95,5	1,16±0,18	Linares <i>et al.</i> , 1999
CO-37	Dacita	2,880	0,038	84,0	0,76±0,14	Linares <i>et al.</i> , 1999
CO-39	Traquiandesita	2,340	0,058	27,8	1,23±0,18	Linares <i>et al.</i> , 1999
CO-40	Andesita	2,350	0,035	75,9	0,91±0,14	Linares <i>et al.</i> , 1999
Rahue						
TC78	Traquiandesita	1,461	0,059	85	1,0±0,2	Muñoz y Stern, 1988
TC84	Andesita	2,102	0,240	89	1,0±0,2	Muñoz y Stern, 1988
TC80	Andesita	2,501	0,402	64	4,1±0,3	Muñoz y Stern, 1988
Pino Solo						
CZ37	Andesita	2,296	0,188	62	2,1±0,2	Muñoz y Stern, 1988
CZ40	Dacita	2,960	0,254	82	2,2±0,3	Muñoz y Stern, 1988
Pino Hachado						
CZ23	Traquiandesita	3,189	0,193	83	1,6±0,2	Muñoz y Stern, 1988
CZ30	Traquibasalto	2,495	0,142	79	1,5±0,1	Muñoz y Stern, 1988
TC61	Basalto alcalino	1,348	0,075	76	1,4±0,2	Muñoz y Stern, 1988
Quelí Mahuida						
TC55	Basalto alcalino	1,364	0,054	88	1,0±0,4	Muñoz y Stern, 1988
TC57	Hawaíta	1,675	0,057	93	0,9±0,3	Muñoz y Stern, 1988

Los valores presentados por Muñoz y Stern (1988) fueron obtenidos en el Laboratorio de Geocronología de SERNAGEOMIN; aquellos de Linares *et al.* (1999) se obtuvieron en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (INGEIS), Argentina.

TABLA 3. EDADES K-Ar DE UNIDADES BASALES DE LOS ESTRATOVOLCANES DEL PLEISTOCENO-Holoceno DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES (CHILE).

No. Muestra	Litología	%K	Vol. ^{40}Ar rad (nl/g)	% Ar(atm)	Edad (Ma) y error (2σ)	Referencias
Osorno 240281-1	Basalto	0,406	0.002	98	$0,15 \pm 0,20$	H. Moreno <i>et al.</i> , 1985 ³
Calbuco 060385-3	Andesita	0,699	0.003	93	$0,11 \pm 0,08$	H. Moreno <i>et al.</i> , 1985 ³
Antuco -	Andesita basáltica	-	-	-	$0,30 \pm 0,20$	Drake <i>et al.</i> , 1976
6	Andesita basáltica	1,271	0.074	98	$0,083 \pm 0,046$	Moreno <i>et al.</i> , 1986a
Callaqui 5	Andesita basáltica	1,250	0.013	96	$0,146 \pm 0,026$	Moreno <i>et al.</i> , 1986b
4	Andesita basáltica	1,141	0.014	94	$0,171 \pm 0,026$	Moreno <i>et al.</i> , 1986b

Los valores presentados por Drake *et al.*, 1976), H. Moreno *et al.* 1985³, Moreno *et al.* (1986a, b) fueron obtenidos en el Laboratorio de Geocronología de la Universidad de California.

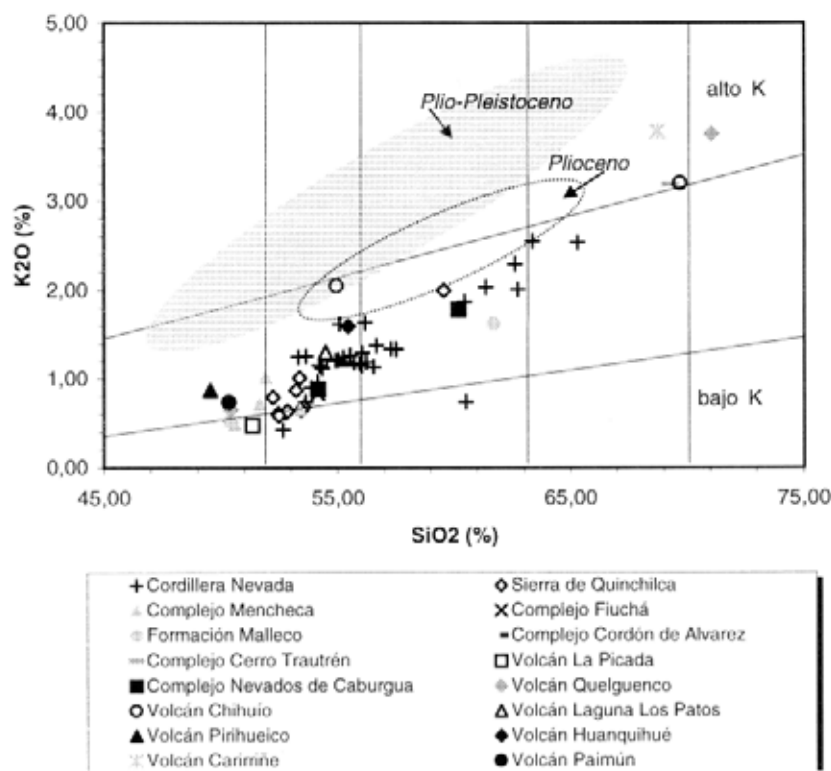


FIG. 9. Diagrama de SiO₂ versus K₂O para rocas volcánicas plioceno-cuaternarias de la cordillera de los Andes entre los 39-42°S. El achurado indica el campo ocupado por rocas plioceno-cuaternarias de la vertiente argentina (Plio-Pleistoceno E) y el contorno segmentado para las rocas pliocenas de ese sector (datos de Muñoz y Stern, 1988, 1989).

GEOQUÍMICA

Los datos geoquímicos disponibles (Tabla 4) incluyen básicamente elementos mayores y tierras raras de rocas volcánicas pertenecientes a los centros mejor reconocidos. Los ejemplares colectados incluyen predominantemente variedades básicas, aunque cubren un amplio espectro composicional. La mineralogía es, sin embargo, semejante con la sola ausencia de olivino en las variedades más silíceas. Además de éste, clinopiroxeno, plagioclasa cálcica y en menor medida magnetita, constituyen fases comunes inmersas en una masa intersertal o intergranular que constituye entre el 55 y 85% de las secciones. Los óxidos de elementos mayores, revisados con sílice como índice de diferenciación, muestran distribuciones lineales que sugieren la cristalización fraccionada de plagioclasa, clinopiroxeno y magnetita, hipótesis compatible con la conducta de elementos en trazas como Sc, V, Cr y Co. El análisis comparado del conjunto en un gráfico de SiO_2 versus K_2O (Fig. 9) muestra tanto la amplia variedad composicional como su pertenencia mayoritaria al dominio calcoalcalino. Las variedades más silíceas, al mismo tiempo de alto K, corresponden a domos erosionados o lavas macizas de los centros volcánicos fronterizos (Quelguenco, Carrirriñe, Chihuio).

En conjunto, los ejemplares presentados ocupan idéntico campo que las rocas volcánicas cuaternarias de los Andes del Sur (*e.g.*, López-Escobar *et al.*, 1993). Resultan, asimismo, característicamente más pobres en K_2O que las unidades pliocenas del bloque Copahue-Pino Hachado y aún más que aquéllas del Plioceno alto-Pleistoceno de esa región (*e.g.*, Muñoz y Stern, 1988).

Por otra parte, el patrón de tierras raras se presenta marcadamente plano en todos los ejemplares disponibles, con valores enriquecidos respecto del condrito entre 8 y 23 veces para las tierras

raras pesadas y hasta 55 en las livianas (Fig. 10). Las variedades más silíceas (Cordillera Nevada) presentan una incipiente anomalía de Eu, tradicionalmente asociada a fraccionamiento de plagioclasa.

Los patrones presentados son semejantes a los que exhiben las rocas volcánicas de los centros pleistoceno-holocenos de la cordillera principal (*e.g.*, Hickey-Vargas *et al.*, 1989; López *et al.*, 1993). Los gráficos incluyen sólo variedades intermedio básicas; aquellas más silíceas pueden mostrar mayores contenidos de tierras raras livianas como es también común en los magmas modernos de la Zona Volcánica Sur (*e.g.*, Hickey-Vargas *et al.*, 1989; Gerlach *et al.*, 1988; Lara, 1997). Estos valores, además, son característicamente más pobres en tierras raras livianas que las unidades volcánicas de la vertiente argentina. El contenido de tierras raras pesadas es esencialmente similar. En un diagrama de Ba/La versus La/Sm (Fig. 11) puede apreciarse la progresión gradual de ambos cocientes desde los centros plio-pleistocenos occidentales hasta los emplazados en el extremo este del arco volcánico. Se aprecia, además, que ellos cubren básicamente el mismo espectro reconocido en las rocas volcánicas cuaternarias de la Zona Volcánica Sur. La variación lineal de las razones Ba/La y La/Sm es también proporcional a la actual distancia de la fosa, anotada en términos relativos para el arco plio-pleistoceno y cuaternario, respectivamente. En ese contexto, la variación de la razón Ba/La, interpretada usualmente como trazador de los componentes de subducción, y aquélla mostrada por La/Sm, indicativa del grado de fusión parcial de la fuente astenosférica, señalan idéntica variación transversal en cada arco volcánico, aunque verificada en un dominio espacial diferente.

DISCUSION

Los antecedentes geocronológicos disponibles muestran que en la cordillera principal ha existido actividad volcánica persistente desde el Plioceno. Con las limitaciones metodológicas co-

mentadas, las determinaciones K-Ar en rocas de ca. 1-2 Ma muestran consistentemente que, entre los 38° y 42°S, ellas definen una franja de hasta 250-300 km de ancho, que incluye desde el frente

TABLA 4. ANALISIS QUIMICOS DE ROCAS VOLCANICAS PLIO-PLEISTOCENAS DE LA CORDILLERA DE LOS ANDES (39-42°S).

Muestra	Sierra de Quinchilca										Cordillera Nevada					Coplejo Mencheca		
	XG-101	XG-103	XG-102B	XG-104A	XG-70	XG-71	XG-72A	XG-0005	XG-0009	XG-0010	XG-0011	XG-0022	XG-0023	XG-0029	HM-71	HM-25		
SiO ₂	51,88	53,05	51,99	52,74	56,97	55,93	57,23	54,58	55,27	54,49	53,57	52,26	55,37	52,55	50,97	53,37		
Al ₂ O ₃	17,24	17,21	20,51	16,25	15,02	18,07	15,5	15,41	16,24	16,16	17,84	18,97	15,86	13,33	20,02	17,58		
TiO ₂	1,35	1,20	0,86	1,37	1,42	1,14	1,46	1,77	1,62	1,75	1,03	0,88	1,18	2,92	0,96	1,20		
Fe ₂ O ₃	3,23	3,43	2,56	2,62	2,98	2,77	4,09	2,6	3,85	3,42	3,17	1,91	4,46	4,68	2,29	2,92		
FeO	5,83	6,01	4,71	7,14	6,93	5,3	5,58	7,79	5,87	6,71	4,64	5,79	3,78	8,85	6,64	6,69		
CaO	6,68	6,74	10,55	6,76	7,06	7,53	6,63	8,11	7,9	7,58	8,9	10,87	7,60	7,61	6,15	8,79		
MgO	5,38	4,81	3,95	5,86	3,37	2,77	3,06	4,05	3,45	3,64	5,35	5,12	4,93	3,88	6,64	5,02		
MnO	0,14	0,13	0,1	0,13	0,17	0,14	0,17	0,18	0,17	0,18	0,13	0,13	0,13	0,22	0,15	0,19		
Nb ₂ O ₅	3,38	3,69	3,11	3,14	4,04	3,49	4,19	3,41	3,62	3,59	3,15	2,78	3,41	3,05	3,22	3,42		
K ₂ O	0,6	0,67	0,58	0,86	1,33	1,36	1,33	1,20	1,26	1,20	0,95	0,42	1,61	1,23	1,00	0,66		
P ₂ O ₅	0,23	0,18	0,17	0,26	0,27	0,23	0,31	0,3	0,28	0,29	0,22	0,13	0,24	0,37	0,18	0,15		
H ₂ O	0,82	0,64	0,57	0,57	0,41	1,19	0,34	0,53	0,23	0,89	1,00	0,38	1,05	0,23	1,29	0,47		
La	13,11	8,04	5,98	10,82	15,85	12,28	17,96	15,93	15,81	17,12	10,26	5,03	15,83	17,94				
Ce	26,60	19,70	14,72	26,81	36,83	29,70	40,97	37,6	37,83	40,21	24,95	12,71	36,60	42,43				
Pr	4,59	3,00	2,26	4,00	5,20	4,23	5,81	5,39	5,34	5,74	3,60	1,93	5,25	6,26				
Nd	21,40	13,90	10,61	18,58	22,85	18,76	25,41	23,83	23,78	25,55	15,88	9,00	22,11	28,63				
Sm	5,37	3,61	2,83	4,73	5,55	4,78	6,11	5,91	5,87	6,26	3,90	2,51	5,19	7,34				
Eu	1,55	1,17	0,98	1,38	1,66	1,30	1,67	1,65	1,66	1,77	1,12	0,88	1,30	2,05				
Gd	6,02	4,04	3,20	5,17	5,89	5,36	6,43	6,30	6,46	6,92	4,23	2,99	5,46	8,07				
Tb	1,05	0,72	0,56	0,89	1,06	0,98	1,15	1,13	1,14	1,23	0,72	0,55	0,96	1,45				
Dy	5,86	4,03	3,16	4,94	5,97	5,52	6,41	6,31	6,4	6,90	4,02	3,14	5,28	8,13				
Ho	1,70	0,86	0,652	1,01	1,28	1,18	1,37	1,34	1,33	1,43	0,82	0,66	1,08	1,73				
Er	3,43	2,37	1,85	2,83	3,68	3,30	3,83	3,73	3,79	4,08	2,29	1,89	3,07	4,82				
Yb	3,20	2,30	1,76	2,67	3,51	3,28	3,75	3,60	3,66	3,89	2,20	1,82	2,92	4,63				
Lu	0,50	0,40	0,27	0,41	0,55	0,51	0,59	0,56	0,57	0,62	0,34	0,28	0,45	0,73				
Hf	3,60	2,60	1,85	3,35	4,11	3,97	4,30	4,01	4,33	4,33	3,17	1,76	4,74	4,93				
Ta	0,20	0,10	0,10	0,20	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,30	0,20	0,10	0,30	0,40				
Ba	280	245	178	267	356	310	376	336	352	348	241	137	359	360				

(continuación tabla 4)

	Complejo Fiuchá		Volcán La Picada		Formación Mallaco		Complejo Nevados de Caburgua		Complejo Cordón de Alvarez		Complejo Cerro Trauttrén	
MUESTRA	XG-82	XG-83	XA-310	XA-312	XG-222	XG-223	XG-124	XG-126B	XA-305	XG-135		
SiO ₂	50,25	51,2	54,76	50,89	57,32	49,94	59,85	53,59	54,79	68,91		
Al ₂ O ₃	20,23	18,07	17,05	17,06	18,43	18,81	16,9	17,77	17,84	15,91		
TiO ₂	0,78	1,03	1,31	1,03	1,18	1,25	0,96	1,08	1,04	0,42		
Fe ₂ O ₃	2,09	2,05	3,70	3,06	1,86	3,65	2,87	2,62	3,54	2,68		
FeO	6,52	6,80	5,60	6,51	2,07	6,33	3,8	5,51	4,4	0,52		
CaO	9,86	9,63	9,2	9,95	3,29	9,09	5,37	8,74	8,73	1,67		
MgO	5,63	6,28	4,89	7,01	0,61	5,75	2,74	4,83	3,81	0,32		
MnO	0,14	0,15	0,15	0,14	0,27	0,17	0,13	0,15	0,13	0,10		
Na ₂ O	3,18	2,97	3,31	2,79	5,96	3,40	4,89	3,59	3,56	5,62		
K ₂ O	0,48	0,71	0,84	0,47	1,51	0,52	1,77	0,87	1,16	3,17		
P ₂ O ₅	0,14	0,23	0,34	0,22	0,4	0,27	0,35	0,31	0,31	0,15		
H ₂ O	0,56	0,46	0,97	0,58	0,73	0,53	0,48	0,64	0,39	0,38		
La	7,14		10	10	15	10	19	13	13	36		
Ce	16,00		25	18	33	25	43	29	29	73		
Pr	2,30											
Nd	10,28		18	16	31	24	28	22	21	40		
Sm	2,59											
Eu	0,95											
Gd	2,99											
Tb	0,50											
Dy	2,86											
Ho	0,59											
Er	1,89											
Yb	1,63											
Lu	0,25											
Hf	1,46											
Ta	0,10											
Ba	212	237	246	145	359	257	439	294	282	730		

(continuación tabla 4)

	Volcán Chihuido	Volcán Queiguenco	Volcán Pirihueico	Volcán Huanquihué	Volcán Carrirñe	Volcán Palmún Los Patos	Volcán Laguna Los Patos	Complejo Sarnoso	Estratos de Chapuaco			
Muestra	XG-173	XG-174	XG-175	XG-176	XG-185	XG-187	XG-189	XG-199	XG-200	XA-300	XC-288	XC-289
S ₂ O ₂	49,98	70,42	54,63	68,93	49,10	54,20	68,32	50,00	55,23	53,69	59,51	52,57
Al ₂ O ₃	17,54	15,10	17,88	16,16	19,62	17,01	15,56	16,46	19,96	16,20	16,87	17,18
TiO ₂	1,21	0,40	1,68	0,38	1,01	1,55	0,62	1,02	1,07	1,52	0,97	1,07
Fe ₂ O ₃	4,80	1,54	3,81	1,75	4,98	7,59	1,48	3,26	2,92	4,02	3,33	3,25
FeO	5,50	0,80	4,12	0,69	4,14	1,49	1,49	5,20	5,27	6,09	4,00	5,70
CaO	8,97	1,20	5,95	2,05	10,63	7,17	1,80	9,85	7,74	8,25	5,65	8,39
MgO	6,66	0,43	3,03	0,63	5,49	2,98	0,69	7,14	3,93	4,37	2,56	6,23
MnO	0,15	0,09	0,21	0,10	0,17	0,27	0,09	0,14	0,15	0,15	0,15	0,15
Na ₂ O	3,38	5,18	5,13	4,89	2,93	3,52	5,51	3,26	3,53	3,61	4,95	3,47
K ₂ O	0,65	3,72	2,04	3,16	0,86	1,56	3,75	0,75	1,32	1,02	1,31	0,89
P ₂ O ₅	0,37	0,14	0,94	0,14	0,19	0,42	0,07	0,26	0,27	0,33	0,24	0,26
H ₂ O	0,67	0,56	0,39	0,99	0,42	1,65	0,32	0,43	1,28	0,36	0,43	0,40
La	14	37	47	31	16	25	38	11	13	10	12	11
Ce	31	75	98	56	34	53	86	23	29	26	33	31
Pr												
Nd	23	37	61	27	25	36	40	19	23	21	17	19
Sm												
Eu												
Gd												
Tb												
Dy												
Ho												
Er												
Yb												
Lu												
Hf												
Ta												
Ba	312	853	874	914	312	545	933	248	337	274	390	269

Elementos mayores obtenidos en el Laboratorio Químico del Servicio Nacional de Geología y Minería (Chile) por J. Bustamante, J. Vásquez, L. Morales y C. Espejo. Tierras raras, Ba, Hf y Ta (cursiva) obtenidos en el Laboratorio Químico de la Universidad de Kansas (EE.U.U.) por T. Planck. Tierras raras (La, Ce, Nd) y Ba obtenidos en el Laboratorio Químico del Servicio Nacional de Geología y Minería por A. Riquelme y F. Llona.

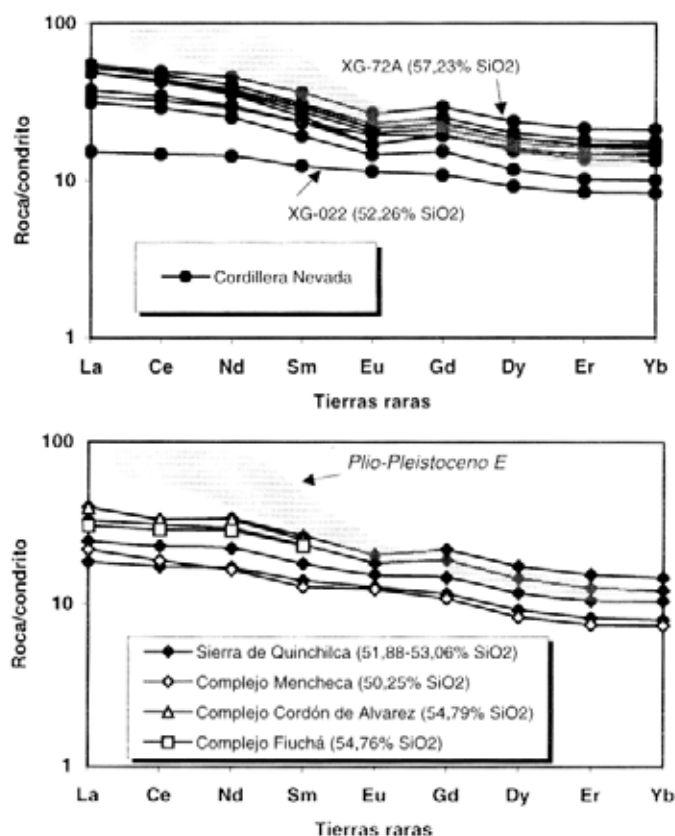


FIG. 10. Patrones de tierras raras para rocas plioceno-pleistocenas de la cordillera de los Andes: a- Cordillera Nevada con indicación de ejemplares de mayor y menor contenido de silice; b- Sierra de Quinchilca y complejos volcánicos Mencheca, Cordón de Alvarez y Fiuchá. En gris se muestra el campo de valores para rocas básicas plioceno-cuaternarias de la vertiente argentina según Muñoz y Stern (1988, 1989). Valores normalizados al condrito según Sun y McDonough (1989).

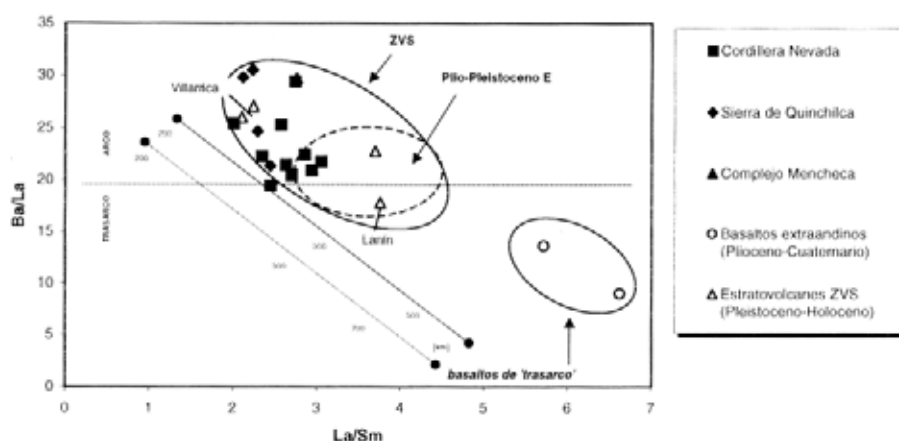


FIG. 11. Diagrama de razones Ba/La y La/Sm para unidades seleccionadas del Plioceno-Pleistoceno en la cordillera principal. Se muestra el campo de rocas volcánicas plio-pleistocenas orientales (segmentado; tomado de Muñoz y Stern, 1988, 1989), Zona Volcánica Sur (e.g., Hickey-Vargas *et al.*, 1986; López *et al.*, 1995) y basaltos de 'trasarco' o extrandinos (e.g., Goring *et al.*, 1997; Muñoz y Stern, 1988). Líneas rectas indican distancia relativa a la fosa actual [km] de los centros volcánicos cuaternarios (línea continua) y plio-pleistocenos (línea segmentada). Se destacan los valores típicos de los volcanes cuaternarios Villarrica y Lanín, emplazados en la misma cadena transversal (39,5°S) (e.g., Lara, 1997; Hickey-Vargas *et al.*, 1989).

volcánico hasta los bloques alzados en territorio argentino. En esta franja, los centros volcánicos erodados no presentan una asociación espacial estricta con estructuras de carácter regional. En cambio, los centros volcánicos cuaternarios muestran una distribución más estrecha, concentrada en la cordillera andina y en el entorno de la Falla Liquiñe-Ofqui. Sólo centros eruptivos menores representan la actividad volcánica cuaternaria en la región oriental.

Antes de conocer edades plio-pleistocenas en el frente volcánico, Stern (1989) y Muñoz y Stern (1988, 1989) sugerían, para el segmento situado al sur de los 38°S, una migración al oeste del arco volcánico que habría ocurrido al final del Plioceno, consolidando su actual posición en el Cuaternario. Sin embargo, los antecedentes presentados permiten ahora otra explicación. Para ello es necesario advertir previamente, en contraposición a la idea de arcos volcánicos 'lineales' como expresión única del volcanismo en zonas de subducción, la compleja configuración que puede adquirir su arquitectura y las significativas variaciones transversales que en ella se puede constatar. De este modo, aunque la amplia franja del Plioceno Superior-Pleistoceno muestra una señal geoquímica característica de arco, variaciones internas se aprecian especialmente en el aumento progresivo al este de la razón La/Sm y una moderada atenuación del cociente Ba/La. Ambos rasgos son compatibles con menores grados de fusión parcial y atenuación de los componentes de subducción según aumenta la distancia a la fosa. En efecto, las rocas volcánicas cuaternarias muestran similar transición pero verificada en un dominio más estrecho. Un ejemplo nítido de lo anterior se advierte en la cadena transversal que une los volcanes Villarrica y Lanín. Más aún, rocas volcánicas holocenas, con señales geoquímicas típicas de ambientes de trasarco ($Ba/La < 20$; $La/Sm > 5$; $La/Ta < 25$), ocurren esta vez muy cerca de la cordillera andina.

Para explicar el escenario descrito existen algunas hipótesis. Stern (1989) justificaba la posible migración del arco volcánico invocando acreción en el margen o aumento del ángulo de subducción. Como se ha establecido, el proceso verificado en el

arco volcánico al sur de los 38°S, en la transición del Plioceno al Cuaternario, no correspondería a una migración sino a una reducción del ancho de la zona volcánica, manteniendo el mismo frente activo. Por lo tanto, aunque no puede descartarse el efecto de esos factores, éste sería teóricamente incompatible con la posición estática del frente volcánico y, luego, ellos no serían útiles para explicar la nueva configuración.

Por otra parte, y en términos más globales, Cross y Pilger (1982) revisaron, entre otros, el efecto de las velocidades relativas de convergencia sobre la posición de los arcos magmáticos. Antes, Molnar *et al.* (1979) habían propuesto una relación empírica entre la velocidad de subducción, la edad de la placa subductada y la longitud de la zona de Wadati-Benioff, que se escribe como $L [km] = V [mm/año] \times T [Ma] / 10$ (con L: longitud de la zona sísmica; V: velocidad de subducción; T: edad de la placa subductada), analizando su efecto en la geometría de los arcos volcánicos. En nuestro caso, la velocidad de convergencia entre las Placas de Nazca y Sudamericana sería el único parámetro que habría experimentado variación relevante a fines del Plioceno. En efecto, Engebretson *et al.* (1986), señalaron una variación de la velocidad, perpendicular y tangencial al margen, ocurrida cerca de los 2 Ma. A partir de ese momento, y para la latitud 40°S, la velocidad de convergencia se habría reducido de ca. 9 cm/año a los actuales 7,9 cm/año (DeMets *et al.*, 1994; Tamaki, 2000).

Ahora, adaptando la expresión empírica de Molnar *et al.* (1979) para un ángulo de subducción de 30° en los Andes del Sur (Cahill e Isacks, 1992), la longitud esperada mostraría, cualitativamente, que una reducción de la velocidad de 9 cm/año a 7,9 cm/año justificaría la disminución observada de hasta un 50% en el ancho de la región volcánica.

Con el análisis anterior se ha querido enfatizar la relevancia de la velocidad de subducción como factor de primer orden en el control de la geometría del arco volcánico. Recientemente, otros autores (*e.g.*, Lavenu y Cembrano, 1999) han sugerido también su efecto sobre el régimen de deformación que experimenta el arco volcánico en los Andes del Sur en ese mismo período.

CONCLUSIONES

Los antecedentes presentados señalan la ocurrencia de centros volcánicos erosionados en la cordillera andina, de morfología semejante a los descritos en la vertiente argentina. Las edades K-Ar, congruentes con el estado de conservación de los centros volcánicos, muestran la existencia de un amplio arco volcánico en el Plioceno Superior-Pleistoceno, extendido desde el frente cordillerano hasta los bloques alzados orientales. En ese dominio, la distribución de los centros volcánicos muestra una relación espacial menos estricta con las estructuras regionales (Falla Liquiñe-Ofqui, Falla Biobío-Aluminé) que la exhibida por los volcanes cuaternarios. Las características geoquímicas de las rocas volcánicas plio-pleistocenas de la cordillera principal (menor razón La/Sm; mayor razón Ba/La que sus equivalentes en Argentina) muestran una tendencia gradual de variación hacia el este que reflejaría disminución progresiva del gra-

do de fusión parcial y atenuación de los componentes de subducción. Esta conducta es similar a la observada en centros volcánicos cuaternarios organizados en cadenas transversales (*e.g.*, Hickey-Vargas *et al.*, 1989), pero verificada en un dominio más estrecho.

Adaptando el argumento de Molnar *et al.* (1979) que vincula velocidad de subducción y longitud de la zona de Wadati-Benioff, se puede sugerir el efecto de primer orden que establecería la velocidad de subducción sobre la geometría del arco volcánico. Así, durante la rápida convergencia del Plioceno (9 cm/año) se habría favorecido mayor actividad de la cuña astenosférica. Su disminución en el Cuaternario (7,9 cm/año) sería responsable de la reducción en el ancho de la región volcánica, ocurrida posiblemente después del Pleistoceno Medio.

AGRADECIMIENTOS

Este trabajo es parte de una investigación en desarrollo sobre tectónica y volcanismo en los Andes del Sur. Los datos geocronológicos y químicos fueron obtenidos de ejemplares colectados por los autores durante la ejecución del Programa X Región Norte de SERNAGEOMIN entre 1997 y 1998. El Proyecto Fondecyt 1960885 ha financiado par-

cialmente la elaboración de esta síntesis. Los autores agradecen al personal de SERNAGEOMIN su asistencia en las campañas de terreno como en la preparación y realización de los análisis. Se agradece a M. Vergara (Universidad de Chile), A. Demant (Université d'Aix-Marseille) y C.R. Stern (University of Colorado) sus constructivos comentarios.

REFERENCIAS

- Cahill, T.; Isacks, B. 1992. Seismicity and shape of the subducted Nazca plate. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 97, No. B12, p. 17503-17529.
- Campos, A.; Moreno, H.; Muñoz, J.; Antinao, J.; Clayton, J.; Martín, M. 1998. Área de Futrono-Lago Ranco, Región de los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 8, 1 mapa escala 1:100.000.
- Corbella, H.; Alonso, M. 1989. Post-glacial hydroclastic and pyroclastic deposits in the Lanín National Park, North-Patagonian Cordillera, Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 44, No. 1-4, p. 127-132.
- Cross, T.; Pilger, R. 1982. Control of subduction geometry, location of magmatic arcs and tectonics of arc and back-arc regions. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 93, p. 545-562.
- Dalrymple, G.B.; Lanphere, M. 1969. Potassium-argon dating. *W.H. Freeman and Co.*, 258 p. San Francisco.
- Delpino, D.; Deza, M. 1995. Mapa geológico y de recursos minerales de la provincia del Neuquén. República Argentina. Escala 1:500.000. *Secretaría de Minería y Ministerio de Producción y Turismo*. Argentina.
- DeMets, C.; Gordon, R.; Argus, D.; Stein, S. 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time

- scale on estimates of current plate motions. *Geophysical Research Letters*, Vol. 21, No. 20, p. 2191-2194.
- Drake, E.R.; Curtis, G.; Vergara, M. 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the central Chilean Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 1, p. 285-295.
- Engelbreton, D.C.; Cox, A.; Gordon, R.G. 1986. Relative motions between oceanic and continental plates in Pacific basin. *Geological Society of America, Special Paper*, No. 206, 59 p.
- Franzese, J. 1995. El Complejo Piedra Santa (Neuquén, Argentina): parte de un cinturón metamórfico neopaleozoico del Gondwana suroccidental. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 193-202.
- Gerlach, D.C.; Frey, F.; Moreno, H.; López-E. L. 1988. Recent volcanism in the Puyehue-Cordón Caulle region, Southern Andes, Chile (40.5°S): petrogenesis of evolved lavas. *Journal of Petrology*, Vol. 29, p.333-382.
- González, O.; Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la Cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38° latitud sur. *Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones*, No. 24, 119 p.
- Gorring, M.; Kay, S.; Zeitler, P.; Ramos, V.; Rubiolo, D.; Fernandez, M.; Panza, J. 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, Vol. 16, No. 1, p. 1-17.
- Gradstein, F.; Ogg, J. 1996. A Phanerozoic time scale. *Episodes*, Vol. 19, No. 1-2, p. 3-5.
- Hickey-Vargas, R.; Frey, F.; Gerlach, D.; López-E. L. 1986. Multiple sources for basaltic arc rocks from the southern volcanic zone of the Andes (34°-41°S): trace element and isotopic evidence for contributions from subducted oceanic crust, mantle and continental crust. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 91, p. 5963-5983.
- Hickey-Vargas, R.; Moreno, H.; López-E.L.; Frey, F. 1989. Geochemical variations in Andean basaltic and silicic lavas from the Villarrica-Lanin volcanic chain (39.5°S): an evaluation of source heterogeneity, fractional crystallization and crustal assimilation. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Vol. 103, p. 361-386.
- Inbar, M.; Risso, C.; Parica, C. 1995. The morphological development of a young lava flow in the South Western Andes-Neuquén, Argentina. *Zeitschrift Geomorphologischer Natur Forschung*, Vol. 39, No. 4, p. 479-487.
- Lanphere, M. 2000. Comparison of conventional K-Ar and ⁴⁰Ar/³⁹Ar dating of young mafic volcanic rocks. *Quaternary Research*, Vol. 53, p. 294-301.
- Lara, L. 1997. Geología y Geoquímica del volcán Lanín (39.5°S-71.5°W), Andes del Sur, IX Región, Chile. Tesis de Magister (Inédito), *Universidad de Chile*, 172 p.
- Lavenu, A.; 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*, Vol. 21, p. 1669-1691.
- Linares, E.; Osera, H.; Mas, L. 1999. Cronología potasio-argón del Complejo Efusivo Copahue-Caviahue, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 54, No. 3, p. 240-247.
- López-Escobar, L.; Kilian, R.; Kempton, P.; Tagiri, M. 1993. Petrography and geochemistry of quaternary rocks from the Southern Volcanic Zone of the Andes between 4°34'30" y 46°00'S, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 20, No. 1, p. 33-55.
- López-Escobar, L.; Cembrano, J.; Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37-46°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 22, No. 2, p. 219-234.
- Mahood, G.; Drake, R.E. 1982. K-Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 93, p. 1232-1241.
- Mankinen, E.A.; Dalrymple, G.B. 1972. Electron microprobe evaluation of terrestrial basalts for whole-rock dating. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 17, p. 89-94.
- Molnar, P.; Freedman, D.; Shih, J.S.F. 1979. Lengths of intermediate and deep seismic zones and temperatures in downgoing slabs of lithosphere. *Journal of the Royal Astronomical Society*, Vol. 56, 41-54.
- Moreno, H. 1977. Geología del área volcánica Puyehue-Carrán en los Andes del Sur de Chile. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, 170 p.
- Moreno, H.; Parada, M.A. 1976. Esquema geológico de la cordillera de los Andes, entre los paralelos 39°00' y 41°30'S. *In Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas*, Vol. 1, p. 213-226. Santiago.
- Moreno, H.; Lahsen, A.; Varela, J.; Vergara, M. 1986a. Edades K-Ar de rocas volcánicas cuaternarias del grupo volcánico Antuco-Sierra Velluda, Andes del Sur, 37°27'S. *Comunicaciones*, No. 36, p. 21-25.
- Moreno, H.; Lahsen, A.; Thiele, R.; Varela, J.; Lopez-Escobar, L. 1986b. Edades K-Ar de rocas volcánicas en el área del volcán Callaqui, Andes del Sur (38°S). *Comunicaciones*, No. 36, p. 27-32.
- Muñoz, J.; Stern, C.R. 1988. The Quaternary volcanic belt of southern continental margin of South America: transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38°S y 39°S. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 2, p. 147-161.
- Muñoz, J.; Stern, C.R. 1989. Alkaline magmatism within the segment 38°-39°S of the plio-quaternary volcanic belt of southern south american continental margin. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 94, No. B4, p. 4545-4560.
- Rodríguez, C.; Pérez, Y.; Moreno, H.; Clayton, J.; Antinao, J.L.; Duhart, P.; Martin, M. 1999. Área de Panguipulli-

- Riñihue, Región de los Lagos. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos*, No. 10, 1 mapa escala 1:100.000.
- Shackleton, N.J.; Opdyke, N.D. 1977. Oxigen-isotope and paleomagnetic stratigraphy of Pacific core V28-239, late Pliocene to latest Pleistocene. *Geological Society of America, Memoir*, No. 145, p.449-464.
- Singer, B.S.; Thompson, R.A.; Dungan, M.A.; Feeley, T.C.; Nelson, S.T.; Pickens, J.C.; Brown, L.L.; Wulff, A.W.; Davidson, J.P.; Metzger, J. 1997. Volcanism and erosion during the past 930 ky at the Tatara-San Pedro complex, Chilean Andes. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 109, No. 2, p. 127-142.
- Singer, B.S.; Wijbrans, J.R.; Nelson, S.T.; Pringle, M.S.; Feeley, T.C.; Dungan, M.A. 1998. Inherited argon in a pleistocene andesite lava: $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ incremental-heating and laser fusion analyses of plagioclase. *Geology*, Vol. 26, No. 5, p. 427-430.
- Suárez, M.; Emparan, C. 1997. Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile*, No. 71, 105 p., 1 mapa 1:250.000.
- Stern, C.R. 1989. Pliocene to present migration of the volcanic front, Andean Southern Volcanic Zone. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 16, No. 2, p. 145-162.
- Sun, S.S.; McDonough, W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In *Magmatism in the Ocean Basins* (Saunders, A.D.; Norry, M.J.; editors). *Geological Society, Special Publication*, No. 42, p. 313-345.
- Tamaki, K. 2000. Nuvel 1-A calculation results. Ocean Research Institute, University of Tokio. <http://manbow.ori.u-tokio.ac.jp/tamaki-bin/post-nuvella>.
- Turner, J. 1965. Estratigrafía de la Comarca de Junín de los Andes (Provincia del Neuquén). *Academia Nacional de Ciencias, Boletín*, Vol. 44, p. 5-51. Córdoba.

APENDICE: DESCRIPCION DE MUESTRAS DATADAS

- XG-223A. *Formación Malleco*. Basalto de olivino y clinopiroxeno. 30% plagioclasa, 3% clinopiroxeno, 17% olivino en masa intergranular con 20% de plagioclasa, 15% clinopiroxeno y 15% magnetita.
- XG-167. *Complejo Cerro Maichín*. Andesita silícea. 8% plagioclasa, 2% clinopiroxeno, 1% opacos en masa fundamental (89%) intersertal.
- XG-136. *Complejo Cerro Trautrén*. Andesita silícea. 7% plagioclasa, 1% clinopiroxeno, 1% olivino y 1% magnetita en masa fundamental (90%) intersertal.
- XG-138. *Complejo Cerro Trautrén*. Andesita silícea. 7% plagioclasa, 1% clinopiroxeno, 1% opacos y escaso olivino en masa fundamental (91%) intersertal.
- XG-124. *Complejo Nevados de Caburgua*. Andesita silícea. 8% plagioclasa y 2% clinopiroxeno en masa fundamental (90%) intersertal.
- XG-125. *Complejo Nevados de Caburgua*. Andesita silícea. 8% plagioclasa y 2% clinopiroxeno en masa fundamental (90%) intersertal.
- XG-005. *Cordillera Nevada*. Andesita. 2% plagioclasa (labradorita), 2% clinopiroxeno y trazas de olivino en masa fundamental (96%) pilotaxítica de plagioclasa, clinopiroxeno y opacos.
- XG-070. *Cordillera Nevada*. Andesita. Masa pilotaxítica de plagioclasa (50%), clinopiroxeno (22%), opacos (15%) y vidrio.
- XG-003. *Cordillera Nevada*. Andesita. 2% plagioclasa (andesina) en masa fundamental intergranular
- XG-009. *Cordillera Nevada*. Andesita basáltica. 15% plagioclasa (labradorita), clinopiroxeno (1%) y olivino (3%) en masa fundamental (82%) pilotaxítica de plagioclasa (33%), clinopiroxeno (22%), opacos (14%) y vidrio.
- XG-010. *Cordillera Nevada*. Andesita. Masa pilotaxítica de 32% plagioclasa, 26% clinopiroxeno, 12% opacos y vidrio.
- XG-026. *Cordillera Nevada*. Basalto. 3% plagioclasa, 2% clinopiroxeno y escaso olivino en masa fundamental (95%) pilotaxítica de plagioclasa (50%), clinopiroxeno (28%), opacos (8%) y vidrio.
- XG-046. *Cordillera Nevada*. Andesita basáltica. Masa pilotaxítica de plagioclasa (67%), clinopiroxeno (23%) y opacos.
- XG-029. *Cordillera Nevada*. Andesita. Masa fundamental pilotaxítica con plagioclasa (50%), clinopiroxeno (25%), opacos (9%) y vidrio.
- XG-077. *Cordillera Nevada*. Andesita. 3% plagioclasa, 1% clinopiroxeno en masa fundamental (96%) intersertal con plagioclasa (35%), clinopiroxeno (12%), opacos (8%) y vidrio.
- XG-071. *Cordillera Nevada*. Andesita. 27% plagioclasa (labradorita), 3% clinopiroxeno en masa fundamental (70%) pilotaxítica con plagioclasa (35%), clinopiroxeno (15%), opacos (6%) y vidrio.
- XG-081. *Cordillera Nevada*. Andesita. 2% plagioclasa (andesina) en masa fundamental (98%) intersertal.
- XG-102B. *Sierra de Quinchilca*. Andesita basáltica. 10% plagioclasa, 3% clinopiroxeno y 2% olivino en masa fundamental (85%) intergranular.
- XG-103. *Sierra de Quinchilca*. Andesita basáltica. 9% plagioclasa, 2% clinopiroxeno y 2% olivino en masa fundamental (87%) pilotaxítica.
- XG-104A. *Sierra de Quinchilca*. Andesita basáltica. 10% plagioclasa, 2% clinopiroxeno y 2% olivino en masa fundamental (86%) pilotaxítica.
- XC-205. *Sierra de Quinchilca*. Basalto. 10% plagioclasa, 5% olivino y 3% clinopiroxeno en masa fundamental (82%) intergranular.
- XG-082. *Complejo Mencheca*. Basalto. 15% plagioclasa (labradorita), 5% olivino y 3% clinopiroxeno en masa fundamental (77%) intergranular.
- XA-300. *Complejo Sarnoso*. Basalto. 13% plagioclasa, 4% olivino y 3% clinopiroxeno en masa fundamental (80%) intergranular.
- XA-310. *Complejo Fiuchá*. Andesita basáltica. 30% plagioclasa, 2% clinopiroxeno y 3% olivino en masa fundamental (65%) intergranular.
- XG-185. *Volcán Pirihueico*. Basalto. 25% plagioclasa, 12% olivino y 3% clinopiroxeno en masa fundamental (60%) intergranular con 30% plagioclasa, 15% clinopiroxeno, 10% opacos y 5% olivino.

- XG-175. *Volcán Chihuio*. Andesita basáltica. Masa fundamental hialopilitica con 25% plagioclasa y 5% clinopiroxeno.
- 170185-2. *Volcán La Picada*. Basalto. 30% plagioclasa (labradorita) y 4% olivino y 4% clinopiroxeno en masa fundamental intergranular.
- XC-288. *Estratos de Chapuco*. Basalto. 15% plagioclasa, 5% olivino y 3% clinopiroxeno en masa fundamental (77%) intergranular.
- XC-289. *Estratos de Chapuco*. Basalto. 18% plagioclasa, 3% olivino y 3% clinopiroxeno en masa fundamental (76%) intergranular.
- HO-46. *Estratos de Chapuco*. Basalto. 10% plagioclasa, 5% olivino y 3% clinopiroxeno en masa fundamental (82%) intergranular.
- 060385-5. *Estratos de Hueñuhueñu*. Basalto. 40% plagioclasa, 8% olivino en masa fundamental (52%) intersertal.
- 090185-3. *Estratos de Reloncaví*. Basalto. 10% plagioclasa, 15% olivino y 2% clinopiroxeno en masa fundamental (73%) intergranular.
- P273b. *Volcán Cuernos del Diablo*. Basalto. 15% plagioclasa, 5% olivino y 2% clinopiroxeno en masa fundamental (83%) intergranular.
-