

GEOLOGÍA DEL SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE CURA MALLÍN EN LAS LAGUNAS DE EPULAUFQUEN, NEUQUÉN

Silvana UTGÉ^{1*}, Andrés FOLGUERA^{1,2}, Vanesa LITVAK^{1,2} y Víctor A. RAMOS^{1,2}

¹ Laboratorio de Tectónica Andina, Universidad de Buenos Aires.

² CONICET - *E-mail: silutge@yahoo.com.ar

RESUMEN

Las secuencias aflorantes en la vertiente oriental de los Andes alrededor de la zona limítrofe argentino-chilena entre los 36°40' - 50'S y 71°-71°10'O responden a dos génesis bien diferenciadas. Por un lado, las secuencias inferiores se han acumulado en una cuenca de intra-arco extensional donde las unidades de *synrift* correspondientes al Miembro Lumabia de la Formación Cura Mallín son cubiertas por secuencias asociadas con el enfriamiento termal del Miembro Arroyo Pincheira de la Formación Cura Mallín. Por otra parte, las secuencias superiores denominadas Formación Cajón Negro representan un arco volcánico que se superpuso a la cuenca invertida de intra-arco descripta. En esta zona pueden distinguirse tres fases de deformación compresiva: las dos primeras corresponden a deformación de piel fina (Mioceno medio y tardío, respectivamente) mientras que la última es de piel gruesa asociada a la inversión tectónica de la cuenca de intraarco de Cura Mallín (Mioceno tardío). Estudios geoquímicos sugieren que la mayor variación en el acortamiento cortical fue alcanzado en el tiempo transcurrido entre la depositación del Miembro Arroyo Pincheira y la Formación Cajón Negro. Esta última fase compresiva ha producido gran parte de la estructura visible en la vertiente oriental de los Andes entre los 36°40'-50'S.

Palabras clave: *Cuenca de Cura Mallín, Cuenca de intraarco, Evolución tectónica, Formación Cura Mallín.*

ABSTRACT: *Geology of the northern sector of the Cura Mallín Basin in the Lagunas de Epulaufquen, Neuquén.* The exposed sequences in the eastern Andes around the Argentinian-Chilean boundary between 36°40'-50'S, 71°-71°10'O are associated with two contrasting genesis. On one hand, the lowest sequences have been accumulated in an extensional intra-arc basin, where synrift units from the Lumabia Member of the Cura Mallín Basin are overlaid by sequences associated with thermal cooling of the Arroyo Pincheira Member. On the other hand, the upper sequences of the Cajón Negro Formation represent a volcanic arc that were superimposed to a previously inverted intra-arc basin. There are three compressive phases in the area. The two first are associated to thin-skinned deformation (Early and Middle Miocene), while the last one to thick-skinned deformation related to the tectonic inversion of the Cura Mallín intra-arc basin (Late Miocene). Geochemical studies suggest that a major change in crustal thickening was reached between Arroyo Pincheira Member and Cajón Negro Formation. This last phase of contraction produced most of the Andean structures at the eastern slope of the high Andes around 36°40'-50'S.

Keywords: *Cura Mallín basin, Intra-arc basin, Tectonic evolution, Cura Mallín Formation.*

INTRODUCCIÓN

Desde los inicios de la década de los ochenta han llamado la atención los extraordinarios volúmenes volcánoclasticos intercalados con rocas sedimentarias depositadas en ambientes continentales, acumulados en el norte de la Cordillera Patagónica (36°-39°S) en ambas vertientes de los Andes (Pesce 1981, Niemeyer y Muñoz 1983). En el sector chileno Niemeyer y Muñoz (1983) determinaron la edad de estos depósitos volcánoclasticos a partir de dataciones radimétricas y relaciones estratigráficas. Sin embargo, estas secuencias dentro del territorio argentino habían sido parcialmente correlacionadas

en forma errónea sobre la base de sus similitudes faciales con el Grupo Divisadero, correspondiente a las secuencias cretácicas ubicadas hacia el sur en la Cordillera Patagónica de Chubut (Pesce 1981). Adicionalmente, las secuencias sedimentarias intercaladas con estos paquetes volcánoclasticos en la comarca de Los Miches sobre el río Lileo (Fig. 1), habían sido asignadas al intervalo Jurásico superior-Cretácico inferior a partir de su similitud facial y citando el hallazgo de una fauna mesozoica en deficiente estado de conservación (Zanettini *et al.* 1987) con unidades ubicadas hacia el este en la faja plegada y corrida de Chos Malal. Finalmente, la datación de los términos volcá-

nicos de estas sucesiones, principalmente en la vertiente occidental de la cordillera (Suárez y Emparán 1995), y su posterior correlación con aquellas secuencias ubicadas en la vertiente argentina de la misma (Rovere *et al.* 1998, Burns *et al.* 1999, Burns 2002, Jordan *et al.* 2001, Leanza *et al.* 2002, Folguera *et al.* 2003, 2004, 2006 a, Melnick *et al.* 2006) permitieron circunscribir este episodio eruptivo al Oligoceno superior-Mioceno inferior. Cabe aclarar que en 1964 el informe pionero e inédito de Sarris (1964), que formaba parte de las comisiones geológicas de YCF, ya había determinado a partir del estudio de palinomorfos la edad oligocena tardía de las sucesiones aflorantes en

la vertiente oriental de la cordillera. El ordenamiento estratigráfico y la caracterización de estas sucesiones han sido parciales y contradictorios, particularmente en la vertiente argentina de la cordillera. Los objetivos de este trabajo son 1) la descripción sistemática de una serie de perfiles realizados en la zona menos explorada de la cuenca de Cura Mallín correspondiente al área de las lagunas del Epulauquen (Fig. 1); 2) el mapeo de superficie de las unidades que conforman la geología aflorante de esta cuenca; y 3) sobre esta base proponer una evolución de la cuenca y su deformación posterior.

Ubicación del área de estudio

El área de estudio se sitúa en el NO de la provincia del Neuquén y está delimitada por los paralelos 71° y $71^{\circ}08' O$ y los meridianos $36^{\circ}50'$ y $36^{\circ}41' S$ (Fig. 1). Se accede a la reserva turística forestal de las Lagunas de Epulauquen desde Chos Malal por la ruta provincial 43 hacia el norte, hasta la localidad de Las Ovejas, desviando por la ruta provincial 45 (Fig. 1). Esta zona forma parte de la subcuenca norte de la cuenca de intra-arco de Cura Mallín (Fig. 2a) (Radic *et al.*, 2002).

CUENCA DE CURA MALLÍN

Los estudios geológicos de la cuenca de Cura Mallín comienzan en los alrededores de la localidad de Lonquimay en Chile con el trabajo de Burckhardt (1900), primer explorador en reconocer estas sucesiones y su deformación. Casi medio siglo después Groeber (1947) estableció un ordenamiento estratigráfico de las secuencias del Cenozoico tanto en el área cordillerana como en la zona extraandina. Sin embargo ese ordenamiento exitoso para la zona oriental resultó deficiente para la zona limítrofe argentino-chilena. La cuenca de Cura Mallín se encuentra entre los 36° y $39^{\circ} S$. Está expuesta en la Cordillera Principal tanto en territorio chileno como argentino (Fig. 2b) (Niemeyer y Muñoz 1983, Muñoz y Niemeyer 1984, Burns 2002) y es una de las más amplias y mejor expuestas de las

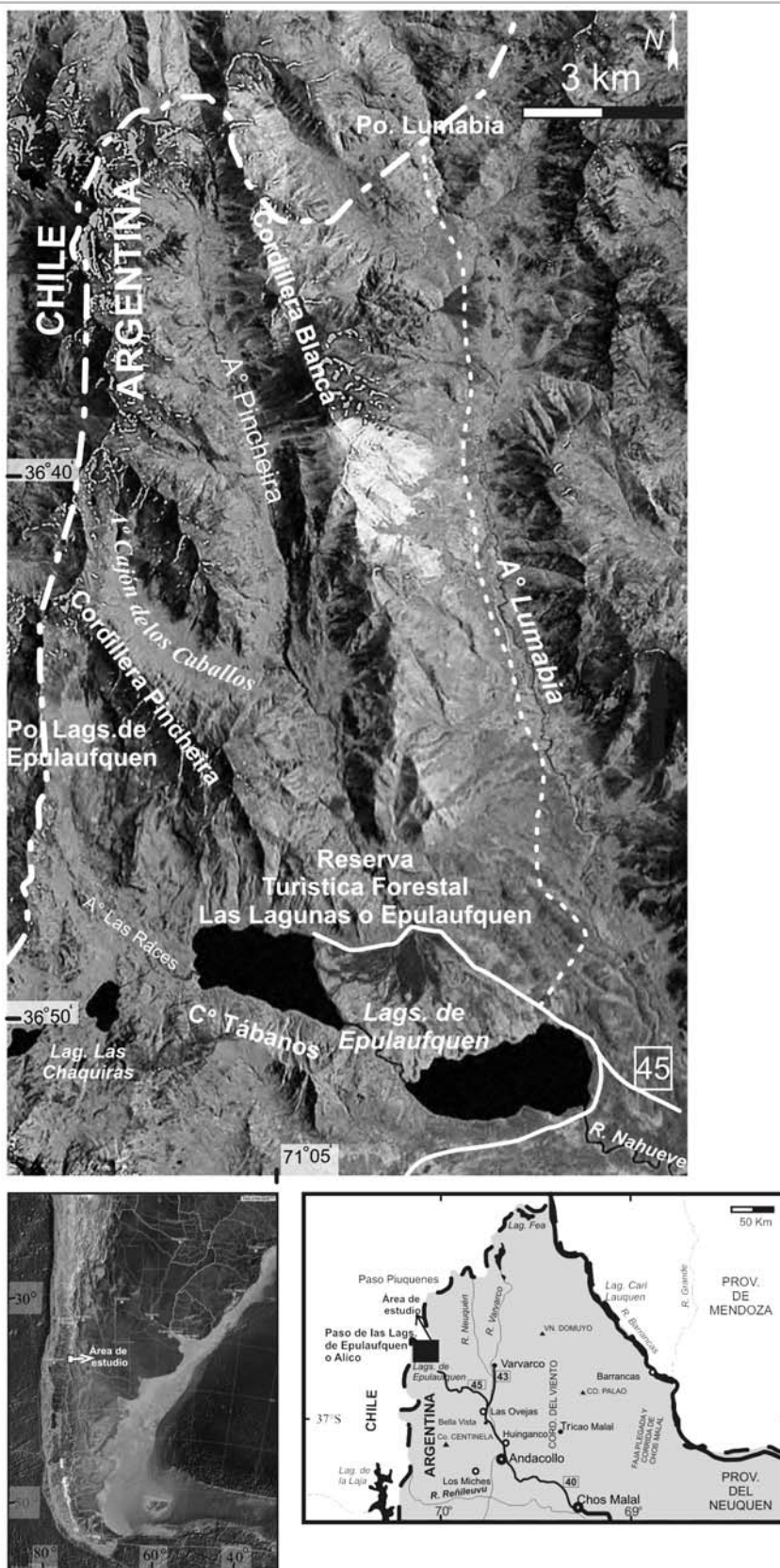


Figura 1: Ubicación del área de estudio correspondiente a la cuenca fluvial de las lagunas de Epulauquen. Línea blanca continua: ruta provincial 45; Línea blanca punteada: huella para acceder al área de estudio.

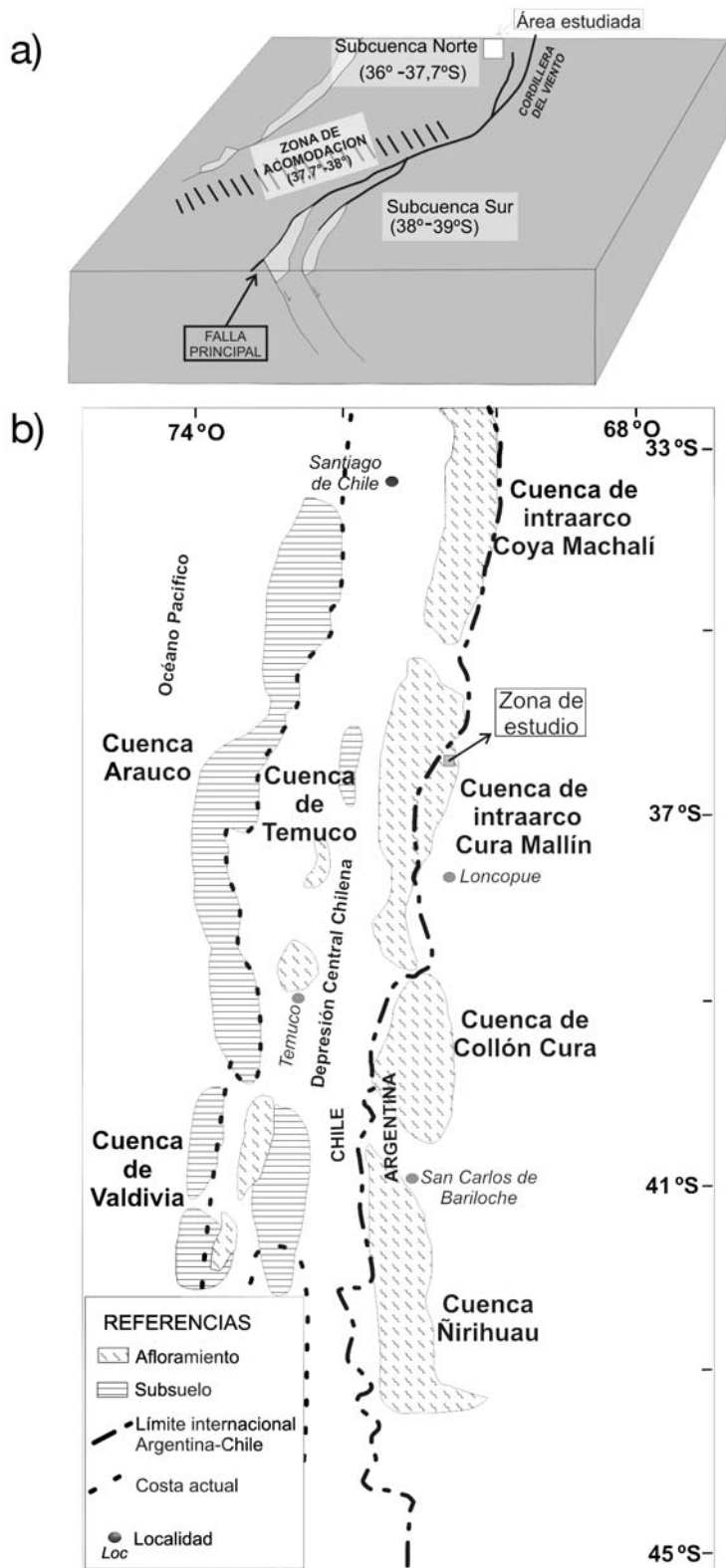


Figura 2: a) Arquitectura extensional de la Cuenca de Cura Mallín (modificado de Radic *et al.* 2002). b) Mapa regional donde se muestra la distribución de las cuencas del Oligoceno tardío-Mioceno temprano ubicadas entre los 33° y 44°S tanto en vertiente chilena como argentina (modificado de Kay *et al.* 2006).

cuenca de los Andes Australes (Burns 2002). Se ubica en la transición entre los Andes Centrales australes al norte y los Andes Patagónicos Septentrionales al sur (Melnick *et al.* 2006).

Esta cuenca se desarrolló en la zona de intra-arco del arco volcánico oligoceno superior-mioceno inferior (Niemeyer y Muñoz 1983, Suárez y Emparán 1995). La cuenca de Cura Mallín permite estudiar a estas latitudes el engranaje entre el arco, sus depósitos proximales con una serie de depósitos continentales.

Radic *et al.* (2002) mostraron los primeros análisis integrados de la cuenca donde reconocieron variaciones en el espesor, edad y ambiente de depositación que les permitió reconocer su compartimentalización en dos subcuencas diacrónicas e independientes de polaridad opuesta (Fig. 2a). Entre ambas (37,7°-38°S) se halla una zona de transferencia representada de orientación NO que corta al arco volcánico a la latitud del volcán Copahue (Fig. 2a) y que coincide con la cordillera de Mandolegüe, lineamiento volcánico de edad cuaternaria (Folguera y Ramos 2000, Melnick *et al.* 2002).

Spalletti y Dalla Salda (1996) fueron los primeros en plantear un control extensional para estas secuencias paleógenas. Vergara *et al.* (1997 a y b) presentaron las primeras evidencias de índole geofísica en Chile a estas latitudes, mostrando que los espesores paleógenos a miocenos inferiores sepultados bajo las secuencias neógenas de la Depresión Central chilena (Fig. 2b) están ligados a la estructura de un basamento segmentado en una serie de fosas de orientación NNO. Jordan *et al.* (2001) interpretaron una línea sísmica de YPF ubicada en cercanías de Los Miches y mostraron que los espesores oligocenos superiores de la cuenca se acomodaron en grábenes y hemigrábenes. Concluyeron que la falla normal interpretada en la línea sísmica era el borde oriental de la cuenca que fuera invertido a partir del Mioceno medio. Burns (2002) sugirió que un mecanismo tectónico similar y ratificó la tectónica extensional sin participación de deformación transcurrente

contemporánea, tal como había sido sugerido por otros autores para las cuencas oligo-miocenas.

Muñoz *et al.* (1999) identificaron cuerpos intrusivos y volcanitas calcoalcalinos en la Cordillera de la Costa a la latitud de la provincia de Neuquén, con edades de entre 25 y 15 Ma, pertenecientes a un amplio arco volcánico sincrónico con la cuenca de Cura Mallín, que se extendía desde la Cordillera de la Costa hasta la zona actual del límite argentino chileno en donde engranaba con la cuenca.

Folguera *et al.* (2003) propusieron una conexión entre las diferentes posiciones del arco y el desarrollo de cuencas extensionales explicando su génesis a través de pulsos de empujamiento de la placa de Nazca que generarían un retroceso de los sucesivos frentes volcánicos hacia la trinchera y subsecuentes colapsos de la estructura compresiva desarrollada. Este mecanismo de colapso cortical ya había sido propuesto por Muñoz y Stern (1988) para los pulsos extensivos de los últimos 5 Ma en la cordillera neuquina y sector chileno adyacente. Folguera *et al.* (2004, 2006 a, 2007) al estudiar en detalle la vertiente oriental de los Andes neuquinos entre los 37° y 37°30'S observaron que la inversión tectónica de la cuenca de intra-arco oligo-miocena en el sector interno formó la faja plegada y corrida a esas latitudes. Melnick *et al.* (2006) confirmaron la inversión tectónica de las fallas de la cuenca de Cura Mallín en el flanco occidental de los Andes neuquinos entre los 37°-39°S.

Basamento y relleno de la cuenca de Cura Mallín

La cuenca se ha desarrollado en una zona deformada a fines del Cretácico y Eoceno (Zapata y Folguera 2005), por lo que su basamento es heterogéneo. El basamento en su límite occidental corresponde al batolito nordpatagónico (González Díaz 1982, Suárez y Emparán 1997). El basamento oriental aflora en la Cordillera del Viento, representado por los Grupos Lotena y Mendoza (Groeber 1946, Stipanovic *et al.* 1968, Leanza 1992,

Zanettini 2001) y en la ladera occidental por esquistos del Paleozoico inferior (Zappettini *et al.* 1986) cubiertos en discordancia por lutitas marinas carboníferas (Zollner y Amos 1973) y por el Grupo Choiyoi (Groeber 1929, Stipanovic 1965). Sobre éstos se depositó la Formación Los Molles perteneciente al Grupo Cuyo (Weaver 1931, Groeber 1946, Dellapé *et al.* 1978, Zanettini 2001). La secuencia paleozoica-mesozoica es a su vez cubierta discordantemente por la Serie Andesítica que son las secuencias más jóvenes que integran el basamento de la cuenca de Cura Mallín (Groeber 1918).

El relleno de la cuenca está representado por las Formaciones Cura Mallín (González y Vergara 1962), Cajón Negro (Pesce 1981) y Mitrauquén (Suárez y Emparán 1997). La Formación Cura Mallín fue definida por esos autores como una unidad volcanoclástica a la que se le asignó edad jurásica debido a la falta de edades absolutas. Pesce (1981) denominó como Formación Epulauquen a una secuencia volcánica calcoalcalina que aflora en territorio argentino desde el paso Lumabía hasta el río Nahueve (Fig. 1), considerándola cretácica inferior y correlacionable con la Formación Cura Mallín de Chile. Posteriormente Deza *et al.* (2002) trabajando sobre la vertiente argentina asignó a esta secuencia al Paleoceno?-Mioceno inferior sobre la base de nuevas correlaciones estratigráficas. Niemeyer y Muñoz (1983) redefinieron a la Formación Cura Mallín, como aquella secuencia que se ubica subyaciendo a la Formación Trapa Trapa (Niemeyer y Muñoz 1983) de edad miocena media a superior (Fig. 3), y distinguieron dos miembros concordantes y transicionales entre sí: Miembro Río Queuco, correspondiente a la sección inferior y principalmente volcanoclástico y Miembro Malla-Malla, en la parte superior de la formación y netamente sedimentario. Posteriormente Suárez y Emparán (1995 y 1997) caracterizaron a la Formación Cura Mallín entre los 38° y 39°S en la vertiente chilena y la dividieron en dos miembros continentales, Guapitrío y Río Pe-

dregoso (Fig. 3). El Miembro Guapitrío (correlacionable con el Miembro Río Queuco) tiene un espesor que excede los 1.500 m y está constituido por una asociación volcánica de carácter intermedio a ácido principalmente piroclástica con intercalaciones de lavas y niveles sedimentarios continentales en los que se intruyen diques y cuerpos hipabisales. El Miembro Río Pedregoso (correlacionable con el Miembro Malla Malla) subyace y engrana con el Miembro Guapitrío pudiendo estar intercalado localmente con este último. Está constituido principalmente por facies sedimentarias con intercalaciones de ceniza volcánica (Suárez y Emparán 1995, 1997), encontrándose también depósitos piroclásticos primarios (Burns 2002). En los depósitos sedimentarios se pueden diferenciar tres asociaciones de facies, de base a techo: fluvial, lacustre y deltaica (Suárez y Emparán 1995, 1997, Burns 2002, Croft *et al.* 2003). Leanza *et al.* (2002) (Fig. 3) dieron el nombre de Formación Lileo a las sedimentitas aflorantes a lo largo del río Lileo en las cercanías de Los Miches en territorio argentino (Fig. 1), a las cuales les asignan edad oligocena tardía-mioceno temprana basándose en los estudios palinológicos realizados, correlacionándola de esta manera con el tramo inferior de la Formación Cura Mallín. Burns (2002) caracterizó a la Formación Cura Mallín teniendo en cuenta el concepto de asociaciones de facies, utilizando como control la proximidad al centro volcánico del cual provendrían: facies volcánicas proximales (volcanic apron facies) encontradas a 5-35 km del centro volcánico y facies volcánicas distales (volcanic distal facies) las que se ubican entre los 20-70 km, siendo la transición entre ellas no observable directamente en el sector argentino de la cuenca y considerando que la depositación de ambas facies habría sido contemporánea.

El gran cúmulo de datos paleontológicos (Sarris 1964, Covacevich 1975, Uliana 1979, Leanza *et al.* 2002, Croft *et al.* 2003), trazas de fisión (Vergara *et al.* 1997 b, Burns 2002), dataciones K-Ar (Suárez y

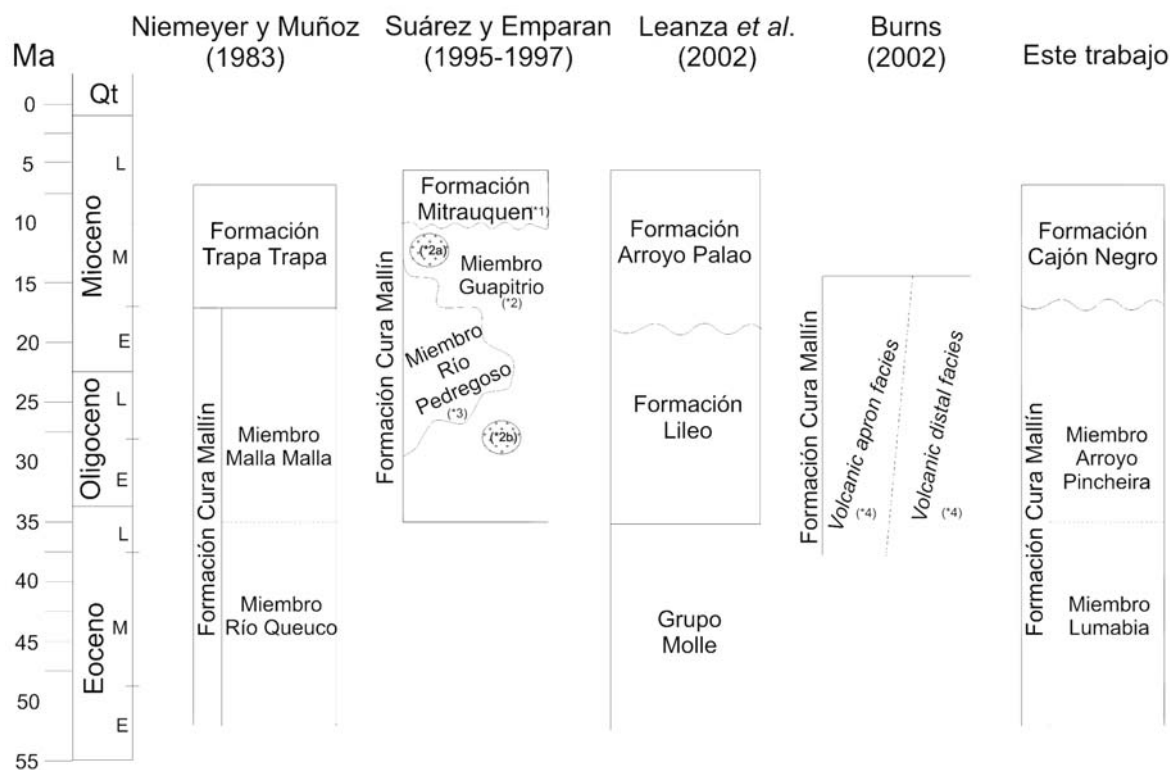


Figura 3: Cuadro esquemático de las principales correlaciones de las formaciones que constituyen el relleno de la cuenca de Cura Mallín.

(*1): K/Ar $8,0 \pm 0,3$ y $9,5 \pm 2,8$ Ma, Suárez y Emparán 1995 y 1997. (*2): K/Ar $17,5 \pm 0,6$; $16,4 \pm 2,5$ y $13,0 \pm 1,6$ Ma, Suárez y Emparán 1995 y 1997. (*2a): $13,4 \pm 1,4$ a $11,0 \pm 1,6$ Ma. (*2b): $22,0 \pm 0,9$ a $14,1 \pm 1,6$ Ma. (*3): $17,5$ y 20 Ma, Croft *et al.* 2003. K/Ar $17,5 \pm 0,6$; $16,4 \pm 2,5$ y $13,0 \pm 1,6$ Ma, Suárez y Emparán 1995 y 1997. (*4): Trazas de fisión en apatitas $28,6 \pm 4,7$ y $21,1 \pm 7,8$ Ma y en circón $15,9 \pm 2,1$ y $25,1 \pm 2,4$ Ma, Burns 2002.

Emparán 1995) y Ar/Ar (Jordan *et al.* 2001, Burns 2002) permiten asignar a la Formación Cura Mallín una edad oligocena tardía-miocena media.

La Formación Cajón Negro fue reconocida y definida por Pesce (1981) a lo largo del límite internacional con Chile desde el Cajón Negro hasta Paso Lumabía continuando los afloramientos por la margen izquierda de los arroyos Lumabía y del río Nahueve hasta los 37°S (Fig. 1). Corresponde al nivel superior del relleno de la cuenca de Cura Mallín en la subcuenca norte que se desarrolla entre los 36° y $37,7^{\circ}\text{S}$ (Radic *et al.* 2002, Figs. 4 y 5) y representa un volcanismo calcoalcalino de arco (Burns 2002, Kay *et al.* 2006) emplazado en un ambiente continental. Las Formaciones Trapa Trapa (Niemeyer y Muñoz 1983) y Cajón Negro son equivalentes en edad (Kay 2001) y en base a dataciones radimétricas por K-Ar de Pesce (1987) y Ar/Ar de Burns (2002) se las asigna al Mioceno medio.

La Formación Mitrauquén (Suárez y Emparán 1997) corresponde al nivel superior del relleno en la subcuenca sur que se desarrolla entre los 38° y 39°S . Se diferencian dos miembros, uno sedimentario y otro volcánico que sobreyace y engrana lateralmente con el miembro sedimentario (Suárez y Emparán 1997). La unidad inferior del miembro sedimentario se interpreta como un abanico aluvial que habría progradado hacia un cuerpo de agua indicando un descenso relativo del nivel de base (Suárez y Emparán 1997) o un ascenso del área cordillerana (Zapata y Folguera 2005, Folguera 2006 b). Se le asigna a esta unidad una edad miocena superior.

ESTRATIGRAFÍA DE LAS LAGUNAS DE EPULAUFQUEN

En esta zona afloran las formaciones terciarias Cura Mallín, Cajón Negro y el

Granito Las Lagunas (Fig. 4). En base a los trabajos de campo realizados en el presente trabajo se proponen dos miembros para subdividir en forma local a la Formación Cura Mallín: Miembro Lumabía y Miembro Arroyo Pincheira (Fig. 3).

Miembro Lumabía, Formación Cura Mallín

Este miembro constituye la mayor parte de los afloramientos de la Formación Cura Mallín en el sector estudiado y está definido a partir de un afloramiento ubicado en la ladera oriental de la Cordillera Blanca a los $\sim 71^{\circ}03'\text{O}$. Otras secciones se encuentran en el cerro Tábanos y en la Cordillera Pincheira (Fig. 4). Se realizaron cuatro perfiles en distintos sectores donde aflora esta unidad con el objetivo de caracterizar sus facies (Fig. 5).

Ladera norte del cerro Tábanos (perfil: $71^{\circ}05'\text{O}$ y $36^{\circ}50'\text{S}$)

Este perfil excede los 170 m y se presenta como una secuencia de bancos tabula-

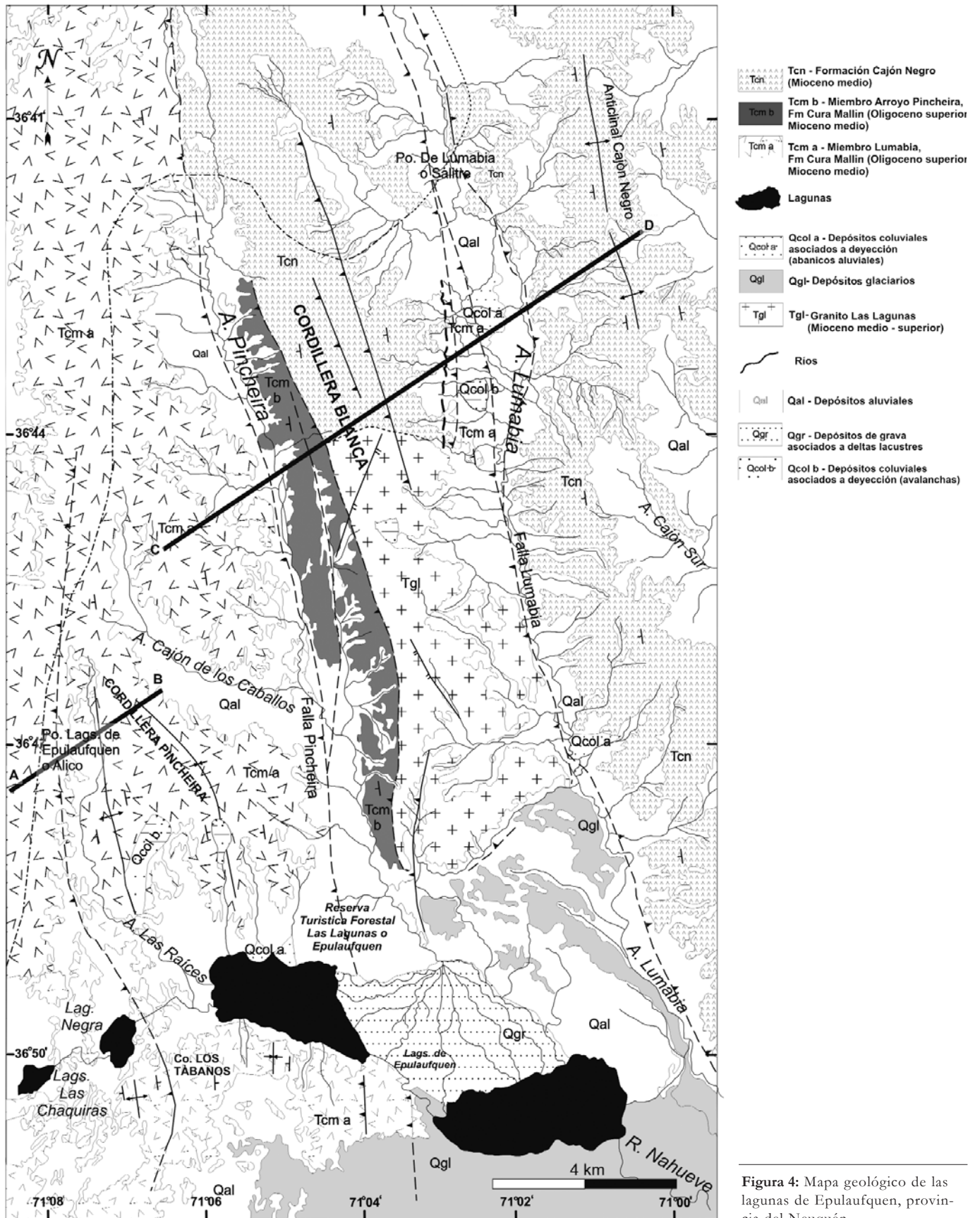


Figura 4: Mapa geológico de las lagunas de Epulauquen, provincia del Neuquén.

res de rocas piroclásticas de color morado, castaño, gris claro a verdoso con espesores variados de entre 2 y 35 m (Figs. 4, 5 y 6). Los primeros 40 m del perfil están compuestos por niveles de ignimbritas andesíticas cristalinas de variados colores. Los cristaloclastos representan aproximadamente el 60% del volumen total de las rocas y están constituidos por individuos tabulares y fragmentos angulosos a subangulosos de plagioclasa. Los litoclastos corresponden a rocas volcánicas con pastas de texturas afieltradas y microgranosas y la matriz representa el 30 %, es de color morado y está constituida por ceniza muy fina. Continúa un banco de 15 m de ignimbrita dacítica lítica de aspecto lajoso con signos de fluidalidad que van disminuyendo hacia el techo del banco, tiene litoclastos de volcanitas con pasta de textura microgranosa y afieltrada, los cristaloclastos subangulosos de cuarzo y material aglutinante oxidado. Los próximos 25 m corresponden a tres bancos de ignimbritas matriz-sostenidas de color morado y castaño. A continuación predominan las ignimbritas andesíticas líticas con litoclastos compuestos por volcanitas con pastas de texturas afieltradas y microgranosas afectadas por alteración a clorita-esmectita. Los cristaloclastos están compuestos por fragmentos de plagioclasa con alteración incipiente a epidoto y sericita, y biotitas, y el material aglutinante, de textura felsítica, se presenta parcialmente oxidado. Los últimos 30 cm corresponden a ignimbritas dacíticas líticas, de color gris claro a verdoso, con litoclastos de rocas volcánicas con pastas de texturas afieltradas y microgranosas con fenocristales de cuarzo y plagioclasas. Los cristaloclastos están representados por cuarzo y la matriz es ceniza fina parcialmente oxidada. Se observa, en general, la alternancia de capas con fluidalidad y un banco macizo de 4 m de pelitas negras (Fig. 5).

Ladera oriental de la Cordillera Blanca (perfiles S: 36°43.2'S y 71°03'O y LU: 36°42.6'S y 71°03'O)

Los sectores estudiados en la ladera oriental de la Cordillera Blanca constitu-

yen una asociación volcánica de composición intermedia formada por rocas piroclásticas, que constituyen bancos de espesores entre 5 y 50 m, con intercalaciones de lavas (Figs. 4, 5 y 7). El primer perfil (S, Fig. 5) alcanza 400 m de potencia y está compuesto íntegramente por el Miembro Lumabia de la Formación Cura Mallín, mientras que en el segundo (LU, Fig. 5) este miembro constituye la base del perfil y su espesor mínimo es de 530 m. En ambos perfiles se han emplazado rocas plutónicas pertenecientes al Granito Las Lagunas intruyendo al Miembro Lumabia.

Las rocas piroclásticas representan el constituyente principal del Miembro Lumabia y son tobas y brechas volcánicas de color verde, pardo, morado y gris oscuro. Las tobas estudiadas se clasifican por sus cristaloclastos como andesíticas y según Schmid (1981) como vítreo-cristalinas (S2), cristalino-vítreas (LU1), vítreas (LU2) y líticas (LU3 y LU4). Los cristaloclastos se encuentran representados por cristales euhedrales a subhedrales y fragmentos de andesina. Los vitroclastos están compuestos por trizas y fragmentos pumíceos. Las trizas son frescas, alargadas y con forma de "y griega" (triaxonas). Las pómez son, en su mayoría, de color castaño y formas alargadas. Los litoclastos corresponden a rocas volcánicas afiricas y porfíricas con pasta de textura pilotáxica, afieltrada y, en menor proporción, microgranosa. Los fenocristales son plagioclasas euhedrales a subhedrales y, en muy pocos ejemplares, cuarzo. La matriz está constituida por ceniza rojiza por oxidación con microlitos de plagioclasa, felsítica y vidrio fresco. En muestras aisladas de ambos perfiles se reconocen cavidades y venillas rellenas por cuarzo y parches de carbonatos como minerales secundarios.

Las lavas son de color verde, pardo y negro de textura porfírica (L1, S1 y S7) y afiricas que se presentan en capas cuyo espesor oscila entre 30 y 10 m y se las clasifica según IUGS como andesitas. Las rocas estudiadas microscópicamente poseen pasta afieltrada con opacos y altera-

ción parcial a clorita-esmectita y parches aislados a carbonatos. Los fenocristales (25-40 %) son euhedrales a anhedrales de andesina y, en algunos casos, presentan alteración parcial a arcillas e incipiente a carbonatos. Se reconocen abundantes venillas rellenas por cuarzo y vesículas.

Ladera sur de la Cordillera Pincheira (perfil: 71°06'O y 36°49'S)

Este perfil corresponde al Miembro Lumabia y es una asociación volcánica de carácter básico-intermedio formada por volcanitas e intercalaciones de rocas piroclásticas que alcanzan un espesor de 800 m (Figs. 5 y 6).

Los basaltos y andesitas son negros, morado y gris en algunos casos con tonalidades rosadas, tienen textura tanto porfírica como afírica y los fenocristales son biotitas euhedrales y feldespato. La potencia de estos bancos varía entre 5 y 50 m. En el campo pudieron observarse intercalaciones de tobas de color morado y gris violáceo de espesores similares cuya composición no pudo determinarse macroscópicamente.

Sobre las bases de las características petrográficas y a sus relaciones estratigráficas, el Miembro Lumabia podría ser correlacionable con el miembro inferior de la Formación Cura Mallín denominado por Niemeyer y Muñoz (1983) como Miembro Río Queuco, Miembro Guapitrío por Suárez y Emparán (1995, 1997) y las *volcanic apron facies* de Burns (2002).

Miembro Arroyo Pincheira, Formación Cura Mallín (perfil: 36°47'-52,4"S y 71°03'42,4"O)

Este afloramiento se ubica a lo largo del faldeo occidental de la Cordillera Blanca en la margen este del arroyo Pincheira, (Figs. 1, 6, 7 y 9), corresponde al sector superior del Miembro Arroyo Pincheira y tiene aproximadamente 50 m de espesor. La inclinación de sus bancos en la parte inferior de la Cordillera Blanca llega a ser de ~90° y está compuesto por rocas clásicas y piroclásticas. Por medio de un corrimiento esta secuencia se pone en contacto sobre el Granito Las Lagunas en el sector sur de la ladera occidental de

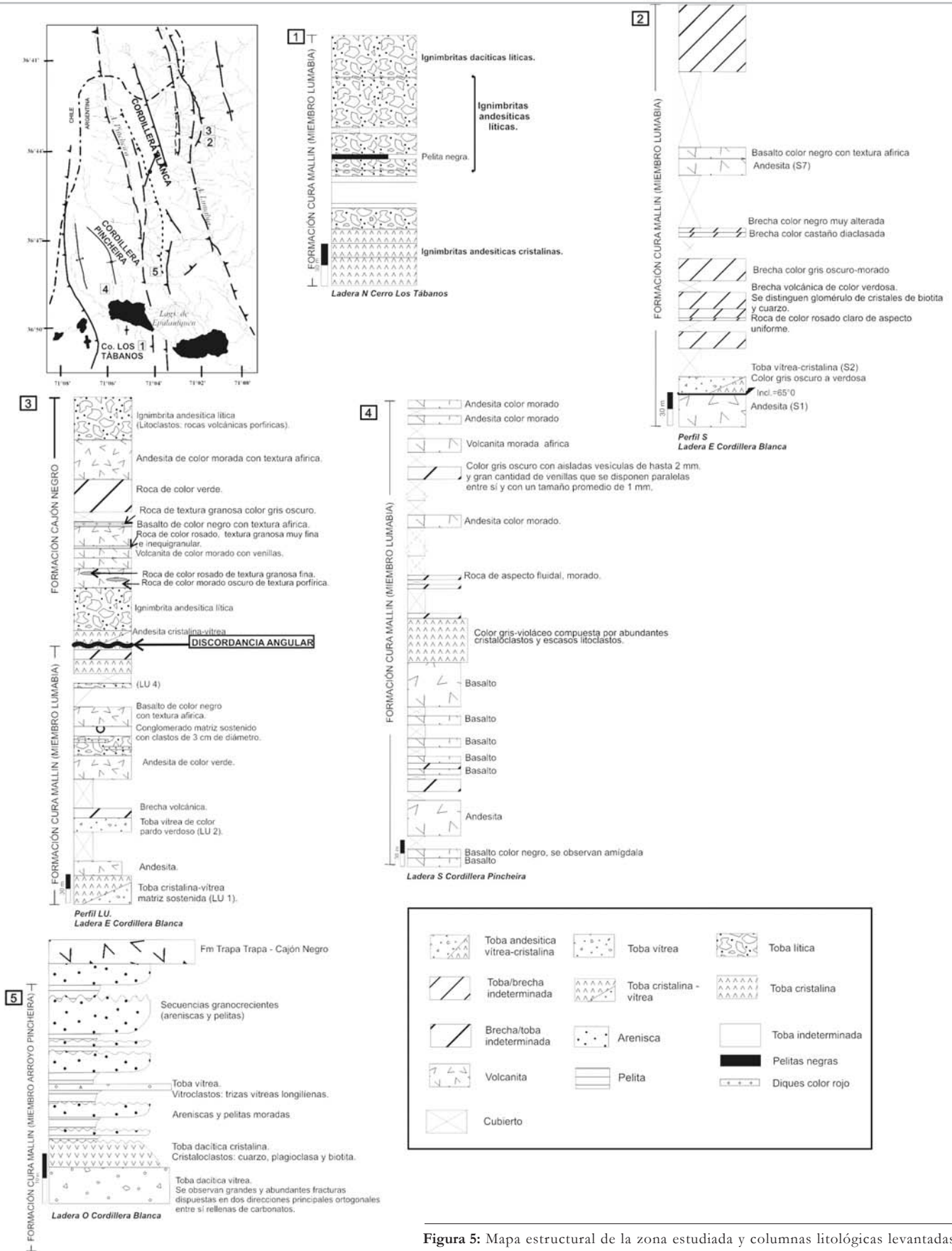


Figura 5: Mapa estructural de la zona estudiada y columnas litológicas levantadas.

la Cordillera Blanca y con la Formación Cajón Negro hacia el norte.

La secuencia aflorante comienza con un banco de toba dacítica vítrea, matriz-sostenida, cuyo espesor es menor a 10 m y está compuesta por cristaloclastos angulosos de cuarzo en una matriz de textura felsítica. Le sobreyace un nivel de toba dacítica cristalina verde con un espesor aproximado de 25 m, sus cristaloclastos son plagioclasa y cuarzo. Hacia el techo de este nivel la textura de la roca es clasto-sostenida con fragmentos subangulares con contactos tangenciales y rectos, y los cristaloclastos están representados por fragmentos de cuarzo, plagioclasa y solo en algunos sectores aparecen laminitas de biotita. En todo el banco el material aglutinante posee textura felsítica. A continuación se observa un nivel de 10 m con alternancia de bancos de areniscas y pelitas generalmente moradas. Le sobreyace un delgado banco de toba andesítica vítrea compuesta por vitroclastos de trizas vítreas y fragmentos pumíceos, y el pequeño porcentaje de cristaloclastos está representado por biotitas. En el sector superior del perfil se reconocen una serie de secuencias granocrecientes que oscilan entre 5 y 10 m de espesor, las cuales están compuestas por areniscas con laminación horizontal que gradan transicionalmente a pelitas.

El Miembro Arroyo Pincheira podría ser correlacionable con el sector inferior y medio del Miembro Malla Malla de Niemeyer y Muñoz (1983) y Miembro Río Pedregoso de Suárez y Emparán (1995, 1997), que representan el sector medio-superior de la Formación Cura Mallín, datado por K-Ar entre $17,5 \pm 0,6$ y $13,0 \pm 1,6$ Ma. Más recientemente Croft *et al.* (2003) obtienen para el techo del sector inferior de este miembro un rango de edades de entre 20 y 17,5 Ma.

Formación Cajón Negro

Esta formación aflora a lo largo de una franja N-S en el borde oriental de la zona mapeada, al este del arroyo Lumabía, y en la ladera oriental del sector norte de la Cordillera Blanca describiendo una



Figura 6: Vista del sinclinal del cerro Los Tábanos desde la ladera sur de la Cordillera Pincheira.



Figura 7: Vista de la ladera oriental de la Cordillera Blanca, con indicación de la ubicación de las estructuras.

amplia franja con orientación NO (Figs. 1 y 4). En el perfil LU (Fig. 5) confeccionado en la ladera oriental de la Cordillera Blanca se discriminaron dos unidades separadas por una discordancia angular (Fig. 8); la inferior corresponde al Miembro Lumabía y la superior a la Formación Cajón Negro. Esta última tiene un espesor de 250 m aproximadamente (Fig. 7) y se describe a continuación.

El perfil comienza con 15 m de tobas andesíticas cristalinas-vítreas moradas cuyos cristaloclastos son de plagioclasa. Los vitroclastos son trizas, generalmente alargadas y fragmentos pumíceos de color castaño claro y de formas alargadas en los que se pueden distinguir minerales incluidos tales como biotita y plagioclasa, la matriz presenta textura felsítica. Continúa un banco de ignimbrita andesítica

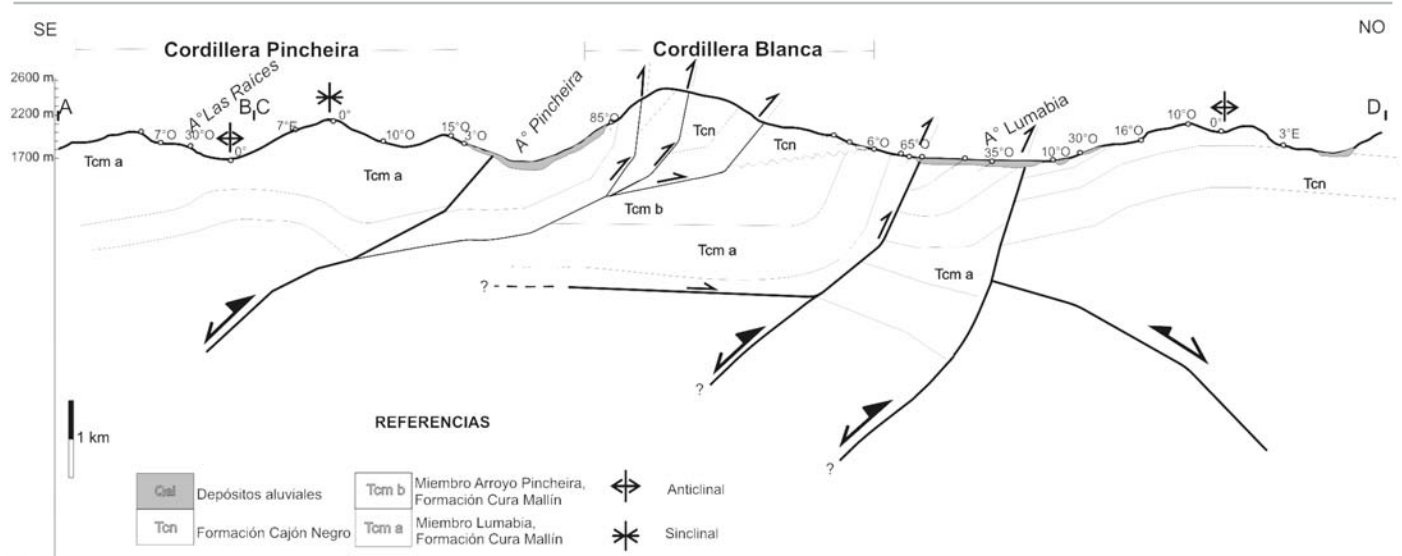


Figura 8: Corte estructural de la zona estudiada. Véase la figura 4 para ubicar el perfil en una vista regional.

lítica (LU8) de 45 m de espesor con litoclastos de rocas volcánicas áfricas con pastas de textura afieltrada, pilotáxica y microgranosa, y en algunos de ellos se observan venillas rellenas de cuarzo sobreimpuesta. Los vitroclastos están representados por fragmentos pumíceos de color castaño claro, en pocos ejemplares se distinguen minerales incluidos tales como biotitas deformadas y plagioclasas zonadas. Los cristaloclastos son cristales y fragmentos de cristales de plagioclasa y la matriz es ceniza. Le sobreyacen niveles de volcanitas que alcanzan un total de 65 m en las que se observan dos intrusiones, apófisis del Granito Las Lagunas. El perfil finaliza con un nivel de 30 m de brechas/tobas de color verde, un gran espesor de volcanitas áfricas moradas y una ignimbrita andesítica lítica en la que los litoclastos están representados por rocas volcánicas porfíricas con pastas de texturas pilotáxica y afieltrada con alteración parcial a clorita-esmectita, y fenocristales de plagioclasa euhedral a subhedral. En una quebrada contigua se identifica una andesita (L2) que se ubica por encima de la discordancia angular que corresponde al límite basal de esta unidad. Esta roca es de color verde, textura porfírica y fractura irregular, los fenocristales están representados por cristales subhedral de andesina, su pasta posee textura afiel-

trada alterada parcialmente a clorita-esmectita y parches aislados de carbonatos y se interpreta como una colada.

ESTRUCTURA DE LAS LAGUNAS DE EPULAUFQUEN

El sector se encuentra en la parte oriental de la faja plegada y corrida de Guañacos que se ubica entre los 36°30' y 37°S con rumbo NO. La zona puede dividirse en tres bloques principales con rumbo NO; de oeste a este el bloque de la cordillera de Pincheira, el de la cordillera Blanca y el de Cajón Negro, respectivamente (Fig. 5). A lo largo de estas tres áreas se realizó un perfil estructural, de 14,5 km de longitud de rumbo NE y dividido en dos tramos (Fig. 8).

Bloque Cordillera Pincheira

La longitud de este bloque en el eje mayor es de ~16 km, comprendiendo a la Cordillera Pincheira y el cerro Los Tábanos, los cuales están constituidos en superficie por el Miembro Lumabía de la Formación Cura Mallín (Fig. 4). Está limitado al O por una falla inversa de alto ángulo que inclina hacia el O (Fig. 8) y que se extiende con rumbo NO desde el cerro Los Tábanos hasta la ladera sur de la Cordillera Pincheira. Al cruzar el valle

del arroyo Las Raíces esta falla adquiere rumbo N-S infiriéndose su continuación en territorio chileno.

El límite oriental corresponde a una falla inversa de alto ángulo que inclina hacia el O y se ubica entre el arroyo Pincheira y la cordillera del mismo nombre (Figs. 4 y 8). Esta falla es reconocida en la ladera sur del cerro Los Tábanos. Se infiere su continuación hacia el norte por la orilla occidental del arroyo Pincheira cubierta por depósitos aluviales. Se interpreta que esta falla levantó la Cordillera Pincheira como producto de la inversión tectónica de un depocentro oligoceno superior.

En la Cordillera Pincheira se observa un par anticlinal-sinclinal, (Figs. 4 y 8) que posee ~4 km de longitud a lo largo de su eje de rumbo NO y 1,5 km como valor promedio de longitud de onda. Este pliegue continúa hacia el sur donde se lo reconoce en el cerro Los Tábanos (Figs. 4 y 6).

Bloque Cordillera Blanca

Posee una longitud de ~16 km a lo largo de un eje mayor y comprende a la Cordillera Blanca que se encuentra constituida en superficie por los Miembros Lumabía y Arroyo Pincheira de la Formación Cura Mallín y por la Formación Cajón Negro (Figs. 4 y 7). Esta sección está limitada por los valles de los arroyos Pincheira en el oeste y Lumabía en el

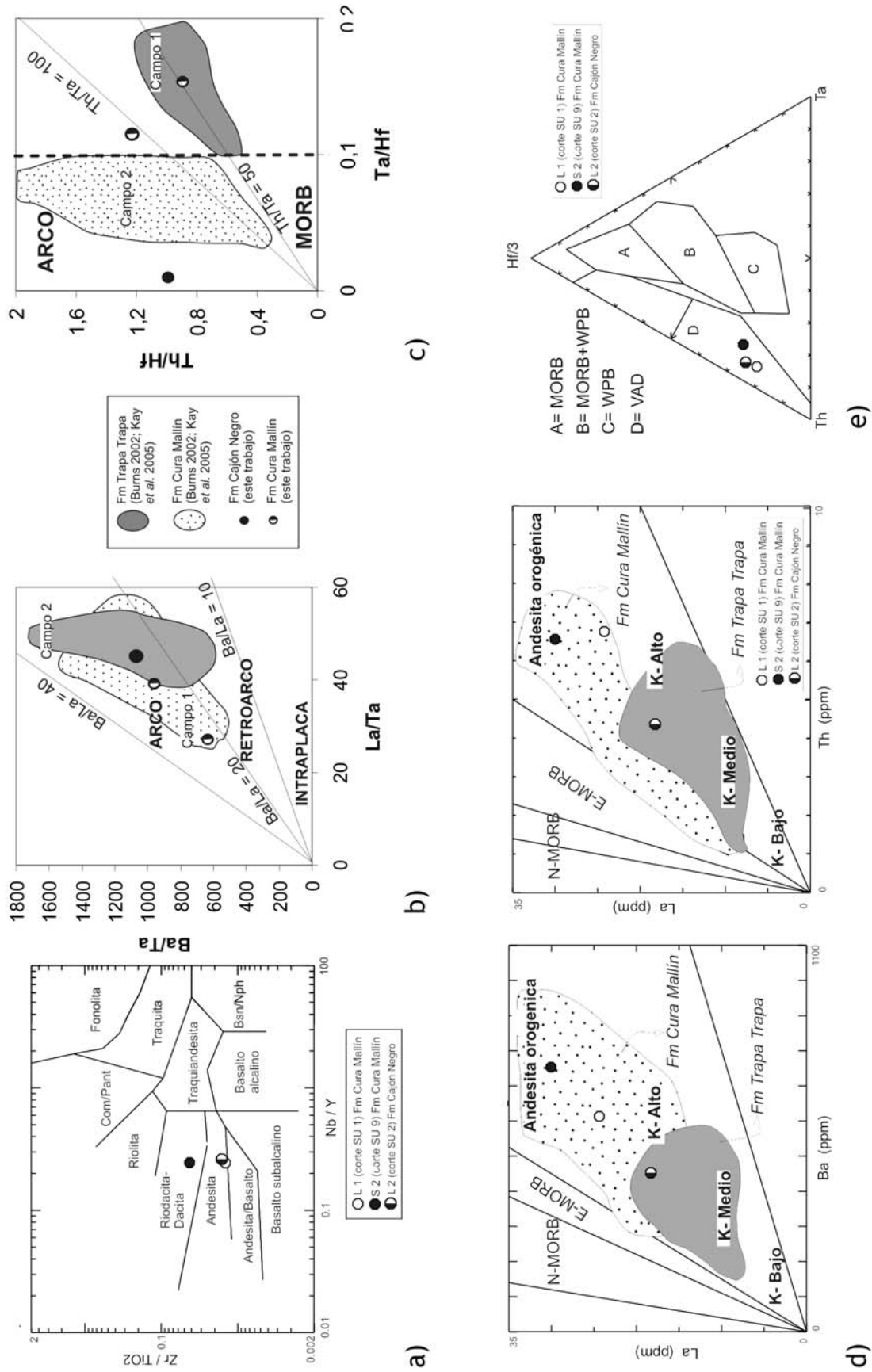


Figura 9 :a) Winchester y Floyd (1977). b) La/Ta vs. Ba/Ta . c) Ta/Hf vs. Th/Hf . d) Gill (1981). E) Wood (1980).

este. Sus límites estructurales corresponden a dos fallas inversas, Pincheira y Lumabía, que inclinan hacia el O, producidas por la inversión tectónica miocena superior de un depocentro del Oligoceno superior - Mioceno inferior. Otra estructura presente en este sector es la falla inversa que pone en contacto al Miembro Arroyo Pincheira con la Formación Cajón Negro al norte y el Granito Las Lagunas al sur. Esta falla inclina hacia el O y se observa a lo largo de la ladera occidental de la Cordillera Blanca (Figs. 4 y 7). En el sector sur de este bloque aflora el Granito Las Lagunas en el que se reconocen la presencia de dos pequeñas fallas normales de rumbo NO y NE que limitan su desarrollo hacia el sur.

En el sector norte del bloque Cordillera Blanca afloran el Miembro Lumabía y la Formación Cajón Negro que se encuentran en contacto mediante una discordancia angular que inclina 6°O (Figs. 4, 7 y 8). El Miembro Lumabía está afectado no solo por la falla Lumabía sino también por una falla inversa que inclina 65°O y aflora en la ladera oriental de la cordillera. La deformación que afecta a la Formación Cajón Negro responde a un mecanismo de piel fina en el que dos fallas de bajo ángulo que despegan en la base de esta unidad generan en ciertas secciones pliegues apretados hasta recumbentes (Figs. 7 y 8).

Bloque Cajón Negro

Está constituido íntegramente por la Formación Cajón Negro en superficie (Fig. 4), siendo la longitud de su eje mayor de ~12 km. Su límite occidental se ubica en el valle del arroyo Lumabía donde se observan 4 comportamientos distintos. En el sector sur se encuentra representado por una falla que inclina hacia el E. A los 36°46,5'S comienza a aflorar el Granito Las Lagunas y el límite que pone en contacto al bloque Cordillera Blanca con el de Cajón Negro pasa a ser la falla Lumabía. Entre los 36°44' y 36°42'S el límite del bloque está representado por una falla que inclina hacia el O (Figs. 5 y 8). Finalmente, desde esta latitud hacia el

norte el límite vuelve a ser una falla que inclina hacia el E.

En la Formación Cajón Negro se observa un anticlinal de 4,5 km de longitud cuya longitud de onda oscila en los 4 km (Fig. 8).

ASPECTOS GEOQUÍMICOS

Se realizaron análisis químicos sobre tres muestras provenientes de la ladera oriental de la Cordillera Blanca: L1 (lava andesítica) y S2 (toba vítrea-cristalina) correspondientes al Miembro Lumabía de la Formación Cura Mallín y L2 (lava andesítica) de la Formación Cajón Negro. Los análisis se realizaron en Actabs, *Activation Laboratory* (Canadá) por elementos mayoritarios, de acuerdo al método FUS-ICP y los elementos trazas, por FUS-MS (Cuadro 1). Si bien la cantidad de muestras es reducida, permite caracterizar las secuencias al compararlas con los estudios geoquímicos realizados por Burns (2002) y Kay *et al.* (2005). Debido al alto contenido de LOI de las muestras analizadas, no se han utilizados los elementos mayoritarios para estudiarlas.

Elementos traza

Para caracterizar el tipo de roca se trabajó con el diagrama de Winchester y Floyd (1977; Fig. 9 a) en el que se observa que las muestras L1 y L2 se ubican en el límite de los campos andesita y andesita/basalto, mientras que la muestra S2 se ubica en el de riocacita/dacita. Asimismo, para discriminar el tipo de roca y sus afinidad tectónica, se graficaron las muestras en los diagramas de Gill (1981; Fig. 9 d) en el que se observa que las rocas corresponden al campo de andesitas orogénicas de mediano a alto potasio, coincidiendo con las estudiadas por Burns (2002) y Kay *et al.* (2005).

También se utilizaron los diagramas discriminadores de ambientes tectónicos de Meschede (1986) y Wood (1980). A pesar que el gráfico de Meschede (1986) arroja un resultado ambiguo ya que las muestras se ubican en el campo C que corresponden tanto a VAB (*Volcanic arc basalts*) co-

mo a WPT (*Within-plate tholeiite*), el gráfico de Wood (1980) permite caracterizar a las rocas como volcanitas de arco, las que se ubican en el campo D (Fig. 9 e).

Tierras raras (REE: *rare earth elements*)

Las muestras presentan un enriquecimiento de REE livianas con respecto a las pesadas; el patrón de las livianas es suavemente empujado (La/Sm de L1, L2 y S2: 3,49; 3,12 y 3,25, respectivamente) mientras que el de las REE pesadas tiende a ser más plano (Sm/Yb de L1, L2 y S2: 2,74; 2,50 y 1,55, respectivamente), y además se registra una anomalía negativa en Eu que se intensifica con el aumento de SiO₂ (Fig. 10 a). Los patrones de las curvas indican el fraccionamiento de olivina y piroxenos, mientras que la anomalía negativa en Eu refleja el fraccionamiento de plagioclasa. Cabe aclarar que si bien las muestras L1 y S2 estudiadas en este trabajo no coinciden en forma completa en el campo de las muestras de la Formación Cura Mallín de Burns (2002) y Kay *et al.* (2005), el comportamiento de las REE es el mismo y sus valores son similares.

Del análisis de los gráficos multielementales (Fig. 10 b) se distinguen características típicas de rocas de arcos volcánicos (VAB): se observa una anomalía negativa de Nb con respecto al Th y Ce, alto contenido en Th y anomalía negativa en Ti con respecto al N-MORB, por valores bajos de TiO₂. Teniendo en cuenta las relaciones Ba/La y La/Ta, las muestras analizadas en este trabajo corresponden a un ambiente típico de arco volcánico, ya que tienen valores mayores a 20 y 25, respectivamente. También ratifican este tipo de ambiente las relaciones Ta/Hf (>0.2, Fig. 9 c) y Ba/Ta (>500, Fig. 9 b).

Burns (2002) y Kay *et al.* (2006) realizaron estudios de las características químicas de formaciones volcánicas terciarias neuquinas en los que se muestran que los patrones tendidos de REE (bajas relaciones La/Yb y Sm/Yb) son concordantes con la erupción a través de una corteza delgada en un ambiente extensional y que presentan características químicas simila-

CUADRO 1: Análisis químicos. Muestras obtenidas en la ladera oriental de la Cordillera Blanca.

| Formación | | Cura Mallín | | | Cajón Negro |
|------------------------------------|--------|----------------|-------|-------|-------------|
| Elemento: | Unidad | Lím. detección | L1 | S2 | L2 |
| SiO ₂ | % | 0,01 | 51,59 | 63,89 | 51,36 |
| Al ₂ O ₃ | % | 0,01 | 16,52 | 13,91 | 19,11 |
| Fe ₂ O ₃ (T) | % | 0,01 | 9,02 | 5,14 | 7,19 |
| MnO | % | 0,001 | 0,146 | 0,159 | 0,131 |
| MgO | % | 0,01 | 3,06 | 0,75 | 3,25 |
| CaO | % | 0,01 | 6,65 | 4,02 | 7,34 |
| Na ₂ O | % | 0,01 | 4,12 | 1,87 | 4,17 |
| K ₂ O | % | 0,01 | 1,33 | 1,49 | 1,14 |
| TiO ₂ | % | 0,001 | 1,395 | 0,645 | 1,187 |
| P ₂ O ₅ | % | 0,01 | 0,5 | 0,18 | 0,35 |
| LOI | % | 0,01 | 5,06 | 8,42 | 3,96 |
| Total | % | 0,01 | 99,31 | 100,5 | 99,14 |
| Sc | ppm | 1 | 19 | 15 | 16 |
| Be | ppm | 1 | 2 | 2 | 2 |
| V | ppm | 5 | 202 | 24 | 160 |
| Cr | ppm | 20 | < 20 | < 20 | < 20 |
| Co | ppm | 1 | 18 | 3 | 18 |
| Ni | ppm | 20 | < 20 | < 20 | < 20 |
| Cu | ppm | 10 | 50 | < 10 | 40 |
| Zn | ppm | 30 | 70 | 100 | 60 |
| Ga | ppm | 1 | 18 | 18 | 19 |
| Ge | ppm | 0,5 | 2,3 | 2 | 1,7 |
| As | ppm | 5 | < 5 | < 5 | 8 |
| Rb | ppm | 1 | 25 | 39 | 20 |
| Sr | ppm | 2 | 385 | 631 | 486 |
| Y | ppm | 0,5 | 27,6 | 55,1 | 26,2 |
| Zr | ppm | 4 | 218 | 282 | 156 |
| Nb | ppm | 0,2 | 8,1 | 14,4 | 6,3 |
| Mo | ppm | 2 | < 2 | < 2 | < 2 |
| Ag | ppm | 0,5 | < 0,5 | < 0,5 | < 0,5 |
| In | ppm | 0,1 | < 0,1 | < 0,1 | < 0,1 |
| Sn | ppm | 1 | 2 | 2 | < 1 |
| Sb | ppm | 0,2 | 1,7 | 2,6 | 2,2 |
| Cs | ppm | 0,1 | 0,2 | 1,4 | < 0,1 |
| Ba | ppm | 3 | 614 | 755 | 452 |
| La | ppm | 0,05 | 24,4 | 30,1 | 18,3 |
| Ce | ppm | 0,05 | 54,7 | 63,1 | 42,2 |
| Pr | ppm | 0,01 | 7,37 | 9 | 5,75 |
| Nd | ppm | 0,05 | 30,3 | 38,2 | 24,8 |
| Sm | ppm | 0,01 | 6,99 | 9,26 | 5,86 |
| Eu | ppm | 0,005 | 1,7 | 2,22 | 1,61 |
| Gd | ppm | 0,01 | 6,59 | 9,68 | 5,71 |
| Tb | ppm | 0,01 | 1 | 1,6 | 0,84 |
| Dy | ppm | 0,01 | 5,11 | 9,3 | 4,66 |
| Ho | ppm | 0,01 | 0,97 | 1,89 | 0,89 |
| Er | ppm | 0,01 | 2,78 | 5,71 | 2,54 |
| Tm | ppm | 0,005 | 0,414 | 0,925 | 0,372 |
| Yb | ppm | 0,01 | 2,55 | 5,98 | 2,34 |
| Lu | ppm | 0,002 | 0,373 | 0,918 | 0,35 |
| Hf | ppm | 0,1 | 5,5 | 7,3 | 4,3 |
| Ta | ppm | 0,01 | 0,64 | 1,13 | 0,42 |
| W | ppm | 0,5 | 0,7 | 1,1 | 0,6 |
| Tl | ppm | 0,05 | 0,21 | 0,39 | 0,26 |
| Pb | ppm | 5 | 12 | 67 | 30 |
| Bi | ppm | 0,1 | 0,2 | 1,1 | 0,5 |
| Th | ppm | 0,05 | 6,79 | 6,52 | 4,3 |
| U | ppm | 0,01 | 2,16 | 1,72 | 1,3 |

res que indican la procedencia de un arco volcánico: La/Ta (35-55), Ba/La (15-35) y Ba/Ta (>500; Fig. 9 b y c).

Kay *et al.* (2006) mostraron que la Formación Cura Mallín presenta como característica distintiva valores más altos en la relación Ta/Hf (0,12-0,18) que el resto de los eventos volcánicos estudiados, lo cual refleja aportes de un manto enriquecido, mientras que formaciones volcánicas terciarias de Neuquén presentan valores Ta/Hf entre 0,09 y 0,11. Las muestras analizadas en este trabajo se asemejan al comportamiento recién descrito: las correspondientes a la Formación Cura Mallín (L1 y S2) poseen valores de Ta/Hf mayores a 0,11 (0,12-0,15) mientras que la Formación Cajón Negro (L2) tiene un valor Ta/Hf menor a 0,11 (0,09; Fig. 9 c).

EVOLUCIÓN TECTÓNICA DEL SECTOR NORTE DE LA CUENCA DE CURA MALLÍN EN TERRITORIO ARGENTINO

Evolución de la cuenca de Cura Mallín

Considerando las descripciones litológicas e interpretaciones ambientales de las formaciones Cura Mallín, Cajón Negro y Mitrauquén realizadas por diversos autores, y las descripciones aportadas en este trabajo, se propone a continuación la interpretación tectónica de las mencionadas unidades.

La Formación Cura Mallín resulta ser un conjunto heterogéneo de asociaciones sedimentarias y volcánicas que puede ser dividida en tres grandes entidades:

- i) Una secuencia de unos 1.500 metros que compone los términos basales y que representa asociaciones fluviales y lacustres intercaladas con rocas volcánicas poco diferenciadas y conjuntos de diques alimentadores (Miembro Río Queuco de Niemeyer y Muñoz, 1983).
- ii) Por encima secuencias de 400 a 500 m básicamente clásticas y de baja energía correspondientes a medios lacustres (parte inferior y media del Miembro Malla

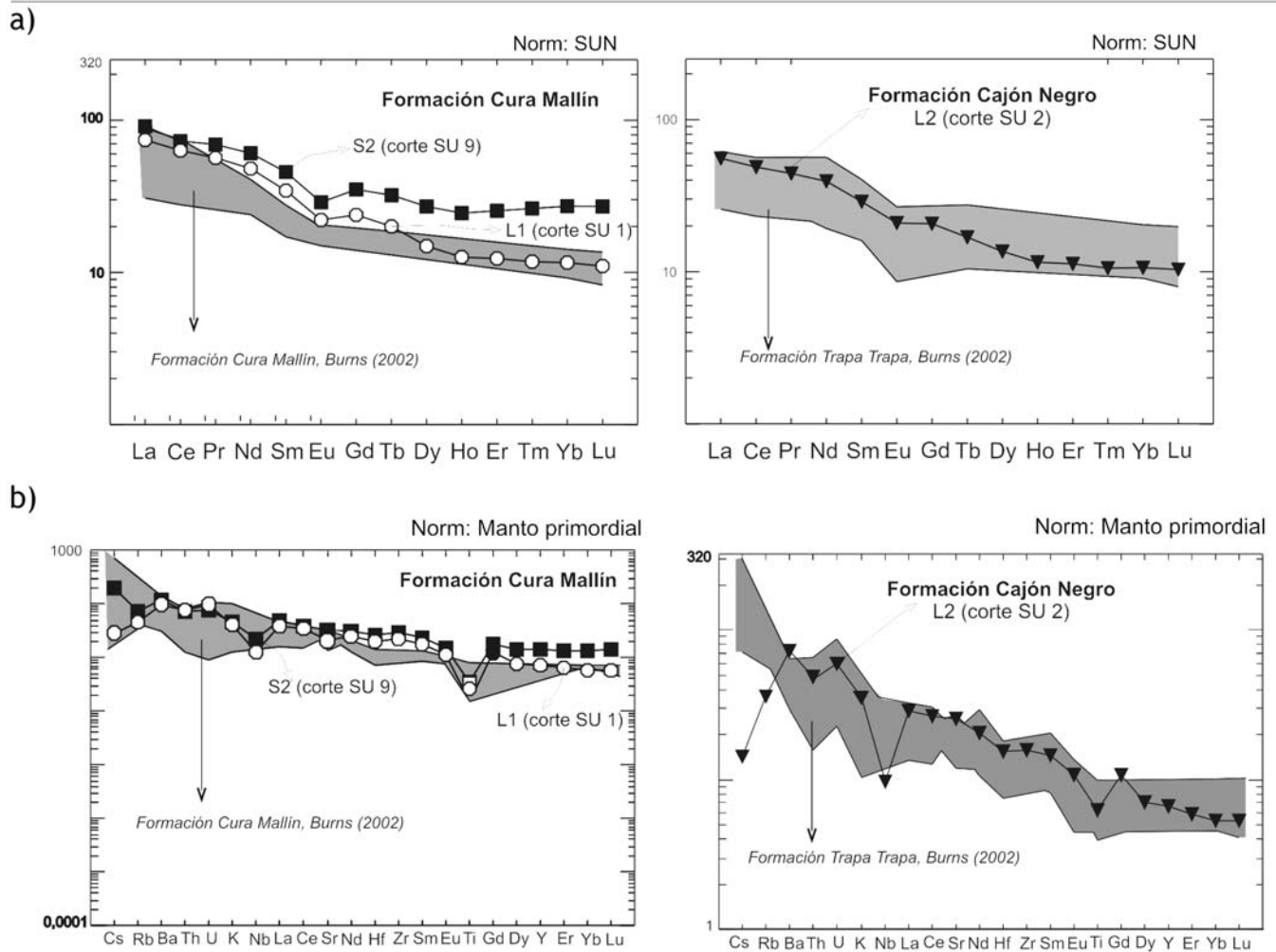


Figura 10: a) Diagrama de REE. b) Gráficos multielementales. Normalizadas según los valores de Sun 1982.

Malla de Niemeyer y Muñoz, 1983).

iii) Finalmente más de 1.700 metros de secuencias deltaicas y sistemas de ríos entrelazados que progradan sobre los sistemas previos de baja energía (parte superior de la Miembro Malla Malla de Niemeyer y Muñoz, 1983).

Esta secuencia de eventos podría ser encuadrada en una cuenca de intra-arco que hacia sus últimas etapas de desarrollo es invertida. De esta manera el Miembro Río Queuco (Lumabia) sería una secuencia sinextensional en la cual sedimentos de alta energía alternan con basaltos y andesitas basálticas derivados de la extensión y que si bien poseen una impronta de arco ya que el arco nunca se extinguió en el Oligoceno y Mioceno temprano, revelan a través de su química la presencia de una corteza atenuada (Burns 2002;

Kay *et al.* 2006; Fig. 11). Los enjambres de diques alimentadores son coetáneos a la sedimentación de los paquetes sinextensionales. Los complejos sedimentarios de baja energía correspondientes al sector basal del Miembro Malla Malla (Arroyo Pincheira) representarían asociaciones clásicas de enfriamiento térmico que suceden a las etapas sinextensionales. Finalmente el aumento de energía representado en los cuerpos sedimentarios que progradan sobre la cuenca, y el carácter grano y estrato-creciente de los mismos, revelarían la existencia de una fase temprana de cierre de la cuenca, correspondiente a la parte alta del Miembro Malla Malla.

Las Formaciones Cajón Negro y Trapa Trapa son unidades calcoalcalinas que presentan al arco mioceno medio. Sus

máximos espesores se encuentran al este del arco volcánico oligoceno superior que engranaba con la cuenca de Cura Mallín. La presencia de una discordancia angular entre sus términos basales y el relleno de la cuenca de Cura Mallín indican que al momento de expansión del arco entre el Oligoceno superior y Mioceno inferior la cuenca de Cura Mallín había experimentado una primera fase de cierre. Adicionalmente se han reconocido estratos de crecimiento en la parte basal de la Formación Trapa Trapa en los alrededores de la laguna de la Laja, lo que implica el carácter sinorogénico de la parte inferior de la unidad (Melnick com. pers. 2006).

La Formación Mitrauquén representa la secuencia sinorogénica asociada con la segunda fase de cierre de la cuenca de

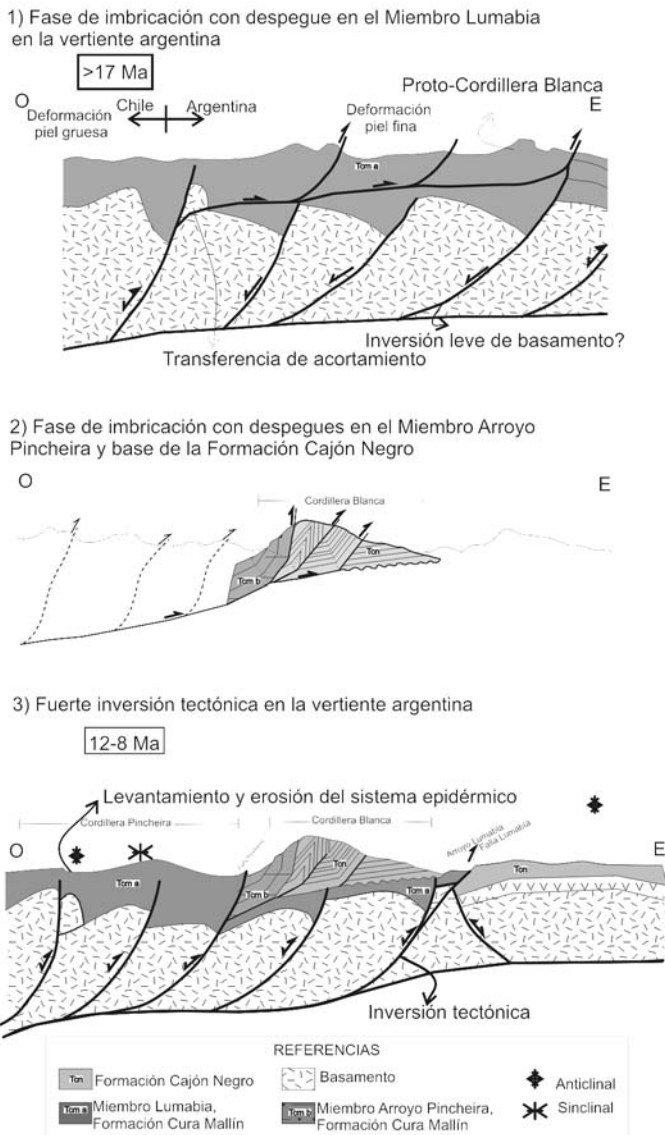


Figura 11: Fases de inversión de la cuenca de Cura Mallín determinadas a partir de las relaciones de campo observadas en la transecta estudiada

rresponderían al Miembro Malla Malla superior-Río Pedregoso superior de la Formación Cura Mallín y los miembros basales de la Formación Trapa Trapa aflorantes en Chile. Esta deformación puede ser correlacionada con la primera fase de inversión tectónica que sufre la cuenca de intraarco de Coya Machalí hacia el norte (20,8-16,1 Ma).

La segunda fase de deformación corresponde a una nueva onda de piel fina en la vertiente oriental cordillerana que estructura la Formación Cajón Negro y al Miembro Arroyo Pincheira (Formación Cura Mallín) a través de dos despegues, uno inferior a esta última secuencia y otro cercano a la base de la Formación Cajón Negro. Toda esta zona imbricada se desarrolla en forma fuera de secuencia con respecto a la primera imbricación que afectó al Miembro Lumabia (Formación Cura Mallín).

La tercera fase corresponde a deformación de piel gruesa asociada a inversión tectónica de la cuenca de intraarco de Cura Mallín que generó el ascenso final de las cordilleras Pincheira y Blanca. El intervalo asociado a esta inversión sería de 12-8 Ma, edad que surge de la discordancia existente entre el relleno de la cuenca de Cura Mallín y la Formación Mitrauquén, tiempo correlativo a la última fase de estructuración de la faja plegada y corrida del Agrío. Teniendo en cuenta los antecedentes se considera que la falla ubicada inmediatamente al oeste del arroyo Lumabia corresponde al límite oriental de la cuenca de Cura Mallín y que la estructura observada actualmente es el resultado, principalmente, de la inversión tectónica de las fallas normales asociadas con la sedimentación de las unidades oligo-miocenas.

CONCLUSIONES

Dentro de la Formación Cura Mallín se diferenciaron, sobre la base de sus relaciones estratigráficas y características composicionales, dos miembros. El Miembro Lumabia, con su sección tipo en el pequeño afloramiento ubicado en la

Cura Mallín y la deformación de las rocas del arco mioceno medio representadas por las Formaciones Trapa Trapa y Cajón Negro. Se la correlaciona lateralmente con los conglomerados de Tralalhué y sedimentitas de Puesto Burgos ubicados hacia el este en la faja plegada y corrida del Agrío, que poseen una génesis relacionada con la reactivación en el Mioceno alto de este sector (Ramos 1998; Zapata y Folguera 2005; Zamora Valcarce *et al.* 2006).

Evolución del sector de las Lagunas de Epulauquen

En la zona norte de la cuenca de Cura

Mallín se reconocen tres fases de deformación (Figs. 8 y 11). La primera fase corresponde a deformación de piel fina que se expone en la Cordillera Blanca. Esta fase imbricó la secuencia sintensional de la cuenca de Cura Mallín (Miembro Lumabia, Formación Cura Mallín) y erosionó parte del Miembro Arroyo Pincheira actualmente evidenciado por una discordancia erosiva-angular (Fig. 7). La edad de esta fase de deformación es ~ pre- 17 Ma ya que la Formación Cajón Negro no fue afectada por la misma. Los depósitos sinorogénicos asociados a este primer levantamiento no se encuentran aflorando en la zona de estudio pero co-

ladera oriental de la Cordillera Blanca que podría ser correlacionable con el miembro inferior de la Formación Cura Mallín (Miembro Río Queuco, Miembro Guapitrío o *Volcanic apron facies*). Teniendo en cuenta las características descriptas en los perfiles y los datos geoquímicos analizados, el Miembro Lumabia representaría un ambiente de arco volcánico calcoalcalino que estuvo emplazado sobre una corteza delgada, 30-35 km, con influencia de un manto enriquecido. Además, considerando la mezcla de productos tanto de volcanismo explosivo como de no explosivo se sugiere la existencia de antiguos estratovolcanes, lo que ya fuera propuesto para territorio chileno por Suárez y Emparán (1995, 1997). El Miembro Arroyo Pincheira se ubica a lo largo del faldeo occidental de la Cordillera Blanca. Podría ser eventualmente correlacionable con el sector inferior y medio del Miembro Malla Malla y Miembro Río Pedregoso que representan el sector superior de la Formación Cura Mallín en territorio chileno. El ambiente de este miembro podría ser interpretado como lacustre y fluvial con actividad volcánica coetánea a la sedimentación.

Se analizaron geoquímicamente muestras de las Formaciones Cura Mallín (Miembro Lumabia) y Cajón Negro las que se interpretaron como típicas rocas de arco. La única relación que podría permitir la distinción estas dos formaciones es Ta/Hf, la Formación Cura Mallín poseen valores mayores a 0,11 mientras que la Formación Cajón Negro tiene un valor menor a 0,11, tal como Kay *et al.* (2006) muestran en su trabajo.

Se propone una mecánica de deformación para el sector oriental de la cuenca de Cura Mallín que involucra inversión tectónica y deformación epidérmica. En la zona de las lagunas de Epulauquen una sucesión de eventos deformativos que varían su mecánica ejemplifican la complejidad de la mecánica de cierre de este sector de la cuenca. Pueden distinguirse tres fases de deformación. La primera etapa corresponde a deformación de piel fina cuya edad es mayor a 17 Ma,

expone en la Cordillera Blanca e imbricó a la secuencia sinextensional de la cuenca de Cura Mallín (Miembro Lumabia), erosionando parte del Miembro Arroyo Pincheira hecho evidenciado por una discordancia angular en la ladera oriental de la Cordillera Blanca. Considerando las características y relaciones geoquímicas estudiadas de las unidades ubicadas por encima (Formación Cajón Negro) y por debajo de esta discordancia (Miembro Lumabia) se puede concluir que la primera fase de cierre de la cuenca de Cura Mallín no produjo un engrosamiento cortical lo suficientemente importante como para generar diferencias geoquímicas significativas entre ambas unidades. Esta deformación puede ser correlacionada con la primera fase de inversión tectónica que sufre la cuenca de intraarco de Coya Machalí hacia el norte (20,8-16,1 Ma).

La segunda fase de deformación corresponde a una nueva onda de piel fina con dos niveles de despegue, el inferior en el Miembro Arroyo Pincheira de la Formación Cura Mallín y otro cercano a la base de la Formación Cajón Negro.

La tercera fase corresponde a deformación de piel gruesa asociada a inversión tectónica de la cuenca de intraarco de Cura Mallín entre los 12 y 8 Ma. Esta última fase genera el ascenso final de las cordilleras Pincheira y Blanca.

AGRADECIMIENTOS

El presente estudio forma parte de las investigaciones que se realizan en el marco de los proyectos Pict. 14144 de la Agencia de Ciencia y Tecnología y UBACyT proyecto X-160. Se agradece a Diana Avellanada por su colaboración en el trabajo de campo y a Repsol-YPF por el aporte financiero para su realización; a los jurados del Trabajo Final de Licenciatura en el que se basa el presente trabajo Drs. Tomás Zapata, Francisco Nullo y Stella Poma, por sus valiosos aportes y a los árbitros, Drs. Eduardo Llambías y Laura Kleiman, por sus comentarios que ayudaron a mejorar este trabajo. A la

Universidad de Buenos Aires nuestro agradecimiento.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Burns, W. 2002. Tectonics of the Southern Andes from stratigraphic thermochronology and geochemical perspectives. PhD Thesis, Cornell University, 204 p. Ithaca.
- Burns, W. y Jordan, T., 1999. Extension in the southern Andes as evidenced by an Oligo-Miocene age intra-arc basin 4^o Andean Geodynamics Symposium, Proceedings: 115-119, Paris.
- Covacevich, V. 1975. Determinación paleontológica de una muestra procedente del río Queuco, provincia del Bío Bío. Instituto de Investigaciones Geológicas, inédito, Santiago.
- Croft, D., Radic, J., Zurita, E., Charrier, R., Flynn, J. y Wyss, A. 2003 A Miocene toxodontid (Mammalia: Notoungulata) from the sedimentary series of the Cura Mallín Formation, Lonquimay, Chile. *Revista Geológica de Chile* 30(2): 285-298.
- Dellapé, D., Pando, G., Uliana, M. y Musacchio, E. 1978. Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7^o Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507, Buenos Aires.
- Deza, M., Danielli, J. y Casé, A. 2002. Geología en el área del Cerro Blanco de Lumabia, Departamento Minas, Provincia del Neuquén. 15^o Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 252-258, El Calafate.
- Fock, A. 2006. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile Centro entre los 33° y los 34°S. Memoria de Título, Universidad de Chile, inédita, 239 p., Santiago.
- Folguera A. y Ramos V.A. 2000. Control estructural del volcán Copahue (38°S-71°O): implicancias tectónicas para el arco volcánico cuaternario (36°-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3): 229-244.
- Folguera, A., Ramos, V.A. y Melnick, D. 2003. Recurrencia en el desarrollo de cuencas de intraarco. Cordillera Neuquina (37°30'-38°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58(1): 3-19.

- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R.L. y Naranjo, J. 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antinñir-Copahue fault zone. *Tectonics* 23, TC5008, 23 p.
- Folguera, A., Ramos, V.A., González Díaz, E. y Hermanns, R. 2006a. Miocene to Quaternary Deformation of the Guañacos fold and thrust belt in the Neuquén Andes between 37° and 37°30'S. En S.M. Kay y V.A. Ramos (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude). Geological Society of America, Special Paper 407: 247-266.
- Folguera, A., Utgé, S. y Ramos, V. 2006b. Deformación miocena de la vertiente oriental de los Andes a los 36°30'S. 11° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 209-212, Antofagasta.
- Folguera, A., Ramos, V., Zapata, T. y Spagnuolo, M. 2007. Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'-37°S). *Journal of Geodynamics* 44: 129-148.
- Gill, J.B. 1981. Orogenic Andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 392 p., New York.
- González Díaz, E. 1982. Chronological zonation of granitic plutonism in the Northern Patagonian Andes of Argentina: The migration of intrusive cycles. *Earth Science Reviews* 18: 365-393.
- González, O. y Vergara, M. 1962. Reconocimiento geológico de la cordillera de los Andes entre los paralelos 35° y 38°S. Universidad de Chile, Instituto de Geología, Publicaciones 24: 119 p.
- Groeber, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la Cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physis, Revista de la Sociedad Argentina de Ciencias Naturales* 4(2): 208-240, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección de Geología y Minería, Boletín 58, 109 p., Buenos Aires.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 1(3): 177-208, Buenos Aires.
- Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 3., Hoja Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epu-Lauquen. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2(4): 347-408, Buenos Aires.
- Jordan, T., Burns, W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*. 20 (3): 308-324.
- Kay, R.W. 1977. Geochemical constrains on the origin of Aleutian magmas. En Talwani, M., Pitman W.C.III (eds.) Islands arcs, deep sea trenches and back-arcs basins. AGU Ewing Series 1: 229-242.
- Kay, S.M. 2001. Tertiary to recent magmatism and tectonics of the Neuquén basin between 36,5° and 38° S latitude. Repsol-YPF, Informe inédito, 77 p., Buenos Aires.
- Kay, S., Godoy, E. y Kurtz, A. 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*. 117(1/2): 67-88.
- Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P. 2006. Upper Cretaceous to Holocene Magmatism over the Neuquén basin: Evidence for transient shallowing of the subduction zone under the Neuquén Andes (36°S to 38°S latitude). En S.M. Kay y V.A. Ramos (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude). Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.
- Leanza, H. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45(3-4): 272-299.
- Leanza, H., Volkheimer, W., Hugo, C., Melendi, D. y Rovere, E. 2002. Lutitas negras lacustres cercanas al límite Paleógeno-Neógeno en la región noroccidental de la provincia del Neuquén: Evidencias palinológicas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(3): 280-288.
- Le Maitre, R. 1989. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks, Blackwell, 193 p., Oxford.
- Melnick, D., Folguera, A., Rosenau, M., Ehtler, H. y Potent, S. 2002. Tectonics from the Northern segment of the Liquiñe-Ofqui fault system (37°-39°S), Patagonian Andes. 5th International Symposium of Andean Geodynamics: 413-417, Toulouse.
- Melnick, D., Rosenau, M., Folguera, A. y Ehtler, H. 2006. Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37° and 39°S). En S.M. Kay y V.A. Ramos (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude). Geological Society of America, Special Paper 407: 73-96.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram: *Chemical Geology* 56: 207-218.
- Muñoz, J. y Niemeyer, R. 1984. Hoja Laguna del Amule, Regiones del Maule y del Bio Bio: Carta Geológica de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Escala 1:250.000, Santiago.
- Muñoz, J. y Stern, C. 1988. The Quaternary volcanic belt of the southern continental margin of South America: Transverse structural and petrochemical variations across the segment between 38° and 39°S. *Journal of South American Earth Science* 1: 147-161.
- Muñoz, J., Troncoso, R., Duhart, P., Crignola, P., Farmer, L. y Stern, C. 2000. The relation of the mid-Tertiary coastal magmatic belt in south-central Chile to the late Oligocene increase in plate convergence rate. *Revista Geológica de Chile* 27: 177-203.
- Niemeyer, H. y Muñoz, J. 1983. Geología de la Hoja 57 Laguna de la Laja, Región del Bio Bio. 1:250.000. Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile. Boletín 57, 52 p., Santiago.
- Pesce, A. 1981. Estratigrafía de las nacientes del Río Neuquén y Nahuever, provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 439-455, San Luis.
- Pesce, A. 1987. Evaluación geotérmica del área Cerro Domuyo, provincia del Neuquén, República Argentina. *Revista Brasileira de Geofísica* 5: 283-299.
- Radic, J., Rojas, L., Carpinelli, A. y Zurita, E. 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura-Mallín, Región cordillerana chileno argentina (36°30'-39°00'S). 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 233-237,

- El Calafate.
- Ramos, V.A. 1998. Estructura del sector occidental de la faja plegada y corrida del Agrio, cuenca neuquina, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas 2: 105-110, Buenos Aires.
- Rollinson, H.R. 1993. Using geochemical data: Evaluation, presentation, interpretation. Longman Scientific & Technical, Longman Group UK Ltd. 352 p.
- Rovere, E. 1998. Volcanismo jurásico, paleógeno y neógeno en el noroeste del Neuquén, Argentina. 10° Congreso Latinoamericano de Geología y 6° Congreso Nacional de Geología Económica, Actas 144-149, Buenos Aires.
- Sarris, M. 1964. Informe geológico de la zona del río Palao, departamento Minas, provincia del Neuquén. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Informe inédito, carpeta 907, 10 p., Buenos Aires.
- Schmid, R. 1981. Descriptive nomenclature and classification of piroclastic deposits and fragments: REcommendations of the IUGS Subcomisión on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9: 41-43.
- Spalletti, L. y Dalla Salda, L. 1996. A pull apart volcanic related Tertiary basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 9(3-4): 197-206.
- Stipanovic, P. 1965. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo Divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(4): 403-478.
- Stipanovic, P., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martínez, C. 1968. Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 367-388.
- Suárez, M. y Emparán, C. 1995. The stratigraphy, geochronology and paleogeography of the a Miocene fresh water interarc basin, southern Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 8(1): 17-31.
- Suárez, M. y Emparán, C. 1997. Hoja Curacautín. Regiones de la Araucanía y del Bío Bío. Carta Geológica de Chile, Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Boletín 71: 105 p., escala 1: 250.000, Santiago.
- Suárez, M., Emparán, C., Wall, R., Salinas, P., Marshall, L. y Rubilar, A. 1990. Estratigrafía y vertebrados fósiles del Mioceno del Alto Biobío, Chile central (38°- 39°S). En 2° Simposio sobre el Terciario de Chile, Actas, 1: 311-324, Concepción.
- Sun, S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 46: 179-192.
- Uliana, M. 1979. Geología de la región comprendida entre los ríos Colorado y Negro, Provincias de Neuquén y Río Negro. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de la Plata (inédita), 117 p., La Plata.
- Vergara, M., López Escobar, L. y Hickey-Vargas, R. 1997 a. Geoquímica de las rocas volcánicas miocenas de la cuenca intermontana de Parral y Ñuble. 8° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1570-1573, Antofagasta.
- Vergara, M., Moraga, J. y Zentilli, M. 1997 b. Evolución termotectónica de la cuenca terciaria entre Parral y Chillán: análisis por trazas de fisión en apatitas. 8 °Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 1574-1578, Antofagasta.
- Weaver, Ch. 1931. Palontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. Memoria de la Universidad de Washington, 1: 1-469, Seattle.
- Winchester, J. y Floyd, P. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343.
- Wood, D. 1980. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province: *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Strucutral evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En S.M. Kay y V.A. Ramos (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S latitude)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 125-145.
- Zanettini, J. 2001. Hoja Geológica 3775-II, Las Ovejas. Provincia del Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Boletín 263, 61 p., Buenos Aires.
- Zanettini, J., Méndez, V. y Zappettini, E. 1987. El Mesozoico y Cenozoico sedimentarios de la comarca de Los Miches, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42(3-4): 338-348.
- Zapata, T. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G.D., Spalletti, L.A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) *The Neuquén Basin: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, Special Publications, 252: 37-56, London.
- Zappettini, E., Méndez, V. y Zanettini, J. 1986. Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42: 206-207.
- Zollner, W. y Amos, A. 1973. Descripción Geológica de la Hoja 32b, Chos Malal: Carta Geológica Económica de la República Argentina, Buenos Aires, Boletín 143, 91 p., Buenos Aires.

Recibido: 31 de marzo, 2008

Aceptado: 2 de marzo, 2009