

# ESTADÍO INICIAL DEL ARCO VOLCÁNICO NEÓGENO EN LA CORDILLERA PRINCIPAL DE MENDOZA (35° S)

Patricia SRUOGA<sup>1,2</sup>, Nora A. RUBINSTEIN<sup>2,3</sup>, Mariela P. ETCHEVERRÍA<sup>4</sup>, Marcelo CEGARRA<sup>4</sup>, Suzanne M. KAY<sup>5</sup>, Brad SINGER<sup>6</sup> y James LEE<sup>7</sup>

<sup>1</sup> SEGEMAR. Avda. J. A. Roca 651, piso 10, (1322) Buenos Aires. Email: patysruoga@yahoo.com.ar

<sup>2</sup> CONICET

<sup>3</sup> Dto. Ciencias Geológicas, Universidad de Buenos Aires, Ciudad Universitaria, Pabellón 2, (1428) Buenos Aires. Email: nora@gl.fcen.uba.ar

<sup>4</sup> SEGEMAR. Avda. J. A. Roca 651, piso 10, (1322). Buenos Aires. Emails: maretc@mecon.gov.ar y mcegar@minproduccion.gov.ar

<sup>5</sup> Cornell University. Dept. of Earth and Atmospheric Sciences 3140 Snee Hall Ithaca 14853, Estados Unidos. Email: smk16@cornell.edu

<sup>6</sup> University of Wisconsin, Rare Gas Geochronology Lab, Madison, Estados Unidos. Email: bsinger@geology.wisc.edu

<sup>7</sup> Queen's University. Dept. of Geological Sciences and Geological Engineering, 36 Union Street, Kingston, Ontario, Canada. Email: lee@geol.queensu.ca

## RESUMEN

Por primera vez, se presenta un estudio geológico integrado del complejo volcánico aflorante en el cordón del Burrero y zonas aledañas, en la Cordillera Principal del sur de Mendoza (35°S). Constituye una unidad volcánica compleja, integrada por facies lávicas e hipabisales de composición basáltica, andesítica y riolítica. Las rocas pertenecen a series calcoalcalinas de alto potasio, con altos contenidos de Ba, Sr, Rb, Cs, bajos contenidos de Nb, Ta, Hf y relaciones La/Yb moderadas. Se hallan afectadas por metamorfismo de bajo grado en facies de ceolitas y prehnita-pumpellyita, vinculado al aumento de gradiente geotérmico por soterramiento. Además, se identificó localmente otro evento térmico superpuesto. El volcanismo tuvo lugar en el Mioceno medio (~18 a 14 Ma), representando el estadio inicial del arco volcánico neógeno en la vertiente argentina y puede ser correlacionado con la parte inferior de la Formación Farellones, de amplia distribución en territorio chileno a estas latitudes.

Palabras clave: *Volcanismo, Mioceno, Cordillera Principal, Mendoza.*

**ABSTRACT:** *Initial stage of the Neogene volcanic arc in the Cordillera Principal of Mendoza (35°S).* This is the first time that an integrated geological approach of the volcanic complex outcropping at Cordón del Burrero and surrounding areas, in Cordillera Principal of Mendoza province (35° S), is carried out. It constitutes a complex volcanic unit, encompassing lavas, dykes and subvolcanic intrusive bodies of basaltic, andesitic and rhyolitic composition. These rocks belong to high-K calc-alkaline series, showing high Ba, Sr, Rb and Cs contents, Nb, Ta and Hf depletion and moderate La/Yb ratios. The volcanics experienced regional burial and related very low grade metamorphism under zeolite and prehnite-pumpellyite facies conditions. In addition, another juxtaposed thermal event was locally identified. The volcanic event took place during Middle Miocene times (~ 18 a 14 Ma) and represents the initial stage of the neogene volcanic arc in Argentina and it may be correlated to the lowest part of Farellones Formation, widespread in Chile at these latitudes.

Keywords: *Miocene, Volcanism, Cordillera Principal, Mendoza.*

## INTRODUCCIÓN

El volcanismo neógeno se halla ampliamente representado en la Cordillera Principal de la provincia de Mendoza. A pesar de su importancia geológica y metalogénica, el mismo ha sido poco estudiado. En particular, la escasez de relevamientos de detalle y de edades absolutas ha impedido establecer la secuencia geocronológica y la evolución del arco volcánico durante el ciclo orogénico ándico.

Los primeros antecedentes se remontan a Gerth (1931) y Groeber (1946). Este último autor estableció un esquema estratigráfico para el volcanismo terciario de los Andes neuquino-mendocinos que comprende tres unidades: Mollelitense (=Andesita 0) de edad eocena superior-oligocena, Palaocolitense (Basalto 1) de edad miocena media y Huincanlitense (=Andesita II) de edad miocena superior. La gran dificultad en la aplicación de este esquema es que presupone la correlación

de las unidades a lo largo de grandes distancias. Teniendo en cuenta las características propias del volcanismo de arco, es decir diacronismo en la actividad de los diferentes centros eruptivos y distribución areal restringida, el esquema original de Groeber merece una revisión, a la luz de estudios geocronológicos de detalle. Con este enfoque, varios trabajos recientes han planteado la reasignación estratigráfica de los eventos volcánicos reconocidos en diversas zonas (Ramos y Nullo

1993, Nullo *et al.* 1997, Sruoga *et al.* 1998, Combina y Nullo 2000, Nullo *et al.* 2002, Sruoga *et al.* 2005a). En ocasión del relevamiento regional de la Hoja Geológica "Volcán Maipo" (Sruoga *et al.* 2005b) se ha reconocido una unidad volcánica cuyas características y posición en secuencia permitieron interpretarla como el evento volcánico más antiguo en la evolución del arco terciario a la latitud de 35° sur en la vertiente argentina. Las rocas volcánicas aflorantes al sur del tramo superior del río Atuel habían sido asignadas a la Formación Río Damas, de edad jurásica superior por Gerth (1931) y al Mollelense por Groeber (1946). La falta de atención sobre esta unidad de gran significado tectomagmático motivó el inicio de las tareas tendientes a establecer su distribución areal, relaciones estratigráficas, composición litológica y química, metamorfismo, edad y correlación con unidades equivalentes en la región andina.

El objetivo de este trabajo es caracterizar geológica y geoquímicamente a las volcánicas del cordón del Burrero y zonas aledañas, en la Cordillera Principal del sur de Mendoza (35°S). Cabe destacar que se ha optado por abandonar la denominación propuesta por Groeber, con el fin de evitar confusión, dado el arraigo del Mollelense (=Grupo y Formación Molle) en la literatura y su significado cronoestratigráfico. Con el fin de individualizarlo se propone la denominación de Complejo Volcánico Cordón del Burrero (CVCB). Se dan a conocer las primeras edades radimétricas obtenidas para esta unidad, las cuáles resultan consistentes con la estratigrafía volcánica reconocida y permiten acotar el desarrollo temporal de este evento. Además, se definen las facies del metamorfismo y sus variaciones locales y se plantean las implicancias tectónicas. Los resultados obtenidos son discutidos dentro del marco tectomagmático establecido en Chile para estas latitudes.

## MARCO GEOLÓGICO

La historia geológica post-paleozoica de

la Cordillera Principal mendocina reconoce dos grandes eventos, la formación de una cuenca de retroarco durante el Mesozoico y el desarrollo del ciclo andíco durante el Cenozoico (Ramos 1999). La cuenca de retroarco, extendida en el oeste de Neuquén y sudoeste de Mendoza, estuvo asociada a un arco volcánico occidental de tipo insular. El relleno sedimentario abarca desde el Triásico superior hasta el Cretácico superior. A lo largo de la mayor parte del Mesozoico la cuenca estuvo sometida a las oscilaciones eustáticas globales, cuyo carácter cíclico dio lugar a una sucesión alternada de eventos transgresivos y regresivos (Legarreta *et al.* 1993).

En la zona de estudio, la columna estratigráfica no se halla íntegramente representada. Las unidades más antiguas corresponden a las sedimentitas marinas del Grupo Cuyo, las calizas de la Formación La Manga y los depósitos evaporíticos de la Formación Auquillo. Por encima se disponen los depósitos fluviales de la Formación Tordillo, los cuáles conforman una secuencia integrada por areniscas rojas y conglomerados verdosos, con frecuente intercalación de filones capa ocoíticos de la Formación Río Damas, los cuáles evidencian la actividad de un persistente arco volcánico al oeste de la cuenca (Thiele y Nasi 1982). Estas rocas constituyen las facies de engranaje lateral entre la Formación Tordillo y la Formación Río Damas. La columna local culmina con sedimentitas marinas, con restos indeterminables de amonites, pertenecientes al Grupo Mendoza.

A escala regional, el desarrollo del ciclo andíco está caracterizado por la estructuración del basamento y de las secuencias mesozoicas, la acumulación de depósitos sinorogénicos hacia el este y el emplazamiento de magmas calcoalcalinos vinculados a las sucesivas fases de deformación orogénica.

A partir del Mioceno, en este sector se reconocen evidencias de la instalación de un arco volcánico, el cual experimentó migración y expansión durante los últimos 20 millones de años (Sruoga *et al.* 2005b).

Nullo *et al.* (2002) distinguen dentro del magmatismo terciario de la provincia de Mendoza dos grandes ciclos: 1) el ciclo eruptivo Molle y 2) el ciclo eruptivo Huincán. El primero abarca el lapso mioceno inferior a medio (19 a 13 Ma) de acuerdo a las dataciones existentes para localidades clásicas del sur de Mendoza, tales como Cajón del Molle, Puntilla de Huincán y Sierra de Palaoco. Corresponde a un volcanismo de composición basáltica, cuyas características geoquímicas han permitido a estos autores interpretarlo como de retroarco. El ciclo eruptivo Huincán se desarrolla entre el Mioceno medio a superior y abarca un pulso más antiguo, denominado Andesita Huincán (17 a 10 Ma) y otro más joven denominado Andesita La Brea (7 a 5 Ma). Este volcanismo, bien representado en la zona de las Aucas, sector centro-occidental de la provincia de Mendoza, es de composición netamente andesítica y representa la actividad del arco volcánico del ciclo andíco en su máxima expansión hacia el este.

En la zona de estudio se han reconocido tres eventos volcánicos principales. El más antiguo será descrito más adelante por ser motivo de la presente contribución. Esta unidad se presenta intruida por enjambres de diques y cuerpos subvolcánicos que desarrollan aureolas de alteración hidrotermal y mineralización asociada (Sruoga *et al.* 1998, 2005 a y b) (Fig. 1). Litológicamente, esta unidad está compuesta por dacitas biotíticas y es notablemente homogénea en su extensión areal. Debido a la falta de edades radimétricas para la zona, estos intrusivos han sido asignados tentativamente a la Formación Huincán. Teniendo en cuenta su composición y yacencia, se propone la restricción de "Formación Huincán en facies hipabisal dacítica" con el fin de discriminarla de la facies andesítica descrita por Nullo *et al.* (2002).

El evento volcánico más reciente corresponde a la construcción del volcán Risco Plateado, presumiblemente en tiempos plio-pleistocenos. A pesar que el aparato se halla profundamente disectado por

erosión glacial, aún es posible reconocer la zona de emisión en base a la inclinación de las coladas proximales. Abarca coladas andesíticas fluidales e ignimbritas vítreas muy fluidas y de gran recorrido a lo largo de paleovalles (Sruoga *et al.* 2005 b) (Fig.1).

La columna estratigráfica en la zona se completa con los depósitos aluviales, coluviales y glaciarios del Cuaternario.

Desde el punto de vista estructural, la zona estudiada se encuentra en el sector occidental de la faja plegada y corrida de Malargüe, la cual presenta una deformación de piel gruesa que involucra al basamento pre-Triásico superior (Maceda y Figueroa 1995). En la misma se produce la inversión tectónica de las estructuras extensionales de edad triásica superior como fallas inversas de alto ángulo asociadas con corrimientos, que se vinculan a la formación de pliegues diversos. En este sector se reconocen dos eventos compresivos. El primero sería previo al emplazamiento del CVCB y se vincula con la inversión tectónica de un graben triásico asociado a una falla no aflorante. La misma, con inclinación al oeste, estaría localizada al este de la traza del anticlinal, a lo largo del faldeo oeste del cordón del Burrero y continúa hacia el sur por el río Tordillo. Esta falla produce un amplio plegamiento de vergencia oriental, con rumbo NNE, que en el sector norte presenta un pequeño retrocorrimiento o falla de desgarre de rumbo NO (Fig. 1). Sobre estas estructuras se dispone en discordancia angular las volcanitas del CVCB. Luego se produce el segundo evento compresivo que genera un plegamiento suave en las volcanitas, vinculado a la reactivación de las estructuras previas. Las coladas del Risco Plateado se disponen de manera subhorizontal en discordancia angular sobre un abrupto paleorelieve.

## GEOLOGÍA DEL CVCB

En el área cordillerana situada al sur del curso superior del río Atuel aflora una espesa secuencia lávico-hipabisal intensa-

mente deformada, asignada al Mollelense (Groeber 1946) y denominada como Complejo Volcánico Cordón del Burrero (CVCB) en la presente contribución. Se dispone en discordancia angular sobre las unidades mesozoicas y se halla intruida por un sistema de diques y cuerpos intrusivos tipo stock de naturaleza ácida (Fig. 2). La unidad se presenta como una unidad volcanogénica compleja que abarca coladas de lava y enjambres de diques paralelos y entrecruzados, de composición basáltica a andesítica y traquiandesítica y cuerpos subvolcánicos de composición riolítica, con edades correspondientes al Mioceno medio, según datos radiométricos detallados más adelante. En el mapa de la figura 1 se presenta la distribución areal del CVCB. Los principales afloramientos se disponen a lo largo de una faja de orientación meridiana en el flanco oriental del cordón del Burrero, extendiéndose hacia el este en el arroyo Vega Florida y cajón del Perdido hasta desaparecer por debajo de los derrames lávicos provenientes del volcán Risco Plateado. Hacia el sur, volcanitas asignables a esta unidad afloran en los cerros Matancilla y hacia el oeste en el cerro Las Choicas.

A lo largo del arroyo del Quesero y sobre el flanco oeste del cordón del Burrero se halla expuesta la relación con las unidades infrayacentes. Frente al cerro Las Choicas, en la quebrada del Burrero, aflora una espesa secuencia sedimentaria integrada por areniscas y limolitas rojas, con intercalación de conglomerados verdes e intruida por numerosos filones ocoíticos, seguida por niveles de calizas, margas y pelitas negras con abundantes restos de amonites (Fig. 3). La secuencia basal ha sido asignada a la Formación Tordillo, en facies de engranaje lateral con la Formación Río Damas, mientras que las sedimentitas superiores, de ambiente marino, pueden correlacionarse con el Grupo Mendoza. Integran una estructura homoclinal buzante 40° hacia el este. Por encima, sobre un paleorelieve previo y en discordancia angular, se disponen las volcanitas del CVCB, las cuáles

inclinan hacia el oeste con valores entre 20 y 25° (Fig. 3).

Esta unidad volcanogénica compleja se halla integrada por facies lávicas e hipabisales parcialmente interdigitadas y superpuestas. De acuerdo a un esquema estratigráfico preliminar se han reconocido tres litofacies: L1, monótona sucesión de coladas basálticas y andesíticas y diques de igual composición, con escasas riolitas intercaladas; L2 sistema de diques paralelos y cuerpos subvolcánicos de composición diorítica y L3 cuerpos subvolcánicos y filones capa riolíticos atravesados por enjambres de diques de composición basáltica.

La litofacies 1 (L1) se halla bien expuesta a lo largo del cajón del Burro, sobre el flanco oriental del cordón del Burrero y en el arroyo del Perdido. Consiste en una potente sucesión de coladas lávicas que inclinan 20° hacia el oeste (Fig. 4). Litológicamente, la sucesión se halla integrada predominantemente por basaltos y andesitas basálticas, andesitas subordinadas y escasas riolitas intercaladas. Los primeros son porfíricos y glomeroporfíricos, con un contenido en fenocristales que varía entre 20% y 35% y excepcionalmente alcanza 45% (Cuadro 1) inmersos en pasta con texturas variadas, intersertal, hialopílica, y subofítica. Mineralógicamente, están compuestos en orden decreciente de abundancia, por plagioclasa zonal y cribada, clinopiroxeno, olivino y minerales opacos. En un caso se ha reconocido la presencia de hornblenda basáltica (#SA-46, Cuadro 1). Un rasgo frecuente es la presencia de vesículas y amígdalas rellenas con minerales secundarios. Las andesitas son porfíricas, con menor contenido en fenocristales que los términos más básicos (10-25%, Cuadro 1) y mineralogía similar. Esta sucesión lávica se halla intruida por esporádicos diques con orientación predominante NNE. En la desembocadura del arroyo del Perdido en el cajón del Burro afloran dos cuerpos hipabisales discordantes, petrográficamente similares a las lavas que intruyen (Cuadro 1).

El área tipo de la litofacies 2 (L2) se en-

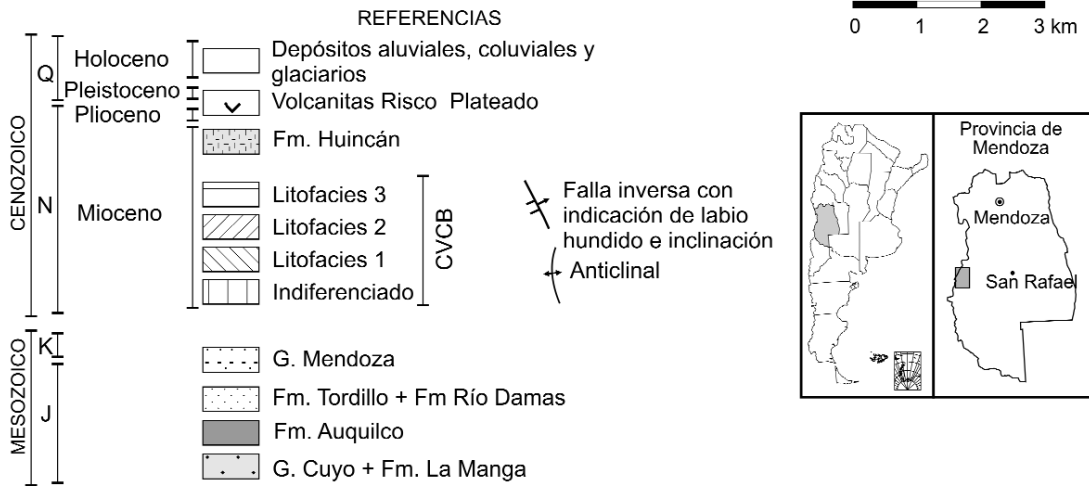
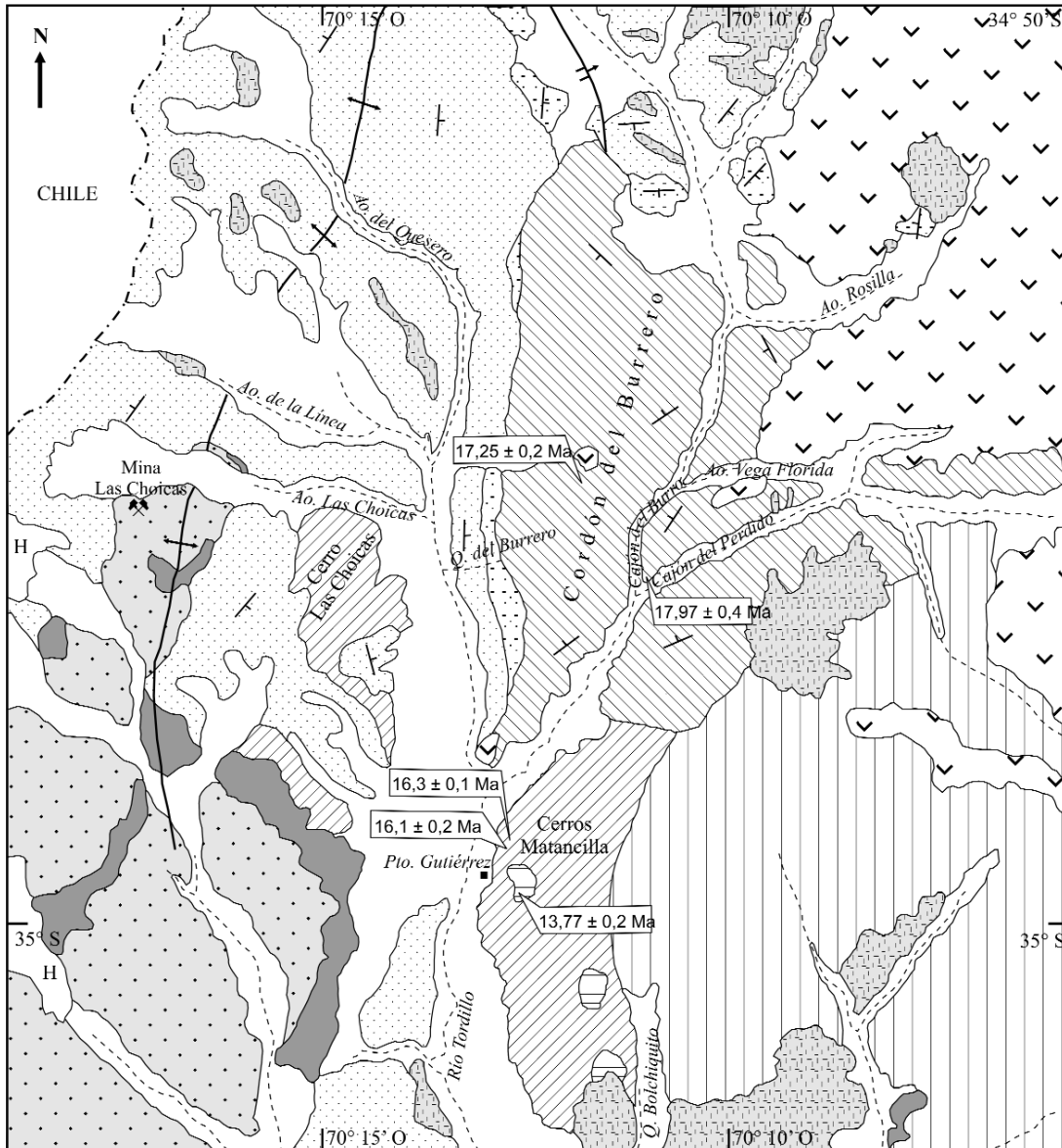


Figura 1: Mapa geológico. Se indica la ubicación de las muestras con edades Ar/Ar.

cuentra ubicada en los cerros Matancilla y puesto Gutiérrez, aunque también ha sido reconocida en el flanco sudoriental del cerro Las Choicas y en las nacientes de la quebrada Bolchiquito. Consiste en un sistema de diques verticales paralelos a subparalelos (*sheeted dykes*). Cada cuerpo individual posee 2 a 8 metros de potencia, un rumbo predominante este-oeste y suelen generar densos enjambres alineados, de tipo semejante al "dique en dique" (Figs. 5 a y b). En el cerro Las Choicas esta facies hipabisal se halla representada por cuerpos globosos y diques asociados que intruyen las sedimentitas de la Formación Tordillo y las volcanitas de la Formación Río Damas. Hacia el oeste, en el yacimiento Las Choicas los diques intruyen las facies calcáreas de la Formación La Manga.

L2 a diferencia del L1, presenta una composición intermedia monótona, con escasos basaltos asociados (#SA-14 y #SA-50, Cuadro 1). Las volcanitas están compuestas por plagioclasa y clinopiroxeno, con hornblenda subordinada. No obstante, su característica es la gradación de texturas típicas de facies hipabisales, desde levemente porfíricas con pastas pilotácicas gruesas hasta microgranosas. Atendiendo a esta variación las rocas se han clasificado como andesitas y dioritas. La litofacies 3 (L3) presenta su mejor desarrollo asociado al L2 en los cerros Matancilla y en la quebrada Bolchiquito. Consiste en cuerpos riolíticos que se destacan por su color blanquecino, de pequeñas dimensiones, que intruyen al L2 y a su vez son intruidos por un enjambre de diques de basalto en múltiples direcciones (Fig. 6). Las riolitas son porfíricas a glomeroporfíricas, con un elevado contenido en fenocristales (30% a 45%, Cuadro 1) de cuarzo y plagioclasa. Son leucocráticas, como excepción se reconocen algunas secciones completamente reabsorbidas de supuestos minerales máficos. Como minerales accesorios se presentan apatita y opacos (Cuadro 1). La textura de la pasta es microfelsítica. Por otra parte, los basaltos de L3 son porfíricos y no difieren petrográficamente con respecto



Figura 2: Arroyo del Perdido. Coladas basáltico-andesíticas del CVCB intruidas por diques dacíticos de la Formación. Huincán.

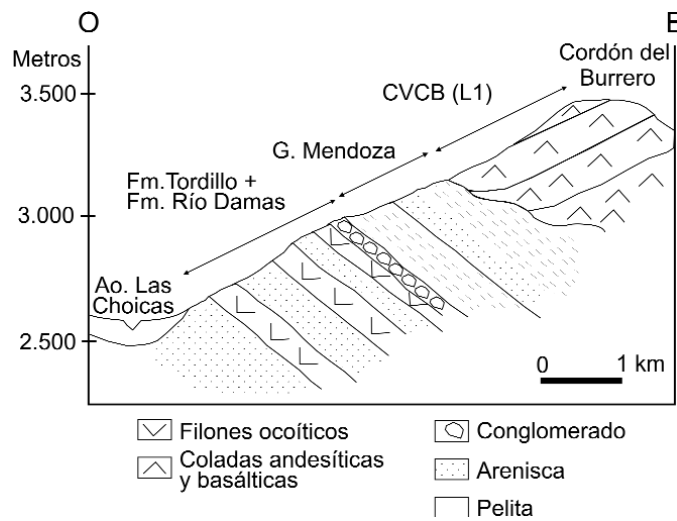


Figura 3: Corte esquemático en la quebrada del Burrero, donde se muestra la relación de discordancia angular entre las volcanitas del CVCB y las sedimentitas mesozoicas infrayacentes.

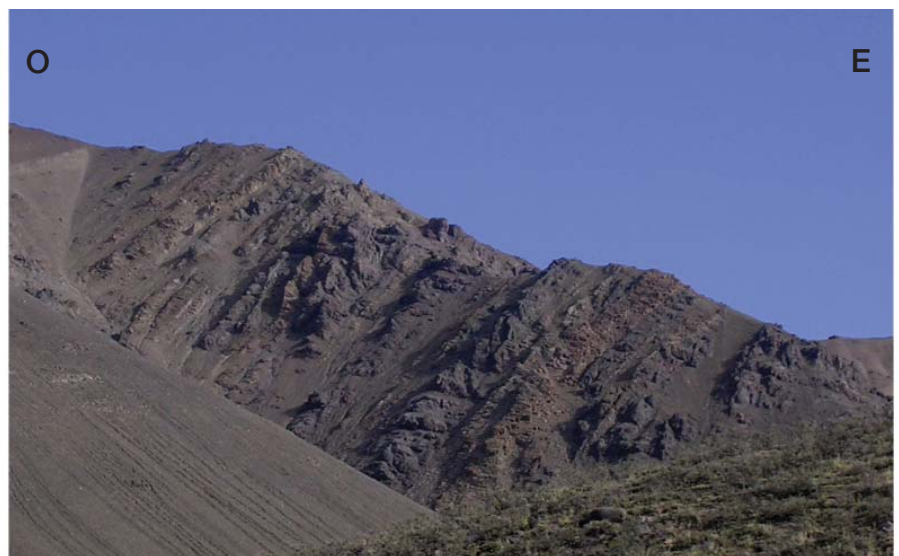


Figura 4: Vista general de la secuencia lávica L1 del CVCB en el flanco oriental del cordón del Burrero.

a los términos equivalentes de M1 (Cuadro 1). En general y como carácter distintivo, esta secuencia volcánica se presenta afectada por alteración de distinto tipo y en di-

verso grado. Se ha realizado un estudio sistemático de la alteración en todas las muestras con el fin de identificar la paragénesis mineral, reconocer diferencias y variaciones entre los tres miembros y de-

**CUADRO 1:** Petrografía de muestras seleccionadas del CVCB\*

#	Plag	San	Qz	Cpx	Ol	Hb	Bt	Óx Fe	Ap	V+A	F %	Clasificación
												Basalto
SA												An esita Bas Itica
SA												Basalto
SA												Basalto
SA												Basalto
SA												Basalto
SA												Basalto
SA				x								An esita
SA		x										An esita
SA												iolita
SA												An esita Bas Itica
SA												io ita
SA				x								An esita
SA				x								Basalto
SA												io ita
SA				x					x			io ita
SA												An esita
SA												io ita
SA												io ita
SA												io ita
SA												An esita
SA												Basalto
SA												An esita
SA		x										iolita
SA												Basalto
SA		x										iolita
SA												Basalto
SA		x										iolita
SA												iolita

\* Plag.: plagioclasa. San: sanidina. Qz: cuarzo. Cpx: clinopiroxeno. Ol: olivino. Hb: hornblenda. Bt: biotita. Ox Fe: óxidos de Fe. Ap: apatita. V+A: vesículas y amígdalas. F%: porcentaje de fenocristales. X: abundante, x: escaso.

terminar su origen (Cuadro 2). Las rocas completamente frescas son excepcionales (#SA-26, #SA-29 y #SA-46). La mayor parte de la secuencia se presenta alterada en grado moderado y en forma penetrante, sin embargo las paragénesis de alteración observadas varían en los tres miembros establecidos.

En L1 la asociación de minerales de alteración está compuesta por clorita, albita, ceolitas, calcita, mica blanca, titanita, epidoto, óxidos de Fe y cuarzo en proporciones variables (Cuadro 2). Se destaca la persistencia y abundancia, particularmente en algunas muestras, de ceolitas con hábito tabular. Esta paragénesis es típica de metamorfismo de bajo grado en facies de ceolitas.

L2 muestra mayor variabilidad en la alteración. Por una parte, se reconoce una

asociación de clorita, calcita, albita, epidoto, prehnita, pumpellyita, titanita y cuarzo (Cuadro 2), típica de facies de prehnita-pumpellyita. Por otro lado se identifica una paragénesis compuesta por clorita, calcita, titanita, albita, tremolita, epidoto, prehnita y excepcional pumpellyita, acompañada localmente por feldespato potásico, biotita y cuarzo (Cuadro 2). La distribución areal de esta alteración coincide con el área de mineralización de cobre Las Choicas. De acuerdo a estas características, esta paragénesis podría ser de origen hidrotermal con desarrollo local de alteración potásica, asociada al evento mineralizante o hallarse vinculada al aumento de temperatura provocado por la proximidad de cuerpos intrusivos. Por último, L3 presenta una paragénesis compuesta en forma general por calcita,

mica blanca y cuarzo acompañados principalmente por clorita y titanita, la cual no es diagnóstica de ninguna de las facies de subesquistos verdes.

## GEOQUÍMICA

En el cuadro 3 se presentan los análisis químicos de roca total por elementos mayoritarios, minoritarios y trazas correspondientes a muestras seleccionadas del CVCB. El carácter extendido de la alteración, provocada por el metamorfismo de bajo grado, resulta en una baja disponibilidad de rocas frescas. Por lo tanto, se han incluido muestras con el menor grado de alteración, sobre la base del estudio petrográfico previo. Como es de esperar, los elementos del grupo de los álcalis son los que acusan mayor susceptibilidad a la

alteración, debido a su extrema movilidad.

En conjunto, las volcanitas exhiben un amplio rango composicional ( $\text{SiO}_2 = 48\%$  a  $74\%$ ), abarcando términos basálticos, basáltico-andesíticos, traquiandesíticos y riolíticos (Fig.7). Debido a la alteración las muestras que caen en el campo de las mugearitas son consideradas anómalas.

Al examinar las muestras correspondientes a cada miembro es posible apreciar sus características particulares. L1 es el que presenta mayor amplitud en composición. Las muestras definen una serie continua desde un extremo basáltico ( $\text{SiO}_2 = 48\%$ ) hasta el extremo riolítico ( $\text{SiO}_2 = 69\%$ ). El *gap* que aparece en el campo dacítico puede no ser real y deberse a un muestreo deficiente. L2, en cambio, se caracteriza por un rango composicional más restringido, con neta predominancia de traquiandesitas (Fig.7). Por otra parte, L3 se presenta como claramente bimodal incluyendo términos riolíticos y basáltico-andesíticos.

La serie se define como calco-alcalina (Fig. 8) de alto K a shoshonítica (Fig. 9). El contenido en  $\text{K}_2\text{O}$  es alto en todos los casos, aún en los términos más básicos. Los contenidos de  $\text{K}_2\text{O}$  para las muestras frescas varían entre  $2\%$  y  $3\%$ , con valores de  $5\%$  para las riolitas (Cuadro 3). En el diagrama de la figura 10 es posible apreciar que la serie es subalcalina, con una leve afinidad alcalina, aún descartando aquellas muestras que plotan a mayor distancia de la recta debido al enriquecimiento alcalino. Los términos más básicos, correspondientes a L1 son aquellos que presentan una tendencia alcalina más definida.

Los basaltos de la serie pueden ser clasificados como de alta alúmina ( $>17,50\%$ ), con tenores en  $\text{MgO}$  que no superan  $5\%$  y contenidos en  $\text{FeO}$  que alcanzan  $10\%$  (Cuadro 3). En los diagramas bielementales tipo Harker (Fig. 11) se aprecia una relativamente buena correlación en función del grado de diferenciación para  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{MgO}$  y  $\text{TiO}_2$ , mientras que el comportamiento de  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  y

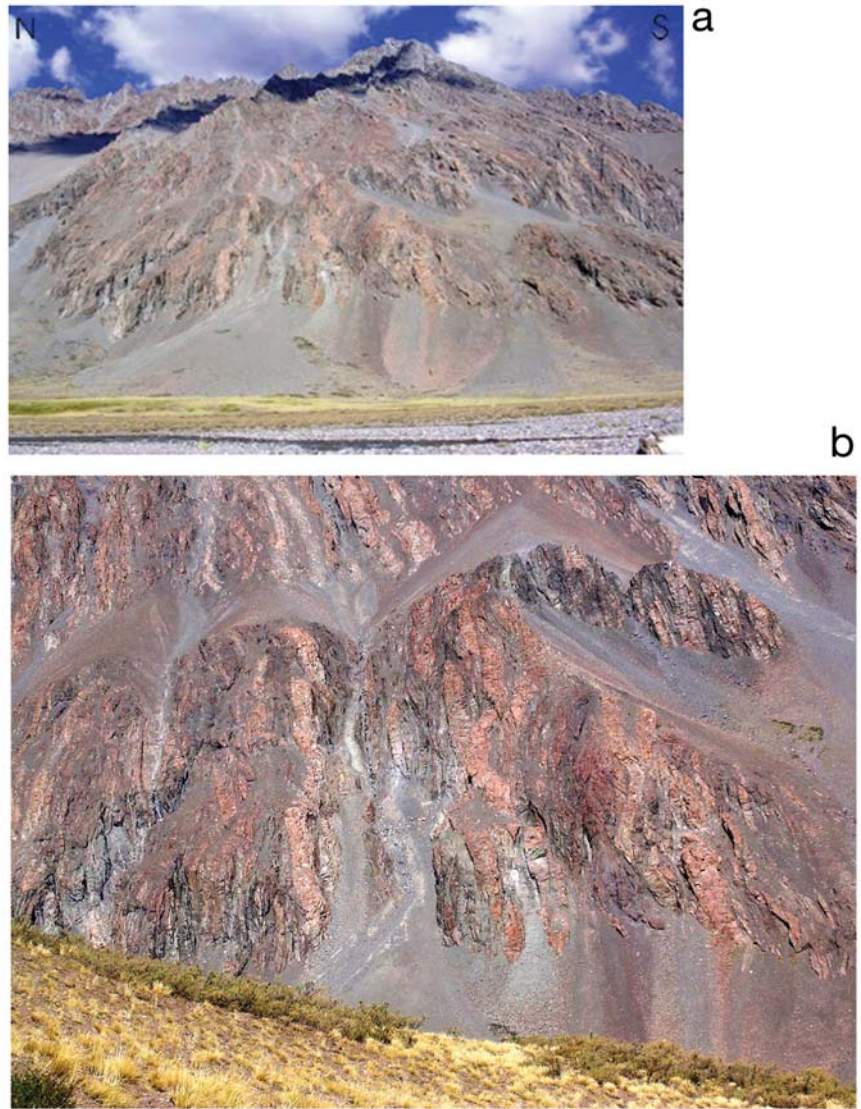


Figura 5: a) Sistema de diques paralelos andesíticos correspondientes a L2 del CVCB en el puesto Gutiérrez. b) detalle de a.

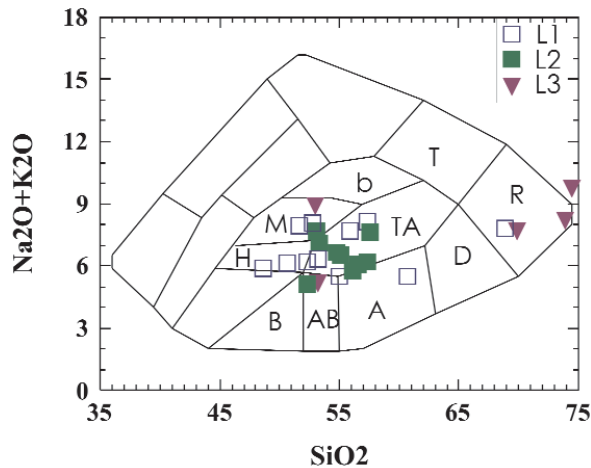
$\text{CaO}$ , en menor grado, muestra una notable dispersión con valores extremos para un mismo contenido de sílice debido a los efectos de la alteración reconocida. El contenido en los elementos traza describen diseños aserrados en los diagramas de tipo "araña" (Figs. 12 a, b y c) con anomalías negativas de Nb y Ta y un marcado empobrecimiento en Hf, Zr, Y e Yb. De modo concomitante se advierte un fuerte enriquecimiento en Cs, Rb, Ba, Th y U. En las tres litofacies se advierte una mayor dispersión para estos elementos en relación a los inmóviles, lo cual es atribuido a la alteración descrita anteriormente. Los diseños de contenido

en tierras raras son similares entre los tres miembros (Figs. 13 a, b y c), como cabe esperar para una serie consanguínea, exhibiendo enriquecimiento de las tierras raras livianas, incipiente anomalía negativa de Eu y relaciones La/Yb moderadamente altas (10-22).

Todos estos rasgos son típicos de los magmas emplazados en arcos de margen continental. En los diagramas usados con frecuencia como discriminantes tectónicos las volcanitas estudiadas plotan en el campo correspondiente a ambiente dominado por subducción (Fig. 14). Con el fin de explorar las características geoquímicas para acotar mejor el ambiente tec-



**Figura 6:** Vista general de los cuerpos intrusivos riolíticos intruidos por diques basálticos de L3 del CVCB en las nacientes de la quebrada de Bolchiquito.



**Figura 7:** Diagrama de clasificación para rocas volcánicas (Cox *et al.* 1979). B: basaltos, AB: andesitas basálticas, A: andesitas, D: dacitas, R: riolitas, TA: traquiandesitas, T: traquiandesitas, b: benmoreítas, M: mugearitas, H: hawaitas.

ceno-Oligoceno. Sin embargo, una revisión geocronológica de detalle, basada en muestras seleccionadas y representativas de la estratigrafía volcánica elaborada en el campo, permitió obtener edades más jóvenes (Cuadros 4 y 5). Las edades Ar/Ar provienen de dos laboratorios diferentes y son analíticamente consistentes. Se han seleccionado muestras con bajo grado de alteración, correspondientes a las tres litofacies reconocidas: L1 (#SA -29 y 46), L2 (#SA-49 y 50) y L3 (#SA-52).

## DISCUSIÓN

La caracterización del CVCB en la Cordillera Principal de la provincia de Mendoza, a la latitud de 35° S, permite ubicar témporo-espacialmente un evento volcánico que no había sido reconocido acertadamente con anterioridad. Su ubicación en el marco tectónico regional y en la evolución del arco volcánico neógeno es algo más especulativo.

En Chile, a la latitud de 34-35°S, el magmatismo terciario ha sido agrupado en dos grandes formaciones, Abanico o Coya Machalí y Farellones. La primera corresponde a una unidad volcanogénica compleja y vastamente extendida que alcanza 2.500 m de espesor e incluye lavas basálticas y andesíticas, rocas volcanoclásticas, ignimbritas y cuerpos intrusivos de composición riodacítica. Abundan las intercalaciones de niveles fluviales y lacustres con restos fósiles de plantas y mamíferos (Charrier *et al.* 1994, 1997, 2002). En la zona de Termas del Flaco, en el alto valle de río Tinguiririca, muy próximo a la zona de estudio, aflora una secuencia de 900 m de depósitos piroclásticos, brechas, coladas basáltico-andesíticas y lentes conglomerádicas (Charrier *et al.* 1996). La potente secuencia se halla afectada por deformación intensa y metamorfismo de bajo grado en facies de ceolita y prehnita-pumpellyita (Belmar *et al.* 2000). La edad ha sido establecida, en base a restos de mamíferos y datos radimétricos, en el lapso Eoceno medio a superior a Mioceno medio (36 a 15 Ma) (Charrier

tónico se utilizó el diagrama Ba/La vs SiO<sub>2</sub> (Fig. 15), el cual es empleado comúnmente para discriminar entre ambiente de arco y retroarco. Como se puede apreciar, las volcanitas no muestran un comportamiento homogéneo dentro del diagrama. Las muestras correspondientes a L1 son aquellas que presentan una distribución lineal reflejando valores Ba/La con mínima variación. De modo contrastante, las muestras correspondientes a L2 y L3 exhiben un comportamiento errático con gran dispersión en los valores de Ba/La.

## GEOCRONOLOGÍA

En base al intenso grado de deformación que presentan, Gerth (1931) asignó estas rocas a la Formación Río Damas, de edad jurásica y amplia distribución en territorio chileno. Más tarde, Groeber (1946) las incluyó dentro del Mollelitense, de edad oligocena, conjuntamente con otros asomos próximos al límite con Chile y al paso Río Damas.

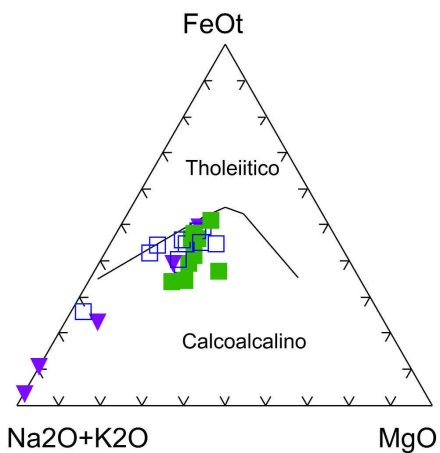
La primera datación absoluta fue comunicada por Sruoga *et al.* (2005a). La edad K/Ar de 35 Ma remite la unidad al Eo-



**CUADRO 2:** Alteración: paragénesis, intensidad y distribución en muestras seleccionadas del CVCB\*.

#	Chl	Cc	Ep	Zeo	Ab	Tr	Tnt	Óx Fe	Mica blanca	Prh	Pm	Qzt	FK	Bio	Grado	Distribución
A	x	x			x		x		x						M	P
A		x						x	x						M	P
A		x	x	x					x							P en es culas
A		x	x		x		x		x						M	P en es culas
A			x		x				x						F	B
A									x			x				P
A				x					x							P
A					x	x										P
A			x				x			x	x				M	P
A		x					x	x								P en enillas
A					x					x	x	x			F	P en es culas
A		x	x		x	x	x			x					M	P
A												x			F	P
A	x	x	x				x	x	x			x	x	x	M	P bio F Qz es posterior
A			x									x			M	P en enas
A	x				x	x				x					M	P
A	x		x				x							x	M	P
A	x	x								x	x		x		M	P
A		x	x		x					x		x			M	P
A		x	x		x		x								M	P en enas
A		x					x	x	x			x			M	P en es culas
A									x							P en enillas
A								x							M	P en enillas
A		x						x							F	P en enillas
A	x				x		x		x	x		x			M	P en enillas
A									x							P

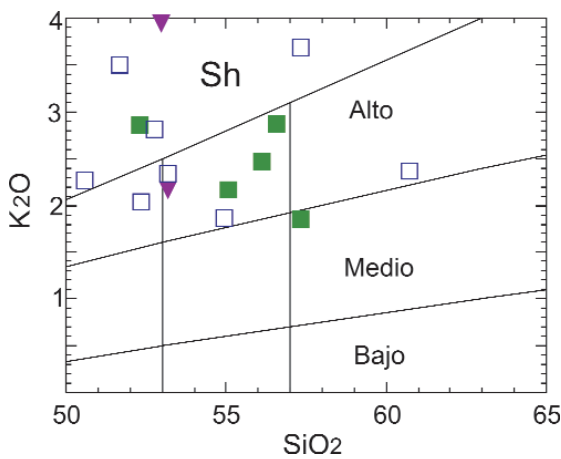
\* Chl: clorita, Cc: carbonato, Ep: epidoto, Zeo: ceolitas, Ab: albita, Tr: tremolita. Tnt: titanita, Ox de Fe: óxidos de Fe, Prh: prehnita, Pm: pumpellyita, Qzt: cuarzo, FK: feldespato potásico, Bio: biotita. X: abundante, x: escaso. Grado: S: suave, M: moderado, F: fuerte. Distribución: P: penetrante, B: brecha.



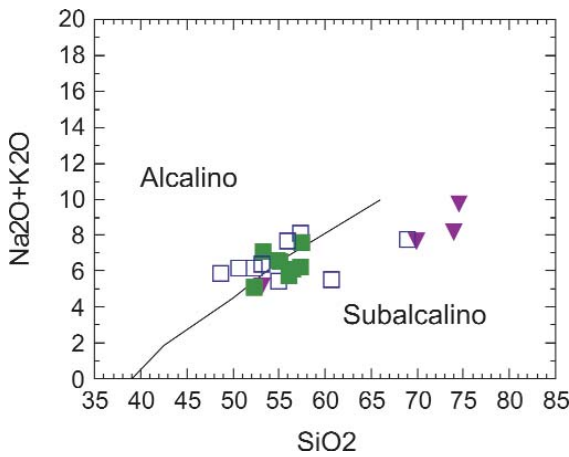
**Figura 8:** Diagrama AFM para discriminar entre series tholeiíticas y calcoalcalinas. Irvine y Baragar (1971).

et al. 1996, 1997, Kurtz et al. 1997). A corta distancia hacia el oeste aflora un plutón que intruye a la Formación Abanico y ha arrojado una edad K/Ar de  $14,1 \pm 0,4$  Ma (Spichiger 1993, en Belmar et al. 2000). Algo más al sur, en la Precordillera de Linares ( $35^\circ 35' S$ ) aflora la Formación Colbún, equivalente de la Formación Abanico y está compuesta por dos unidades, una inferior que abarca rocas silíceas y básicas hacia el techo y una superior con coladas basálticas y tobas soldadas (Vergara et al. 1999). Las características químicas indican que se trata de volcanismo predominantemente basáltico con afinidades tholeiíticas, asociado a un régimen extensional y emplazado en ambien-

te continental de retroarco (Vergara et al. 1999, Charrier et al. 2002). La Formación Farellones, la cual se extiende al norte de los  $34^\circ 35' S$ , consiste en una secuencia de 2.400 m de espesor de lavas y brechas andesíticas y riolitas, con términos volcanoclásticos subordinados. Se presenta afectada por menor grado de deformación que la Formación Abanico y sus rasgos geoquímicos corresponden a magmas calcoalcalinos emplazados en ambiente de arco continental con corteza engrosada (Kurtz et al. 1997). Esta unidad ha sido asignada al Mioceno medio a superior con edades de 14 a 7,4 Ma (Vergara et al. 1985). Estudios geocronológicos más recientes en localida-



**Figura 9:** Diagrama K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> con los campos de bajo, alto y medio K y shoshonítico.



**Figura 10:** Diagrama K<sub>2</sub>O+Na<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub> para discriminar entre series alcalinas y subalcalinas. Irvine y Baragar (1971).

des clásicas a la latitud de 33°S obtienen una edad media ponderada de 20,1 ± 0,1 Ma para la parte inferior de la Formación Farellones (Fuentes *et al.* 2002)

A continuación se analizan las posibles correlaciones de las volcanitas del cordón del Burrero y zonas aledañas con las unidades descritas para la provincia de Mendoza y con aquellas reconocidas en el segmento cordillerano chileno.

En primer lugar y atendiendo solamente al criterio geocronológico, el volcanismo estudiado abarcó el lapso de 18 a 14 Ma, el cual es parcialmente correlacionable con el ciclo eruptivo Molle y con la Andesita Huincan del ciclo eruptivo Huincan (Nullo *et al.* 2002). De modo similar, al tratar de buscar su equivalente en las unidades aflorantes en territorio chileno, las rocas estudiadas pueden ser correlacionadas parcialmente con la parte más alta de la Formación Abanico y con la parte más baja de la Formación Farellones. Cabe destacar que el contacto entre

ambas unidades ha sido y sigue siendo motivo de debate, hay autores que lo interpretan como discordante, mientras que otros consideran que existe un pasaje gradual entre ambas formaciones (Godoy *et al.* 1999). A partir de estudios geocronológicos de detalle en la zona de contacto entre las dos unidades, Fuentes *et al.* (2002) han ratificado una relación de discordancia angular y de un hiatus volcánico de ~9 Ma para la sierra de Chacabuco y han reinterpretado la misma en el cerro de las Ollas como una discordancia intraformacional dentro de la Formación Farellones.

En particular, los cuerpos hipabisales riolíticos designados como L3 del CVCB serían directamente correlacionables con el plutón que aflora en el valle del río Tinguiririca, lo cual permite establecer un evento intrusivo de naturaleza ácida a los 14 Ma para estas latitudes. Algo más antiguo, el plutón de la Obra (19,6 ± 0,5 Ma) descrito por Kurtz *et al.* (1997) sería

también correlacionable con el evento volcánico estudiado.

Teniendo en cuenta la composición litológica y rasgos geoquímicos descritos más arriba, los magmas emplazados corresponden a series calco-alcalinas de alto potasio y abarcan un espectro composicional muy amplio, con abundante participación de basaltos y andesitas basálticas. Si bien L2 es netamente traquiandésítico, la unidad, en su conjunto, exhibe una mayor variación. Según este criterio, la unidad estudiada no puede ser correlacionada ni con los basaltos del ciclo eruptivo Molle (Nullo *et al.* 2002) ni con aquellos de la Formación Colbún (= Formación Abanico), con definido sello tholeítico (Fig. 16). Al compararla con las rocas pertenecientes a la Formación Farellones y Andesita Huincán surge una mayor afinidad geoquímica debido a su naturaleza calcoalcalina. Sin embargo, en éstas predominan las andesitas mientras que la participación de coladas basálticas es mayor en la secuencia estudiada. Además, las rocas pertenecientes a la Formación Farellones presentan una típica y definida impronta geoquímica de arco volcánico en margen continental (Ba/La > 20, La/Nb > 1,6, La/Yb = 8-40, Stern y Skewes 1995) (Figs. 15, 16 y 17), mientras que las volcanitas descritas poseen algunos rasgos geoquímicos (Ba/La < 20 para L1, leve tendencia alcalina, alto K) que podrían ser considerados transicionales entre los ambientes de arco y retroarco. En las figuras 16 y 17 se comparan los rasgos geoquímicos de las muestras estudiadas con aquellos correspondientes a muestras pertenecientes a la Formación Colbún (Vergara *et al.* 1999) y Farellones (Vatin-Perignon *et al.* 1996, Stern y Skewes 1995). En estos diagramas se pone de manifiesto el carácter transicional de las volcanitas del CVCB.

Otro criterio a tener en cuenta en la correlación de unidades volcánicas de edad terciaria, es la variación en las facies de metamorfismo de bajo grado que afecta a las lavas y rocas volcánicas de las Formaciones Abanico y Farellones, producto del incremento en el flujo calórico

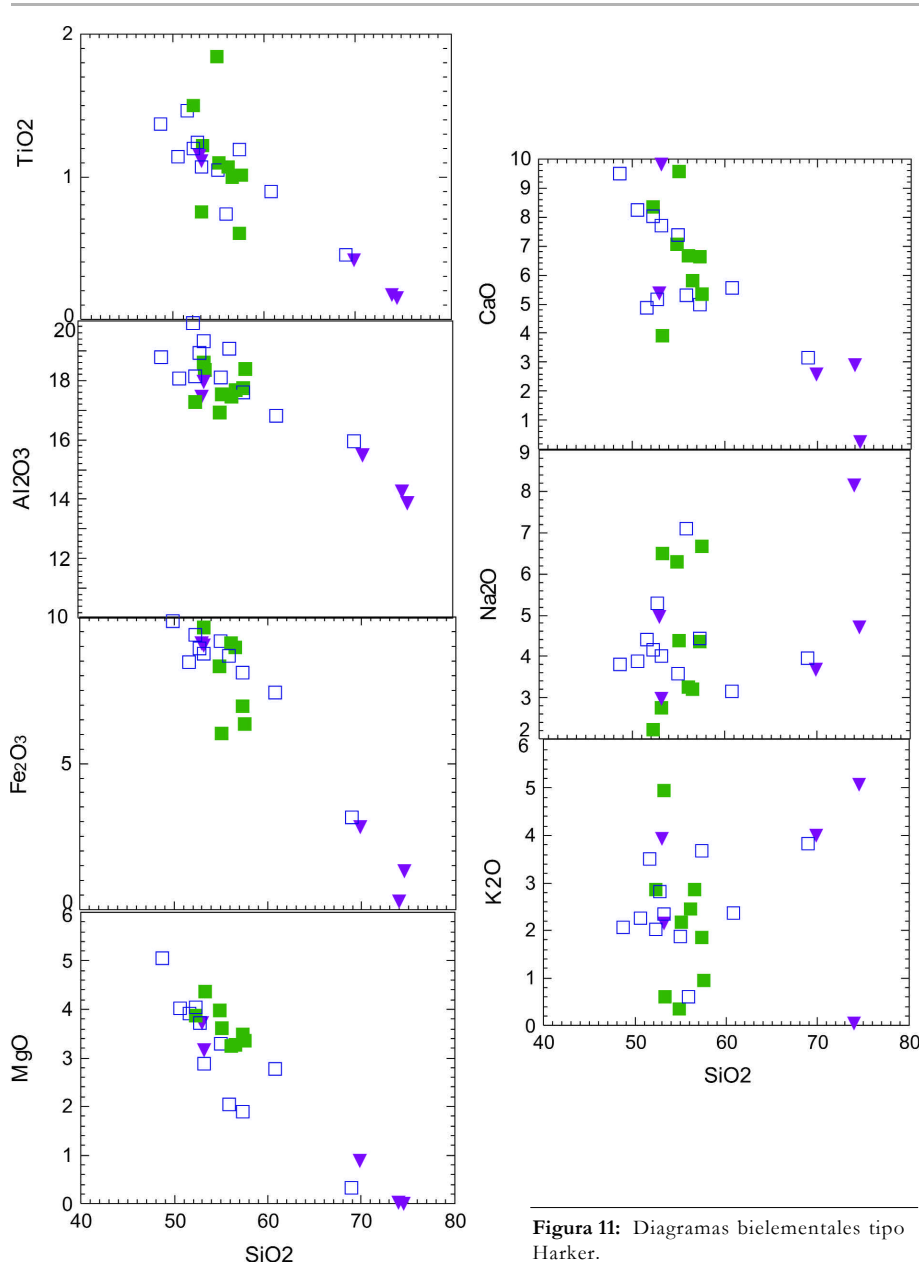


Figura 11: Diagramas bioelementales tipo Harker.

vinculado al soterramiento en cuencas ensiáslicas. De acuerdo con Robinson *et al.* (2004) es posible detectar un aumento gradual en el grado metamórfico en función de la edad. En efecto, las volcanitas más jóvenes de la Formación Farellones exhiben paragénesis minerales dominadas por ceolitas. En la zona de contacto se describe coexistencia de laumontita con prehnita y pumpellyita mientras que hacia la base de la Formación Abanico las rocas exhiben paragénesis minerales características de la facies prehnita-pumpellyita. De modo similar al resto del volca-

nismo andino, las rocas estudiadas presentan paragénesis minerales vinculadas a metamorfismo de bajo grado. Sin embargo, tienen la particularidad de exhibir un ligero incremento en el grado metamórfico entre L1 y L2+L3, pasando de facies de ceolita a facies de prehnita-pumpellyita. Esta situación resulta inversa a la tendencia descrita por otros autores para las volcanitas andinas en Chile a partir del Triásico (Aguirre *et al.* 1989, 1999, Belmar *et al.* 2000, Levi *et al.* 1989). Para la unidad estudiada, lejos de representar una tendencia anómala dentro del marco

CUADRO 3: Análisis químicos de roca total correspondientes a muestras seleccionadas de L1, L2 y L3\*.

	1			2			3																		
	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA	SA														
SiO <sub>2</sub>	46,10	54,90	51,72	51,58	49,98	49,70	51,73	58,29	55,9	66,89	53,77	55,58	51,08	53,57	56,83	52,25	54,7	56,4	54,8	51	72,5	49,98	50,1	68,6	73,6
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,80	18,72	17,93	18,49	19,30	17,75	18,8	16,13	17,17	15,49	17,7	17,28	17,64	16,52	18,07	18,30	17,4	18	17	16,9	14	16,48	16,9	15,2	13,7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	9,32	8,52	9,27	8,74	8,18	10,91	8,51	7,12	7,89	3,07	8,97	8,42	10,34	8,14	6,68	9,49	5,97	6,22	8,88	10,3	0,28	8,59	8,5	2,78	1,31
MnO	0,38	0,26	0,16	0,61	1,28	0,37	0,156	0,069	0,079	0,061	0,157	0,36	0,35	0,15	0,08	0,03	0,17	0,04	0,25	0,35	0,02	0,661	0,19	0,06	0,01
MgO	4,78	2,02	3,99	3,63	3,78	3,96	2,82	2,67	1,85	0,32	3,22	3,32	4,38	3,89	3,53	6,88	3,6	3,29	3,16	3,78	0,02	3,51	2,99	0,88	0,01
CaO	9,01	5,20	7,94	5,05	4,71	8,09	7,51	5,33	4,86	3,06	7,22	5,85	3,87	6,90	6,50	2,89	9,51	5,24	6,49	8,14	2,84	5,07	9,24	2,53	0,26
Na <sub>2</sub> O	3,60	6,98	4,11	5,17	4,28	3,83	3,91	3,03	4,32	3,85	3,52	3,21	6,52	6,15	4,57	2,72	4,35	6,53	3,18	2,19	7,99	4,67	2,8	3,62	4,65
K <sub>2</sub> O	1,95	0,59	2,01	2,75	3,39	2,23	2,28	2,27	3,59	3,71	1,83	2,55	0,56	0,33	1,76	4,87	2,16	0,93	2,41	2,79	0,04	3,71	2,03	3,93	5,01
TiO <sub>2</sub>	1,30	0,73	1,19	1,21	1,41	1,12	1,04	0,867	1,167	0,437	1,027	0,96	1,22	1,79	1,15	0,74	1,09	0,99	1,05	1,46	0,17	1,091	1,05	0,41	0,15

P205	0,48	0,30	0,53	0,55	0,45	0,32	0,49	0,28	0,66	0,16	0,42	0,33	0,34	0,29	0,29	0,16	0,4	0,34	0,39	0,65	0,17	0,39	0,34	0,15	0,09
LOI	2,80	1,07	0,98	2,13	2,96	1,04	1,95	3,27	1,27	1,64	1,56	2,12	4,09	2,89	0,19	0,58	0,75	1,95	2,11	2,22	2,48	5,72	6,01	1,46	0,34
TOTAL	97,52	99,30	99,83	99,91	99,73	99,30	99,2	99,33	98,75	98,7	99,41	99,99	101,00	101,00	99,65	98,92	100	99,9	99,7	99,7	101	99,88	100	99,6	99,1
Cr	109	33	35	14	12	22	<20	<20	<20	<20	<20	23	53	68	88	89	<20	<20	<20	<20	<20	30	30	20	<20
Ni	42	9	11	5	9	7	20	<20	<20	<20	<20	926	14	27	19	30	<20	<20	<20	<20	<20	30	30	<20	<20
Cs	0,6						1,1	1	2,4	2,1	1,7					0,6	4,2	21	1,1	<0,5					
Ba	387	273	556	771	2237	413	514	514	702	767	516	617	112	76	559	761	763	406	602	776	11	961	381	756	1.119
Rb	51	13	40	92	116	53	71	74	109	142	60	67	24	5	34	41	33	27	78	77	<2	133	55	161	171
Sr	553	663	627	724	860	390	593	389	426	325	568	597	306	83	947	448	713	569	539	596	78	291	505	315	138
Th	7	5	5,5	6,8	4,9	4,4	9,4	6,3	15,6	13,5	7,2	6,6	5,2	1,8	3,5	4	9	5,5	9,2	8,9	10	8	6,5	14	10
U	2	<1	<1	1,6	<1	<1	2,5	1,3	4,1	2,3	1,8	1,5	1,3	<1	<1	<1	1,3	3,4	3,9	2,2	3	2	1,6	3	2,6
Nb	12	4	11	14	12	4	15	9	23	12	12	12	10	16	6	3	14	5	13	16	17	11	11	13	16
Ta	1						1	0,6	1,6	0,9	0,8	294	234	148	186	104	205	123	227	234	1	0,7	1	2	
Zr	181	155	222	275	207	159	212	190	345	263	176	25	27	20	16	17	29	12	29	36	89	175	178	256	88
Y	27,1	20	26	28	24	27	27	24	38	28	24	4,7	3,8	2,3	3	1,8	5,2	3,2	5,7	5,6	8	37	24	27	8
Hf	0	3	3,6	4,3	3,5	2,4	5,1	4,7	8,1	6,5	4,3	4,7	3,8	2,3	3	1,8	5,2	3,2	5,7	5,6	3	4	4,6	7	3
Pb	7	7	5	18	18	6	16	15	28	35	16	48	<2	4	5	<2	<5	<5	12	12	<5	<5	32	27	<5
Ga	22						22	19	22	18	20					20	22	20	21	15	20	19	18	13	
Zn	70						90	80	100	70	100					30	30	200	120	<30	340	130	90	<30	
Cu	43						30	20	60	20	20					10	<10	40	100	50	40	40	<10	<10	
Co	29,7	39	41	36	30	51	18	16	13	2	20	37	52	39	37	45				10	21	18	26	23	2
V	246						148	144	116	16	185					141	187	164	199		14	194	191	13	13
W	1						1	<1	<1	<1	<1					<1	<1	<1	<1	<1	41	<1	<1	<1	<1
Sn	1,9						2	2	2	2	1					2	2	2	2		2	<0,2	2	<1	
Mb	1,6						2	<2	<2	<2	<2					<2	<2	<2	<2		<2	4,00	<2	<2	<2
La	22,00						28,9	28,7	41,2	42,7	29,7					22,2	29,3	30,8	40,4		18,70	27,50	23,5	42,40	2,00
Ce	50,90						58,8	58,9	84	85,8	58,8					53,5	61,5	64,3	83,1		36,60	56,60	49,7	85,00	5,00
Pr	6,46						7,17	6,96	10,3	9,64	6,98					7,17	6,4	7,8	10		3,83	6,66	6,08	9,55	0,69
Nd	25,90						28,1	26,3	40,6	35	27,9					30,1	22,2	30,8	39,7		13,5	25,8	24,2	34,2	3,4
Sm	6,47						6,1	5,6	8,7	6,7	5,8					6,8	3,7	6,8	8,7		2,5	6	5,3	6,5	0,8
Eu	1,78						1,79	1,4	2,14	1,37	1,6					1,55	1,58	1,69	2,3		0,45	1,61	1,5	1,33	0,18
Gd	7,08						6,1	5,3	8,7	5,8	5,6					6,7	3,3	6,6	8,5		1,8	5,4	5,3	5,7	0,9
Tb	0,92						0,9	0,8	1,3	0,9	0,8					1	0,5	1	1,3		0,3	1	0,8	0,9	0,2
Dy	5,20						4,9	4,5	7	4,8	4,4					5,4	2,3	5,4	6,7		1,5	5,9	4,4	4,8	1,2
Ho	1,08						1	0,9	1,3	0,9	0,9					1,1	0,4	1,1	1,3		0,3	1,1	0,9	0,9	0,3
Er	3,19						2,8	2,5	4	2,8	2,5					3	1,2	3,1	3,8		1	3,2	2,6	2,8	0,9
Tm	0,43						0,42	0,38	0,61	0,44	0,37					0,46	0,16	0,46	0,54		0,17	0,44	0,38	0,43	0,17
Yb	2,71						2,7	2,5	3,9	2,9	2,4					2,9	1	2,9	3,5		1,2	2,5	2,5	2,9	1,2
Lu	0,44						0,4	0,35	0,56	0,41	0,35					0,42	0,16	0,43	0,5		0,18	0,34	0,35	0,42	0,2

\* Realizados en Actlabs (Canadá) (elementos traza completos) por ICP y en Cornell University, EE,UU, por XRF (elementos traza incompletos).

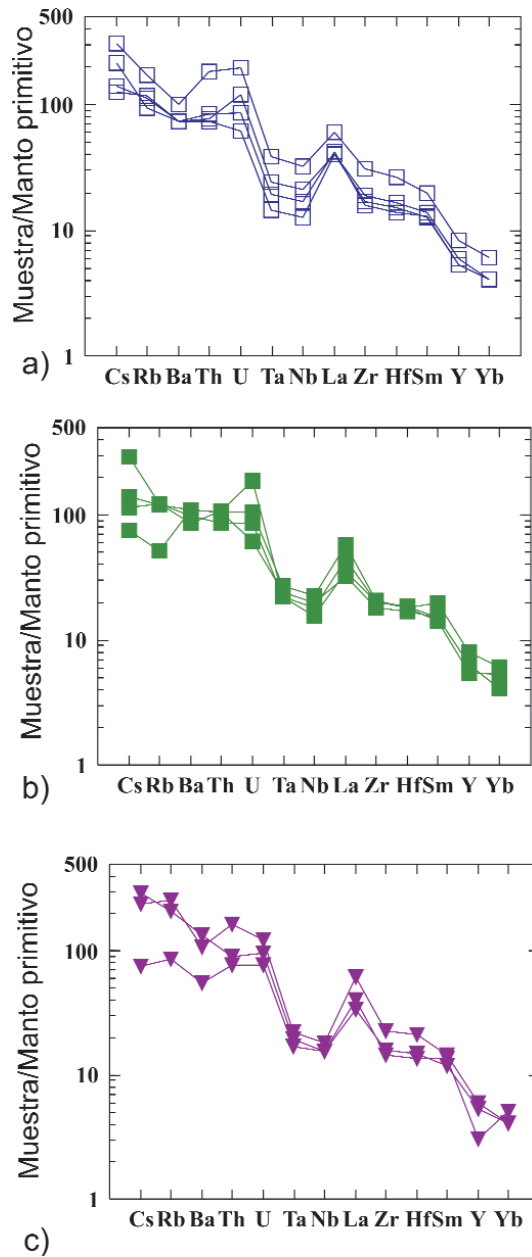


Figura 12: Diagramas tipo araña para el L1 (a), L2 (b) y L3 (c).

regional, el cambio de facies metamórfica es interpretado como una respuesta al aumento del flujo calórico asociado al emplazamiento de las traquiandesitas y basaltos de L2 y posteriormente de las riolitas y basaltos de L3. Si bien L3 no exhibe una paragénesis diagnóstica, la presencia sostenida de carbonato en las muestras podría estar indicando una alta P de CO<sub>2</sub> que habría inhibido la formación de los silicatos de calcio prehnita y pumpellyita, muy sensibles a dichas con-

diciones (Liou *et al.* 1987).

Dicho aumento en el gradiente geotérmico podría haber estado asociado a un ascenso del manto astenosférico en profundidad, vinculado a su vez a una fase extensional durante la evolución progresiva de la deformación andina. En particular, el sistema de diques paralelos de L2 que afloran en los cerros Matancilla permitiría invocar condiciones de extensión locales, en un marco tectónico regional de carácter compresivo.

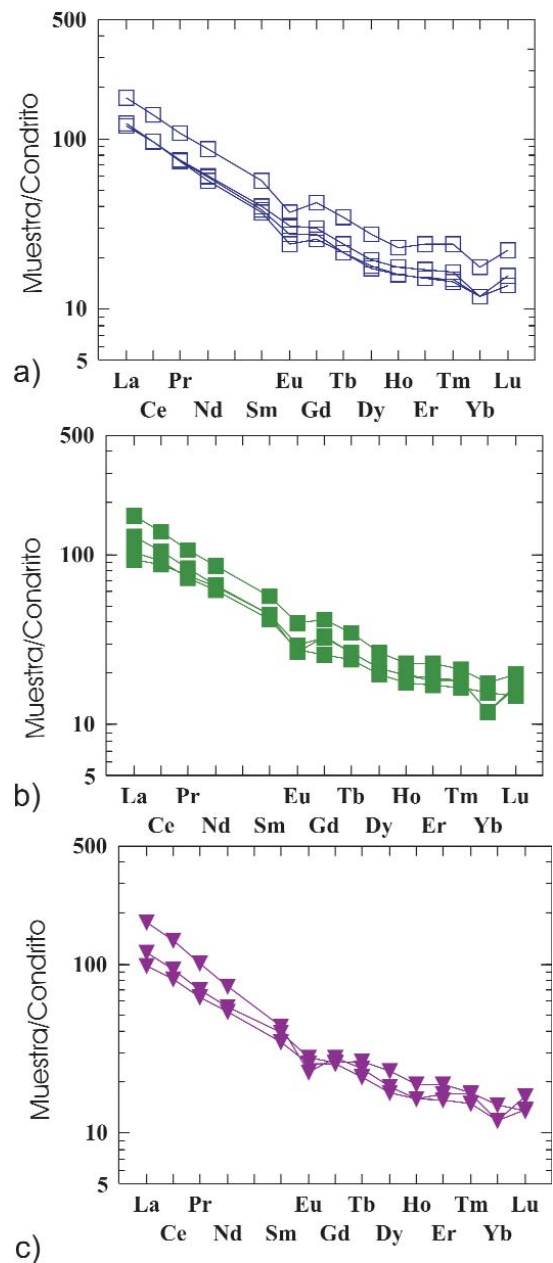


Figura 13: Diagramas de tierras raras para el L1 (a), L2 (b) y L3 (c).

Además de la alteración producida por el metamorfismo de bajo grado, se ha identificado otra paragénesis superpuesta en el área de mineralización Las Choicas. Franchini *et al.* (2006) atribuyen la mineralización de Cu a un sistema tipo IOGC (óxidos de Fe+cobre+oro) a la cual se asocia la paragénesis secundaria de albita, calcita, titanita, anfíbol fibroso y cuarzo. Este tipo de alteración que afecta a las rocas dioríticas es típica de este tipo de depósitos. Estos autores señalan la au-

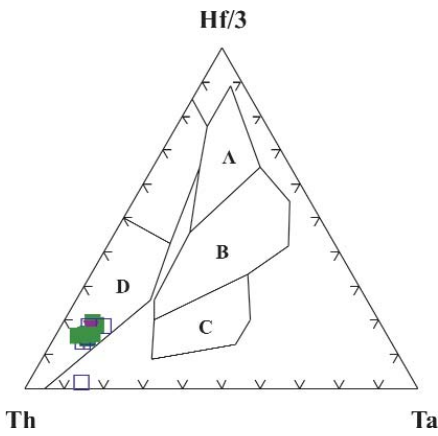


Figura 14: Diagrama de discriminación tectónica (Wood *et al.* 1979).

sencia de alteración potásica. Sin embargo, Sruoga *et al.* (2005a) la describen en las proximidades de la zona mineralizada y atribuyen su origen a un sistema de tipo pórfiro. En este sentido, la frecuente presencia de tremolita acompañando a la paragénesis de bajo grado y ocasional pumellyita (# SA45) podría ser consecuencia del incremento térmico debido a la proximidad de intrusivos mineralizantes, similar a la situación descrita por Belmar *et al.* (2000) para el valle del Tinguiririca, en Chile, y no del proceso hidrotermal propiamente dicho.

De acuerdo con Charrier *et al.* (2002), la evolución del margen continental durante el ciclo ándico contempla un evento extensional, asociado a baja velocidad de convergencia oblicua durante el Eoceno superior-Mioceno inferior, con la formación de cuencas subsidentes y volcanismo de tipo basáltico tholeítico. En el lapso 20-16 Ma se produce la inversión tectónica con intensa deformación a raíz de la instauración de un régimen de tipo compresivo, acompañado por la construcción de un arco volcánico en margen continental y corteza relativamente en-

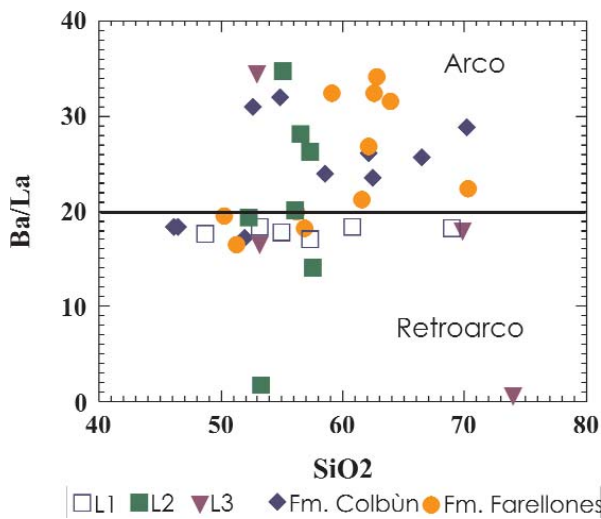


Figura 15: Diagrama Ba/La vs SiO<sub>2</sub>.

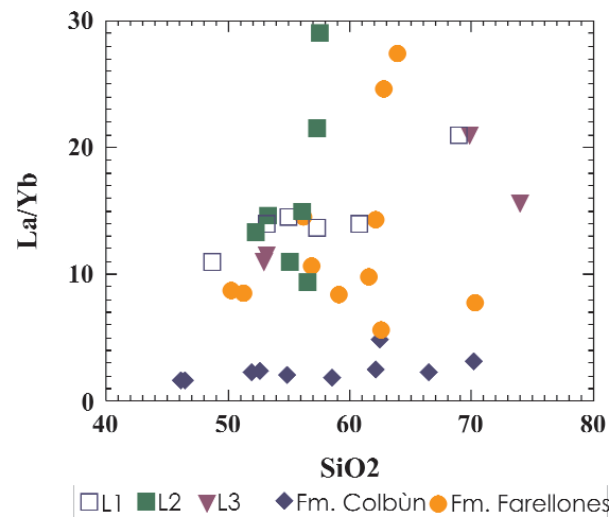


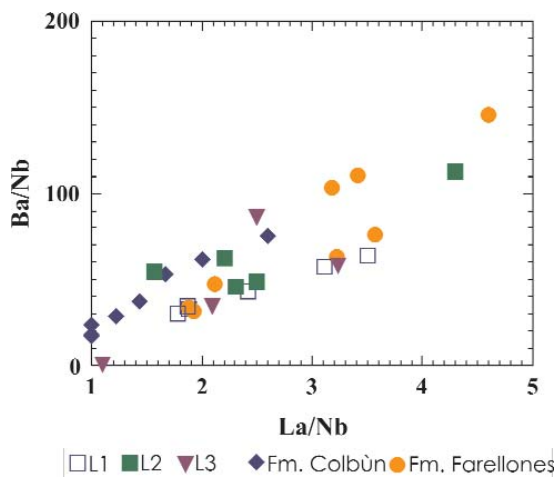
Figura 16: Diagrama La/Yb vs SiO<sub>2</sub>. Los datos geoquímicos para la Formación Farellones han sido tomados de Vatin-Perignon *et al.* (1996) y de Stern y Skewes (1995) y aquellos correspondientes a la Formación Colbùn han sido tomados de Vergara *et al.* (1999).

CUADRO 4: Edades Ar-Ar \*

#	Peso (mg)	K/Ca total	Espectro de edad				Isocronas						
			Ma ± 2σ	(W)	<sup>39</sup> Ar %	MSWD	Ma ± 2σ	N	<sup>40</sup> Ar/ <sup>36</sup> Ar ± 2σ	MSWD	Ma ± 2σ		
<b>SA-49</b>													
UW58D2a	~3.5	0,573	17,25 ± 0,23	0.65 - 1.38	44,8	0,88	16,33 ± 0,22	4 de 10	297,1	±	3,9	0,99	16,28 ± 0,26
UW58D2b	~3.5	0,576	17,18 ± 0,24	0.65 - 1.38	43,2	0,98	16,24 ± 0,28	4 de 9	293,0	±	2,6	0,99	16,35 ± 0,18
				<b>Edad Plateau promedio</b>		0,26	<b>16,30 ± 0,17</b>		<b>Edad Isocrona promedio</b>		0,20		<b>16,33 ± 0,15</b>
<b>SA-50</b>													
UW58D4a	~3.5	0,337	16,03 ± 0,19	1.00 - 5.00	92,6	1,01	16,27 ± 0,18	8 de 10	309,3	±	22,6	0,92	16,16 ± 0,26
UW58D4b	~3.5	0,327	15,94 ± 0,20	1.00 - 5.00	87,5	1,13	16,21 ± 0,19	8 de 10	310,8	±	34,6	1,16	16,07 ± 0,37
				<b>Edad Plateau promedio</b>		0,21	<b>16,24 ± 0,13</b>		<b>Edad Isocrona promedio</b>		0,16		16,13 ± 0,21
<b>SA-52</b>													
UW58D6b	~3.5	0,984	12,65 ± 0,25	0.83 - 2.13	42,6	2,89	13,96 ± 0,34	4 de 8	297,3	±	1,5	1,14	13,81 ± 0,27
UW58D6c	~3.5	5,207	12,47 ± 0,18	1.00 - 1.75	31,2	2,02	13,96 ± 0,41	3 de 7	297,7	±	2,2	0,03	13,64 ± 0,45
				<b>Edad Plateau promedio</b>		0,00	<b>13,96 ± 0,23</b>		<b>Edad Isocrona promedio</b>		0,42		<b>13,77 ± 0,23</b>

Todas las edades han sido calculadas en relación a la sanidina de la Riolita Alder Creek de 1,194 Ma y se han aplicado las constantes de decaimiento de Steiger y Jäger.

\* Obtenidas en Rare Gas Geochronology Lab, University of Wisconsin, EE. UU.



**Figura 17:** Diagrama Ba/Nb vs. La/Nb. Los datos geoquímicos para la Formación Farellones han sido tomados de Vatin-Perignon *et al.* (1996) y de Stern y Skewes (1995) y aquellos correspondientes a la Formación Colbùn han sido tomados de Vergara *et al.* (1999).

**CUADRO 5:** Edades Ar/Ar

**SA-29**

Fecha de la corrida: 09/02/07  
 Fecha de impresión: 28/02/07

Peso: 1,0 mg

Volumen 39K: 4,83x1E-10 cm<sup>3</sup> NTP  
 Edad integrada: 16,42±0,1 Ma

Inicial 40/36: 314,25±32,19 (MSWD=0,73, isocrona entre 0,47 y 2,07)  
 Edad de correlación: 16,71±0,51 Ma (85,7% de 39Ar liberado) (MSWD=1,068)

**Edad plateau: 17,25 ± 0,25 Ma** (85,7% de 39Ar liberado) Error: 0,21

**SA-46**

Fecha de la corrida: 08/02/07  
 Fecha de impresión: 28/02/07

Peso: 1,0 mg

Volumen 39K: 2,50x1E-10 cm<sup>3</sup> NTP  
 Edad integrada: 17,51±0,50 Ma

Inicial 40/36: 310,96±61,96 (MSWD=1,00, isocrona entre 0,29 y 2,41)  
 Edad de correlación: 17,48±1,27 Ma (76,00% de 39Ar liberado) (MSWD=0,830)

**Edad plateau: 17,97 ± 0,44 Ma** (76.0% de 39Ar) Error: 0,43

grosada. Un escenario diferente es el propuesto por Godoy *et al.* (1999), en el cual la inversión tectónica habría tenido lugar en el rango 9 a 3,5 Ma, resultando en la estructuración y rápido ascenso de ambas unidades volcánicas. Por otro lado, Kurtz *et al.* (1997) proponen un evento de deformación moderada con migración del frente del arco volcánico durante el lapso 20 a 16 Ma seguido de otro evento de mayor intensidad con fuerte ascenso, engrosamiento cortical y migración del arco en el lapso 15 a 8 Ma. A modo de conclusión, el evento volcánico estudiado representa el primer estadio en la formación del arco neógeno en la vertiente argentina. De acuerdo al estudio geológico realizado, donde se han integrado las características litológicas, es-

tructurales, geocronológicas, geoquímicas y su alteración, es posible correlacionar el evento volcánico con la parte inferior de la Formación Farellones. Futuros estudios de detalle permitirán verificar el carácter transicional reconocido, investigar las condiciones de extensión postuladas y precisar su articulación en el marco tectomagmático regional.

**AGRADECIMIENTOS**

Este trabajo de investigación fue realizado con el financiamiento de CONICET (PIP 02366). Se agradece al SEGEMAR por el apoyo logístico brindado en el marco de la confección de la Hoja Maipo (1:250.000) ya concluida y la Hoja Risco Plateado (1:100.000) actualmente en eje-

cución. Además, se agradecen las sugerencias aportadas por los árbitros Dra. Laura Giambiagi y Dr. Andrés Folguera.

**TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO**

Aguirre, L., Levi, B. y Nystrom, J.O. 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. En Daly, J. S., Cliff, R. A., Yardley, B.W.D. (eds.) Evolution of metamorphic belts. The Geological Society, Special Publication 43:223-232.

Aguirre, L., Feraud, G., Morata, D., Vergara, M. y Robinson, D. 1999. Time interval between volcanism and burial of basin subsidence in a Cretaceous Andean extensional setting. Tectonophysics 313:433-447.

Belmar, M., Schmidt, S. Th., Frey, M. y Mullis, J. 2000. Low grade metamorphism in the Upper Jurassic to Tertiary volcanic and volcanoclastic rocks of the Tinguiririca Valley, Central Andes of Chile (35° S). 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 510-514, Puerto Varas Cuadro.

Combina, A. M y Nullo, F. 2000. La Formación Loma Fiera (Mioceno superior) y su relación con el volcanismo y el tectonismo neógeno, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 55(3): 201-210

Cox, K. G., Bell, J. D. y Pankhurst, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. Allen & Unwin, 450 p., Londres

Charrier, R., Wyss, A. R, Flynn, J. J., Swisher III, C.C., Spichiger, S. y Zapatta, F., 1994. Nuevos antecedentes estratigráficos y estructurales para las Formaciones Coya-Machalí y Abanico, entre 33° 50' y 35° Cordillera Principal Chilena. Actas 7° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1316-1319, Cocepción.

Charrier, R., Wyss, A. R, Flynn, J. J., Swisher III, C.C., Norell, M. A., Zapatta, F., McKenna, M. C. y Novaceck, M.J. 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35°S), Central Chile. Journal of South American Earth Sciences 9: 1-30.

Charrier, R., Flynn, J. J., Wyss, A. R, Zapatta, F. y Swisher III, C.C. 1997. Antecedentes bio y cronoestratigráficos de la Formación Coya-Machalí-Abanico, entre los ríos Maipo y Teno (33°55' y 35°10' L.S.), Cordillera Principal,

- Chile Central. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 465-469, Antofagasta.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R. y Zurita, E. 2002. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 117-139.
- Franchini, M., De Barrio, R. E., Schalamuk, I., Ríos, F., Pons, M. y Meinert, L. 2006. El prospecto de Cu (Ag) Las Choicas (34°54'55"S-70°16'40"O), un modelo de mineralización tipo IOGC en la Cordillera Principal del SO de Mendoza. 8° Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Actas 1: 257-262, Buenos Aires.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L. y Féraud, G. 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33°S): una reinterpretación sobre la base de dataciones 40Ar/39Ar. *Revista Geológica de Chile* 29(2): 151-165.
- Gerth, E. 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sur de la provincia de Mendoza. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias* 10(2):125-172, Córdoba.
- Godoy, E., Yañez, G. y Vera, E. 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin and uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic and gravity evidences. *Tectonophysics* 306: 217-236.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. 2. Hojas Sosneao y Maipo. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones*, 1:37-73, (1980).
- Irvine, T.N. y Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548.
- Kurtz, A., Kay, S. M., Charrier, R. y Farrar, E. 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35° S). *Revista Geológica de Chile* 24(1): 75-90.
- Legarreta, L., Gulisano, C.A. y Uliana, M. A. 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*, 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio, 87-114, Mendoza.
- Levi, B., Aguirre, L., Nystrom, J.O., Padilla, H. y Vergara, M. 1989. Low grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology* 7:487-495.
- Liou, J.G., Maruyama, S. y Cho, M. 1987. Very low grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks - mineral assemblages and mineral facies. En M. Frey (ed.) *Low temperature metamorphism*, Blackie & Son., 59-113, Glasgow.
- Manceda R., y Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. En A.J. Tankard, R. Suárez y H.J. Welsink (eds.) *Petroleum basins of South America*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.
- Nullo, F., Stephens, G. y Otamendi, J. 1997. Evolución geoquímica del arco volcánico neógeno en el sur de Mendoza, Argentina. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2 (6):1404-1408. Antofagasta.
- Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(2):119-132.
- Ramos, V. A. 1999. Rasgos estructurales del territorio argentino. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (ed) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(24): 715-784, Buenos Aires.
- Ramos, V. A. y Nullo, F. 1993. El volcanismo de arco cenozoico. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 149-160, Mendoza.
- Robinson, D., Bevins, R. E., Aguirre, L. y Vergara, M. 2004. A reappraisal of episodic burial metamorphism in the Andes of Central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 146: 513-528.
- Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A. y Sepúlveda, E. 1998. El magmatismo hipabisal mioceno en la Cordillera Principal de Mendoza, Argentina (34°-35°S). 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 1: 59-64, Buenos Aires.
- Sruoga, P., Rubinstein, N.A., Etcheverría, M. y Malhburg Kay, S. 2005 a. Volcanismo paleógeno y mineralización asociada en la Cordillera Principal de Mendoza, Argentina (35° S). 16° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 60-66, La Plata.
- Sruoga, P., Etcheverría, M.P., Folguera, A., Repol, D., Cortes, J.M. y Zanettini, J.C., 2005 b. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo, Provincia de Mendoza. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 290, 92 p. Buenos Aires.
- Stern, C y Skewes, M. A., 1995. Miocene to present magmatic evolution at the northern end of the Andean Southern Volcanic zone, Central Chile. *Revista Geológica de Chile* 22 (2): 261-272.
- Thiele, R.C. y Nasi, C.P. 1982. Evolución tectónica de los Andes a la latitud 33° a 34° sur (Chile central) durante el Mesozoico-Cenozoico. 5° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 3: 403-426, Buenos Aires.
- Vatin-Perignon, N., Rivano, S., Vergara, M. y Keller, F. 1996. Rare-earth and trace element abundances of the Neogene volcanism of the Farellones Formation and the WE Monte-negro-Cerro Manquehue Lineament (Central Chile). Third ISAG, 649-652, St. Malo, Francia
- Vergara, M., Charrier, R., Munizaga, F., Rivano, S., Sepúlveda, P., Thiele, R. y Drake, R. 1985. Volcanismo mioceno en los Andes Centrales de Chile, Cordillera Principal (31° 30' - 34° 30' S). *Comunicaciones, Departamento de Geología, Universidad de Chile* 35: 249-251. Santiago.
- Vergara, M., Morata, D., Hickey-Vargas, R., López-Escobar, L. y Beccar, I. 1999. Cenozoic tholeiitic volcanism in the Colbún area, Linares Precordillera, Central Chile (35° 35' - 36°S). *Revista Geológica de Chile* 26 (1): 23-41.
- Wood, D.A., Joron, J. L. y Treuil, M. 1979. A reappraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters* 45: 326-336.

Recibido: 8 de septiembre, 2007

Aceptado: 30 de julio, 2008