

# El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°00'S): geocronología K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana

**Paul Duhart**

Servicio Nacional de Geología y Minería, La Paz 406, Puerto Varas, Chile.  
semageomin@sumet.cl

**Michael McDonough**

Petro-Canada Oil & Gas, 150-6<sup>th</sup> Ave SW, Calgary, Alberta, T2P 3E3, Canada.  
mmcdonou@petro-canada.ca

**Jorge Muñoz**

Servicio Nacional de Geología y Minería, La Paz 406, Puerto Varas, Chile.  
semageomin@sumet.cl

**Mark Martin**

Massachusetts Institute of Technology, Bldg 54, Cambridge, MA 02139-4307, U.S.A.  
mwm@mit.edu  
e-mail actual: mwmartin@shell.com

**Michael Villeneuve**

Geological Survey of Canada, 601 Booth Street, Ottawa, Ontario K1A 0E8, Canada.  
mvillene@nrcan.gc.ca

## RESUMEN

El Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM) está formado por esquistos pelíticos, metagrauvas y esquistos máficos de afinidades oceánicas, con menor proporción de cuerpos máficos y ultramáficos tectónicamente emplazados, milonitas a ultramilonitas y escasos cuerpos intrusivos traquíticos e intercalaciones de metaignimbritas. Las asociaciones de minerales metamórficos observados tanto en las secuencias metapelíticas como en las metavolcánicas indican que todo el conjunto litológico fue afectado por una fase de deformación y metamorfismo principal ( $D_2$ ) en la facies de esquistos verdes, de carácter dúctil y penetrativo, que ha obliterado completamente las características originales de las rocas, exhibiendo ellas una típica fábrica caracterizada por el desarrollo de foliación ( $S_2$ ). La presencia local de anfíbolos azules en esquistos máficos, de glaucofano en bloques de esquistos azules y de zussmanita en esquistos pelíticos ricos en hierro, señalan la existencia de una fase de deformación y metamorfismo previa ( $D_1$ ) en condiciones de alto gradiente P/T, en la facies de esquistos azules, actualmente evidenciada por texturas relictas ( $S_1$ ), tales como micropliegues y foliación interna en albita, microfoliación intrafolial y pliegues isoclinales desraizados de cuarzo. Las edades de enfriamiento  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y K-Ar en minerales indican que la deformación y metamorfismo principal ocurrió durante el Pérmico-Triásico, en el lapso 260-220 Ma, mientras que la fase de alta presión-baja temperatura lo hizo, probablemente, durante el Carbonífero Superior, en el lapso 320-300 Ma. Una edad U-Pb en circones de 396 Ma obtenida en un cuerpo traquítico, que intruye a esquistos máficos, entrega indirectamente una edad mínima devónica inferior para una porción de éstas rocas. Edades U-Pb en circones detríticos señalan edades máximas de deposición en el Devónico Medio y el Pérmico Inferior para algunos componentes sedimentarios del complejo, lo cual implica que el metamorfismo y deformación en la facies de esquistos azules habría afectado sólo a las rocas con edades máximas de deposición más antiguas. Así, en el CMBM se verifican, al menos, dos episodios de sedimentación y similar número de eventos de deformación y de metamorfismo. El CMBM habría evolucionado durante el lapso Devónico-Triásico en el borde sur-

occidental de Gondwana. Mas al sur, otros complejos metamórficos habrían evolucionado en el Triásico-Jurásico y en el Jurásico-Cretácico, lo cual implica un diacronismo en la acreción en el borde continental de Gondwana y Sudamérica.

*Palabras claves:* Complejo Metamórfico, Deformación, Geocronología, Paleozoico-Triásico, Centro-sur de Chile.

## ABSTRACT

**The Bahía Mansa Metamorphic Complex in the Coastal Range of south central Chile (39°30'-42°00'S): K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and U-Pb geochronology and their implications in the evolution of the southwestern margin of Gondwana.** The Bahía Mansa Metamorphic Complex (BMMC) consists of pelitic schists, metagreywackes, oceanic type mafic metavolcanics, and minor proportion of tectonically emplaced mafic and ultramafic bodies, mylonites to ultramylonites and rare trachytic intrusive bodies and interbedded metaigneimbrites. The metamorphic mineral associations observed both in metapelitic and metavolcanic rocks suggest a main deformation and metamorphic phase ( $D_2$ ) in the green schist facies affected the complete lithologic group. This phase was ductile and penetrative in character and completely obliterated the previous features of the rocks, which shown a typical deformation fabric qualified by the development of strong foliation ( $S_2$ ). Local blue amphiboles in mafic schist, glaucophane in blue schist blocks, zussmanite in iron rich pelitic schists and relict textures ( $S_1$ ), such as microfolding and internal foliation in albite crystals, intrafolial microfoliation and quartz bearing non root isoclinal folds, evidence a previous deformation and metamorphic phase ( $D_1$ ) of high P/T gradient, in the blue schist facies. The mineral  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and K-Ar cooling dates point out a permian-triassic age for the main deformation and metamorphic phase, in the lapse 260-220 Ma, and an upper carboniferous age for the previous high P/T phase, the last during the interval 320-300 Ma. The 396 Ma U-Pb date of a trachytic body emplaced in mafic schists indirectly determined a minimal early devonian age for a portion of these rocks. U-Pb dates of detrital zircons indicate maximal depositional ages during Middle Devonian and Early Permian times for some individual sedimentary components of the BMMC, which imply the deformation and metamorphic event in the blue schist facies affected only rocks with older maximal depositional ages. In this way, at least two episodes of deposition and a similar number of deformation and metamorphic events are well represented in the BMMC. The BMMC has evolved during Devonian-Triassic times in the south-western margin of Gondwana, but others complexes to the south evolved during Triassic-Jurassic and Jurassic-Cretaceous times as a consequence of diacronic accretion in the Gondwana and South American continental margins.

*Key words:* Metamorphic Complex, Deformation, Geochronology, Palaeozoic-Triassic, South-Central Chile

## INTRODUCCION

La mayor parte de las rocas metamórficas que se exponen de manera relativamente continua en el ámbito de la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile, al sur de los 34°S, se incluyeron, inicialmente, dentro de la denominada Serie Occidental del Basamento Metamórfico de Aguirre *et al.* (1972), la cual se consideró, a su vez, equivalente a la Zona III de la Serie Curepto de González-Bonorino (1970). Estas rocas presentan una foliación característica que origina 'lajas', lo cual dio origen, en los alrededores de Valdivia, a la Formación Piedra Laja de Illies (1960, 1970). Esta franja de rocas metamórficas fue interpretada como asociada a un complejo acrecionario de subducción de edad Paleozoico Superior (Hervé, 1988), aunque localmente incluye rocas metavolcánicas de afinidades geoquímicas similares

a aquellas de ambiente de trasarco (Díaz *et al.*, 1988).

Inicialmente, sobre la base de características mineralógicas, litológicas y estructurales, todas las rocas del basamento metamórfico de la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile, fueron consideradas como sincrónicas y correlacionables. Sin embargo, estudios geocronológicos y de condiciones P-T de metamorfismo más recientes han distinguido protolitos y eventos metamórficos de edades y naturaleza diversa (Duhart *et al.*, 1997; Hervé *et al.*, 1998, 1999; Willner *et al.*, 2000), lo cual ha permitido individualizar varios complejos metamórficos dentro de la franja costera. Algunos de estos complejos metamórficos evolucionaron en el margen sur-occidental de Gondwana, mientras otros lo hicieron en el margen de Sudamérica.

Aunque, entre los 39°30'S y 42°00'S, las rocas metamórficas se extienden a lo largo de toda la cordillera de la Costa, en la localidad de Bahía Mansa están mejor representadas las diversas asociaciones litológicas que las componen. Considerando que se trata de una unidad litoestratigráfica integrada por rocas metamórficas de diversos tipos y edades, en casos emplazadas tectónicamente, y con sus relaciones estratigráficas originales completamente obliteradas, se ha asignado la denominación de Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM).

El CMBM corresponde a un conjunto heterogéneo de rocas metamórficas, que incluye a esquistos pelíticos a semipelíticos y menor proporción de metaareniscas, esquistos máficos, rocas máficas y ultramáficas y, más escasamente, metacherts y rocas miloníticas a ultramiloníticas (Fig. 1). También, muy localmente, han sido descritas rocas cuyo protolito se interpretó como metaignimbritas intercaladas en esquistos pelíticos (Sölinner *et al.*, 2000) y diques félsicos e intrusivos traquíticos (Duhart, 1999). Las rocas del CMBM exhiben una foliación principal de carácter regional que es dúctil y penetrativa ( $S_2$ ), la cual oblitera, parcial a completamente, una foliación más antigua ( $S_1$ ). La composición química de las rocas metasedimentarias indica que ellas corresponden a rocas pelíticas y psamíticas, no calcáreas, con materiales detríticos provenientes de la erosión de corteza continental, que incluye fuentes de composición granítica (Díaz *et al.*, 1988). La composición química de los esquistos máficos del CMBM señala que sus protolitos fueron rocas basálticas de afinidad toleítica y alcalina (Díaz *et al.*, 1988; Crignola *et al.*, 1997). Más al sur, estudios recientes en la isla de Chiloé (Hufmann y Massonne, 2000), señalan que ellas corresponden a basaltos y andesitas de composiciones toleíticas y calcoalcalinas. Los esquistos máficos de afinidad toleítica han sido interpretados, mayoritariamente, como basaltos de dorsales oceánicas normales (N-MORB), mientras que aquellos

de afinidad alcalina y calcoalcalina representarían un ambiente arco-trasarco. Lo anterior sugiere acreción al margen sur-occidental de Gondwana de fragmentos de corteza generada en diferentes ambientes tectónicos.

Datos geocronológicos previos, obtenidos utilizando los sistemas Rb-Sr, K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Munizaga *et al.*, 1988; Kato y Godoy, 1995; Kato *et al.*, 1997; Duhart *et al.*, 1997; Duhart, 1999), indican edades carboníferas y pérmica-triásicas para los dos eventos de deformación y metamorfismo mejor reconocidos en este complejo, en las facies de 'esquistos azules' y 'esquistos verdes', respectivamente. Edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  (Kato *et al.*, 1997; Duhart, 1999), por una parte, confirman una edad pérmica-triásica para el evento principal y, por otra, sugieren una edad carbonífera superior para un evento previo. Sobre la base de información aportada por dataciones U-Pb efectuadas en circones detríticos, Duhart *et al.* (1997) y Duhart (1999) han reconocido episodios de sedimentación durante el Devónico y el Pérmico.

El propósito de este trabajo es caracterizar la litología y petrografía, discutir las condiciones del metamorfismo y aportar al conocimiento geocronológico de los episodios de deposición, pulsos magmáticos y eventos de deformación y metamorfismo que dieron lugar a la formación del CMBM. El conjunto de información geocronológica sugiere que las rocas más antiguas del CMBM son de origen magmático, de probable edad mínima devónica inferior, y que los episodios de sedimentación y los subsecuentes eventos de deformación y metamorfismo, que finalmente generaron el CMBM, ocurrieron de manera relativamente continua y cíclica entre el Devónico Medio y el Triásico, en el margen sur-occidental de Gondwana. En el segmento estudiado, las edades de enfriamiento en minerales metamórficos indican que el alzamiento y exhumación del CMBM habrían ocurrido gradualmente desde el norte hacia el sur.

## LITOLOGIA Y PETROGRAFIA

El CMBM está integrado por cuatro asociaciones litológicas principales, algunas de las cuales se distribuyen, preferentemente, según bandas de orientación noroeste (Fig. 1). Las relaciones

estratigráficas originales entre las asociaciones litológicas están completamente destruidas y, localmente, se observan contactos estructurales entre ellas.

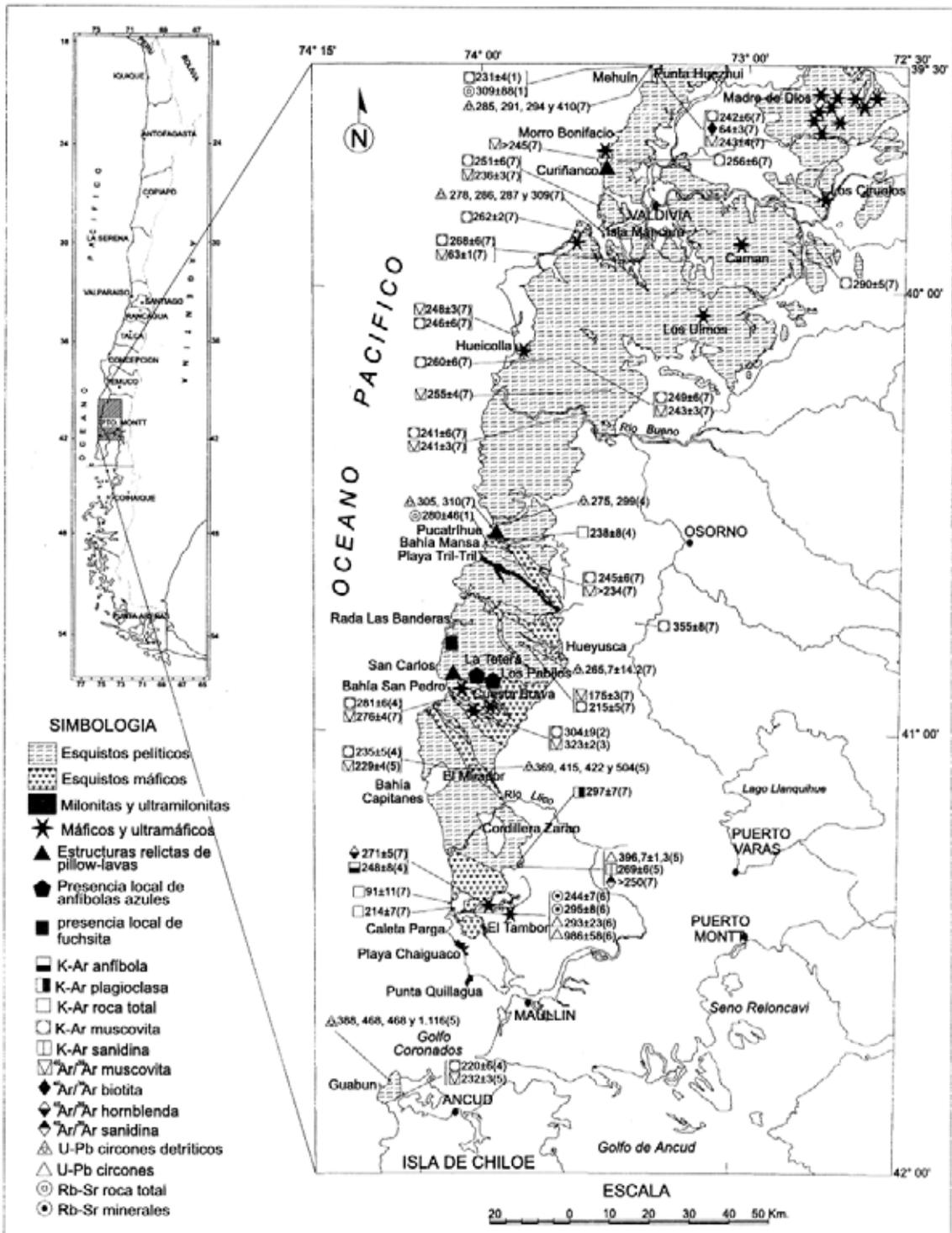


FIG. 1. Distribución, litología y geocronología del CMBM, entre los 39°30' y 42°00'S. Entre paréntesis se indica la fuente de las dataciones: (1)- Munizaga *et al.*, 1988; (2)- Kato y Godoy, 1995; (3)- Kato *et al.*, 1997; (4)- Duhart *et al.*, 1997; (5)- Duhart, 1999; (6)- Söllner *et al.*, 2000; y (7)- este estudio.

### ESQUISTOS PELITICOS A SEMIPELITICOS

Esta asociación litológica predomina en el CMBM (Fig. 1) y sus afloramientos presentan una mejor exposición en los acantilados costeros, donde se distinguen esquistos pelíticos a semipelíticos, con intercalaciones menores de metaareniscas. Son rocas de color gris y aspecto lustroso, con foliación bien desarrollada según bandas cuarzo-micáceas que alternan con bandas de cuarzo paralelas a la foliación principal  $S_2$ . Localmente, constituyen esquistos filíticos de color gris oscuro, con abundante mica blanca y grafito. Microscópicamente, en la mayor parte de estas rocas, se observan bandas policristalinas de cuarzo, albita, mica blanca, clorita y, en menor proporción, epidota y titanita, conformando bandas alternantes de textura granoblástica a granolepidoblástica. Generalmente, el único feldespato presente es albita, el cual ocurre como porfiroblastos que, comúnmente, presentan trenes de inclusiones rectos de cuarzo, epidota y titanita. Algunas de los grandes cristales de albita son porfiroblastos deformados por  $S_2$ , que preservan trenes de inclusiones de grafito, con escasa mica blanca, circón, epidota, titanita y granate. Las inclusiones grafiticas, en algunos casos, forman micropliegues (Lám. 1A), los cuales se atribuyen a un evento de deformación anterior  $S_1$ . Localmente, la asociación mineralógica principal es acompañada de granate de textura helicítica y escasa biotita. En el sector de Punta Ñihue, inmediatamente al norte de los 39°30'S, en la zona de Queule, en metasedimentos ricos en hierro, aparece la asociación zussmanita-stilpnomelano (Lám. 1B), la cual ha sido reportada por Massonne *et al.* (1996, 1998). La clorita es un mineral abundante, y se interpreta como producto de metamorfismo retrógrado.

Al este de la localidad de Tril-Tril (Fig. 1), se identificó un dique félsico, levemente foliado, que intruye a esquistos pelíticos, denominado Felsita Tril-Tril. Este dique está formado por cuarzo, plagioclasa y muscovita, además de clorita, epidota y esfeno. La foliación y la mineralogía de este dique señalan que fue afectado por deformación y metamorfismo. Al este de la localidad de Parga, Söllner *et al.* (2000) han reconocido la presencia de rocas metavolcánicas de composición ácida, intercaladas en filitas y cuarcitas, que interpretan como metaignimbritas. Las rocas están formadas por cuarzo, feldespato potásico, plagioclasa, biotita,

clorita, sericita, granate, allanita, circón y minerales opacos. El feldespato potásico, la plagioclasa y el cuarzo evidencian deformación frágil. Parte de esta mineralogía sería de origen magmático, aunque también se identificó crecimiento de clorita como producto de metamorfismo.

### ESQUISTOS MAFICOS

Los esquistos máficos ocurren, preferentemente, como franjas de orientación noroeste, especialmente en el sector centro-sur del segmento estudiado (Fig. 1). Son rocas de color verde, cuando se encuentran frescas, a pardo, cuando están meteorizadas, que desarrollan una foliación principal  $S_2$  según bandas cloríticas-actinolíticas y epidóticas-feldespáticas. Localmente, constituyen esquistos filíticos de color verde oscuro, con abundante clorita de grano muy fino. En el sector de San Carlos, en el camino a Pucatrihue y en Curiñanco (Fig. 1), se observan estructuras relictas de probables lavas almohadilladas, las cuales, en casos, se presentan aboudinadas dentro de la foliación principal (Lám. 1C). Microscópicamente, en la mayor parte de las rocas que constituyen esta asociación litológica, se observan bandas policristalinas de clorita, albita, epidota, titanita, actinolita y, en menor proporción, hornblenda, mica blanca y escaso cuarzo, conformando bandas alternantes de textura nematoblástica a granonematoblástica. La albita ocurre como porfiroblastos que preservan fábricas  $S_1$ , rectas, de alto ángulo con respecto a la foliación principal. Localmente, los esquistos máficos presentan stilpnomelano, asociado con granate de textura helicítica o este último asociado con escasa biotita. Al norte del sector de La Tetera (Fig. 1) aparecen anfíbolos azules con mantos de clorita y actinolita (Lám. 1D), mientras que en la localidad de Los Pabilos, glaucofano ha sido encontrado en bloques de esquistos azules (Kato y Godoy, 1995). Muy localmente, en el sector de Rada de Las Banderas (Fig. 1), se ha identificado fuchsita (Lám. 1E), equivalente crómico de la muscovita, mineral, también, reportado previamente por Rabbia *et al.* (1997) más al norte, en la localidad de La Cabaña.

En el área de Cordillera Zarao (Fig. 1), se ha reconocido un lente intrusivo hipabisal, de textura porfídica, de color gris verdoso, composición traquítica, con deformación dúctil en sus bordes y deformación interna frágil (*e.g.*, cristales fractura-

dos y doblados de feldespato potásico), que se dispone en forma paralela a la foliación principal de los esquistos máficos que lo contienen, el cual se denomina Traquita Zarao. Microscópicamente, está constituido por fenocristales de albita-oligoclasa y feldespato potásico, de hasta 4 mm de largo, con masa fundamental traquítica, conformada por microlitos de plagioclasa albitizados, además de microvetillas de cuarzo y epidota. Un proceso de alteración se evidencia por la presencia de biotita secundaria de color verde, que forma cúmulos intersticiales.

#### ROCAS MAFICAS Y ULTRAMAFICAS

Esta asociación litológica incluye cuerpos, de pequeños a medianos tamaños, de rocas ultramáficas serpentinizadas y, en mucho menor proporción, cuerpos metagabrodioríticos, que ocurren, generalmente, dentro de franjas de esquistos máficos. Los afloramientos de rocas ultramáficas se distribuyen, de sur a norte, en las localidades de Cuesta Brava, San Carlos, Hueicolla, Los Ulmos, Camán, Morro Bonifacio, Los Ciruelos y Madre de Dios (Fig. 1). Las rocas de los márgenes de los cuerpos ultramáficos se presentan fuertemente foliadas y recrystalizadas, con nódulos masivos de actinolita y cuarzo, lo cual ha sugerido un emplazamiento tectónico (Godoy y Kato, 1990). En general, los cuerpos ultramáficos presentan una intensa serpentización, que ha obliterado la mineralogía y las texturas primarias. Microscópicamente, se observa una textura acicular de cristales de crisotilo-antigorita, orientados en varias direcciones, con magnetita sobrepuesta, microvetillas de crisotilo y, localmente, talco y magnesita. La presencia de abundante magnetita, dentro de los cuerpos ultramáficos, paralela a la foliación principal, ha sido sindicada como una de las posibles fuentes de las anomalías magnéticas dipolares, de orientación noroeste-sureste, observadas en los mapas magnéticos de campo total que cubren este segmento de la cordillera de la Costa (Godoy y Kato, 1990).

En algunas localidades, e.g., en el área de El Tambor (Fig. 1), se han reconocido pequeños cuerpos aislados de metagabrodioritas, de textura

granular, de grano medio a fino y con abundante anfíbola y plagioclasa. Microscópicamente, consisten de cristales de hornblenda actinolitizada y plagioclasa casi completamente saussuritizada, preservándose las formas relictas. La actinolitización se interpreta como producto del metamorfismo. También, se presenta titanita, clorita y cuarzo. Es notable la deformación que presentan algunos cristales, la cual se expresa como fracturamiento y doblamiento de actinolita.

#### MILONITAS-ULTRAMILONITAS

Los afloramientos más importantes de esta asociación litológica, mapeables a escala regional, se encuentran en las playas Tril-Tril y Chaiguaco y en Punta Quillagua (Fig. 1). En la playa Tril-Tril, el protolito lo constituye una angosta franja de esquistos máficos entre dos extensas franjas de esquistos pelíticos, mientras que en Playa Chaiguaco el protolito parece corresponder, enteramente, a esquistos pelíticos. Las milonitas de playa Tril-Tril presentan, a escala de afloramiento, pliegues isoclinales desraizados ( $F_2$ ) y pequeños pliegues en vaina, ambos con plano axial paralelo a la lineación, además de pequeños cuerpos aboudinados de metacherts y esquistos Mn-stilpnomelánicos (Godoy, 1986; McDonough *et al.*, 1997a). En Punta Quillagua, se reconocieron rocas esquistosas de color gris a negro, con una foliación milonítica a ultramilonítica, bien desarrollada según bandas milimétricas cuarzo-feldespáticas, las cuales contienen algunas intercalaciones de metaareniscas. Dentro de la foliación milonítica, se observa una lineación de estiramiento al noroeste, constituida por granos alineados de cuarzo y albita, lo cual constituye una fábrica tectónica tipo L-S. Microscópicamente, en las milonitas del sector de Punta Quillagua, se observan bandas de micas blancas, de aspecto fluidal, que envuelven porfidoclastos deformados de cuarzo y albita (Lám. 1F), algunos de ellos tipo sigma. Además, cristales estáticos de biotita, granate y epidota, junto con microvetillas de cuarzo-epidota-calcita, son claramente postec-tónicos.

## DEFORMACION Y ESTRUCTURA

Las rocas metamórficas del CMBM exhiben deformación al estado dúctil a frágil-dúctil, penetrativa, a la cual se sobrepone deformación al estado frágil, que involucra, además, a cuerpos graníticos cretácicos y a rocas sedimentarias y volcánicas terciarias.

### DEFORMACION DUCTIL A FRAGIL-DUCTIL

Durante los eventos de deformación y metamorfismo se generaron estructuras al estado dúctil a frágil-dúctil, que obliteraron por completo las características originales de las rocas. Los principales elementos estructurales corresponden a la foliación principal  $S_2$ , a ejes y planos axiales de pliegues  $F_3$  que la afectan, al clivaje de crenulación  $S_3$ , localmente desarrollado y asociado a  $F_3$ , a la lineación de estiramiento  $L_2$  y a la foliación milonítica  $S_m$ , estos dos últimos asociados a  $S_2$ . La foliación principal está definida, en los esquistos máficos, por la orientación de minerales tabulares, como las anfíbolos y, en lugares, por epidota. Sin embargo, ésta se expresa más fuertemente en las metapelitas como bandas lepidoblásticas micáceas que alternan con bandas granoblásticas de cuarzo.

$S_2$  presenta, regionalmente, un rumbo predominante en dirección noroeste-sureste y manteos moderados al noreste y al suroeste, con escasos manteos cercanos a la vertical. Esta actitud indica un plegamiento de  $S_2$ , observable a escala local y regional, con pliegues simétricos abiertos  $F_3$ , con flancos de manteos suaves, del orden de 10 a 30°, aunque también, muy localmente, se han observado pliegues simétricos moderados a cerrados. Una dirección de foliación noreste-suroeste menos desarrollada, observada al norte del área de Valdivia, con manteos variables, indica, probablemente, replegamiento en una dirección ortogonal a  $S_2$ , lo cual es concordante con la actitud de los ejes de pliegues medidos, que buzcan, preferentemente, al noroeste, sureste, noreste y suroeste.  $S_2$  se presenta, localmente, afectada por un clivaje de crenulación de plano axial  $S_3$ , como ocurre en el área al oeste de Ancud, el cual se asocia a pliegues isoclinales cerrados  $F_3$ . Una lineación de estiramiento  $L_2$ , evidenciada por el desarrollo de varillas de cuarzo-albita sobre los planos  $S_2$ , presenta, en general, un rumbo noroeste, similar al rumbo de  $S_2$ , y caracte-

riza una dirección de extensión que corresponde a la máxima elongación sobre el plano de  $S_2$ . En algunos lugares, una lineación de intersección  $L_3$  es evidente y corresponde al plano  $S_2$  intersectado por  $S_3$ . Este estilo estructural resulta similar al basamento sin estructuras primarias del Archipiélago de los Chonos (Godoy *et al.*, 1984). Una foliación milonítica  $S_m$  se desarrolla coplanar a  $S_2$  y se interpreta como zonas de corrimiento oblicuo que han puesto rocas del CMBM sobre sí mismas (McDonough *et al.*, 1997a).

La observación a escala microscópica en secciones transparentes de micropliegues isoclinales desraizados de cuarzo, micropliegues intrafoliales relictos y foliación interna desarrollada en porfiroblastos de albita, evidencian la existencia de una foliación anterior  $S_1$ , asociada a un evento de deformación previo. También se observa, a esta escala, clivaje de crenulación y desarrollo de foliación milonítica.

El análisis de los rasgos magnéticos regionales (Godoy y Kato, 1990; McDonough *et al.*, 1997a) es consistente con estructuras noroeste observadas en las imágenes satelitales, lo cual es, además, coincidente con la fábrica estructural dominante  $S_2$  del CMBM. Si bien las anomalías aeromagnéticas más puntuales parecen corresponder con la ubicación de cuerpos máficos y ultramáficos (Godoy y Kato, 1990) y con volcanitas máficas terciarias (Alfaro, 1994), las grandes anomalías magnéticas lineales de orientación noroeste-sureste, en el ámbito de la cordillera de la Costa, parecen corresponder, más bien, a la yuxtaposición tectónica de esquistos máficos con esquistos pelíticos, lo cual genera un fuerte gradiente magnético asociado, espacialmente, con zonas de corrimiento (McDonough *et al.*, 1997a).

### DEFORMACION FRAGIL

De acuerdo con las relaciones estratigráficas y estructurales, una deformación al estado frágil ha afectado a todo el conjunto con posterioridad a la deformación dúctil. La utilización de información aeromagnética (Ugalde *et al.*, 1997), satelital (Muñoz *et al.*, 1997) y sísmica (McDonough *et al.*, 1997b) ha permitido establecer rasgos de carácter regional

que, en conjunto con información de campo, permiten caracterizar la deformación frágil.

El sistema de lineamientos magnéticos dominante, en el dominio costero, tiene una dirección noroeste-sureste, la cual es coincidente con el rumbo de la foliación principal y reflejaría la deformación dúctil presente en las rocas del CMBM (Godoy y Kato, 1990). Este sistema de lineamientos magnéticos se extiende hacia el este, internándose hacia el dominio de la Depresión Intermedia (Ugalde *et al.*, 1997). Hacia el oeste, el diseño de las anomalías magnéticas estaría truncado por el actual margen continental (Kato *et al.*, 1997). En consideración a esto último, y de acuerdo con las semejanzas texturales y mineralógicas entre los bloques de esquistos azules de Los Pabilos y Pichilemu, además de la ausencia de brecha arcofosa, estos últimos autores han sugerido la posibilidad que fallamiento transcurrente dextral, a gran escala, haya desplazado hacia el norte fragmentos de su margen oeste y, consecuentemente con ello, truncado el patrón magnético de la costa, lo cual habría ocurrido, tentativamente, durante el Triásico-Jurásico.

En la cordillera de la Costa, las imágenes satelitales Landsat y Radarsat permiten distinguir, de acuerdo a sus orientaciones, varios patrones de lineamientos, entre los cuales se destacan aquellos de rumbo: N20°-40°E y N20°-40°W, ambos relacionadas al contacto geológico entre el CMBM y rocas sedimentarias terciarias; N45°W, que corresponden a una serie de lineamientos densos y de pequeña extensión, localizados íntegramente en rocas del CMBM, y relacionados directamente a su fábrica dúctil; norte-sur, que consisten en lineamientos localizados, también, íntegramente en rocas del CMBM y relacionados, parcialmente, con bordes de

pequeñas cuencas de deposición terciarias, que son interpretados como las trazas de probables fallas normales; y E-W, que coinciden con rasgos geográficos mayores, como el valle del río Bueno.

Datos de perfiles sísmicos superficiales y de pozos de exploración petrolífera, obtenidos por la Empresa Nacional del Petróleo (ENAP-Chile) y facilitados al SERNAGEOMIN, han permitido precisar la naturaleza del contacto entre el CMBM y las unidades sedimentarias terciarias que le sobreyacen. De acuerdo con la expresión sísmica en los perfiles, los lineamientos de rumbo N20°-40°E, observados en imágenes de satélites, corresponden a fallas extensionales e inversas, que ponen en contacto rocas del CMBM con rocas sedimentarias terciarias. Al sur del río Bueno, se han distinguido dos segmentos (McDonough *et al.*, 1997b), el segmento Huilma, al norte, y el segmento Tegualda, al sur. Según estos autores, la geometría sísmica en el segmento Huilma indica que fallas extensionales, de bajo ángulo, constituyen el contacto CMBM-Terciario. Estas fallas están cortadas por fallas transversales de alto ángulo, que coinciden con los lineamientos de orientación N20°-40°W. Ambos sistemas de fallas habrían controlado la apertura de las cuencas de deposición terciarias en el Oligoceno. El contacto CMBM-Terciario en el segmento Tegualda está marcado por una geometría sísmica de fallas inversas, que alzaron el CMBM sobre la secuencia terciaria, las cuales son cortadas por fallas transcurrentes sinistralas, interpretadas como zonas de traspaso de desplazamiento durante la compresión. Estas fallas inversas levantaron e invirtieron parcialmente las cuencas, probablemente, durante el Mioceno Superior (J. Kirkpatrick y H. Vieytas<sup>1</sup>; McDonough *et al.*, 1997b).

## CONDICIONES FÍSICAS DEL METAMORFISMO

Las asociaciones minerales indican que el metamorfismo principal que afecta al CMBM corresponde a la facies de esquistos verdes. En efecto, las asociaciones minerales presentes en los esquistos pelíticos (cuarzo + albita + mica blanca + clorita ± epidota ± grafito ± esfeno, con escaso granate y biotita) y en los esquistos máficos (anfíbola + epidota + esfeno + clorita + albita ± cuarzo ±

stilpnomelano) son indicativas de condiciones de temperatura y presión en la facies de esquistos verdes. La ocurrencia local de granate y biotita sugiere que la temperatura que alcanzó el complejo fue elevada dentro de la facies de esquistos verdes en el grado de biotita. Ella, probablemente, alcanzó a la transición con la facies de anfíbolita, la cual posteriormente fue afectada por metamorfismo re-

<sup>1</sup> 1986. Geological Interpretation of Seismic Data, Osorno-Llanquihue Basin (Inédito), Empresa Nacional del Petróleo, 41 p.

trógrado, que habría culminado en el grado de clorita. Sobre la base de las asociaciones mineralógicas que presentan los esquistos del área de Bahía Mansa, Kato y Godoy (1995) estimaron que las condiciones físicas del evento, en la facies de esquistos verdes, alcanzaron temperaturas del orden de 300 a 400°C y presiones de 3 a 4 kbar.

Anfibolas azules encontradas en rocas al norte del sector de La Tetera y glaucofano reconocido en bloques de esquistos azules del sector de Los Pabilos (Kato y Godoy, 1995), indican condiciones locales de alta razón P/T, en la facies de esquistos

azules. Lo anterior es confirmado por la presencia de zussmanita en el sector de Punta Ñihue (Massonne *et al.*, 1996, 1998). Aplicando el geobarómetro de fengita en metapelitas de Queule y Pichilemu, ubicadas al norte del área de estudio, se ha obtenido una presión máxima de 7 a 8 kb para temperaturas estimadas entre 300 y 400°C (Massonne *et al.*, 1996; Martín *et al.*, 1999), que representarían las condiciones físicas del evento metamórfico previo de alta presión-baja temperatura, en la facies de esquistos azules.

## GEOCRONOLOGIA

Treinta y nueve nuevas dataciones radiométricas de rocas del CMBM son incluidas en esta publicación, las cuales se integran a las previamente reportadas (Fig. 1). De éstas, dieciséis fueron realizadas por el método K-Ar, doce de las cuales se efectuaron en muscovita de rocas metasedimentarias, una en muscovita de la Felsita Tril-Tril, dos en roca total de esquistos máficos y una en plagioclasa de la Traquita Zarao (Tabla 1). De un total de dieciséis nuevas determinaciones  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , realizadas en calentamiento por etapas, doce se efectuaron en muscovita de esquistos pelíticos, una en muscovita de la Felsita Tril-Tril, una en hornblenda de un esquisto máfico, una en biotita de un esquisto pelítico y una en sanidina de la Traquita Zarao. Siete nuevas determinaciones U-Pb son reportadas, seis de las cuales se realizaron en circones detríticos de rocas metasedimentarias y una en circones de la Traquita Zarao (Tabla 2).

El protocolo analítico para las determinaciones de edades K-Ar efectuadas en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, se presenta en el Apéndice, al igual que el protocolo para las determinaciones de edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  realizadas en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Geológico de Canadá. Los análisis U-Pb fueron efectuados en el Laboratorio del Departamento de Ciencias de la Tierra, Atmosféricas y Planetarias del Instituto Tecnológico de Massachusetts, Estados Unidos. La preparación de los circones, los procedimientos de química húmeda y la espectrometría de masas para los

análisis de U-Pb se hicieron siguiendo los procedimientos descritos por Schmitz y Bowring (2001).

Las nuevas edades reportadas por este estudio se agregan al conjunto de edades Rb-Sr, K-Ar,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  y U-Pb previamente publicadas por Munizaga *et al.* (1988); Kato y Godoy (1995); Kato *et al.* (1997); Duhart *et al.* (1997); Duhart (1999) y Söllner *et al.* (2000) (Fig. 1). Las edades Rb-Sr representarían la rehomogenización del sistema ocurrida durante el metamorfismo. Las edades K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  se consideran edades de enfriamiento a las temperaturas de cierre de Ar en los minerales analizados y, representativas del evento metamórfico considerado. En particular, la temperatura alcanzada durante el metamorfismo en la facies de esquistos verdes (300-400°C) y la temperatura de cierre de Ar en muscovita (300±50°C) sugieren que las edades K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  representan la edad de este evento y, considerando que la temperatura alcanzada es ligeramente superior a la de cierre, se pueden interpretar, más precisamente, como edades de enfriamiento muy cercanas a la edad del máximo metamorfismo. Las edades U-Pb efectuadas en circones separados de rocas ígneas se interpretan como la edad de cristalización de la roca, mientras que aquellas efectuadas en circones detríticos, separados de rocas metasedimentarias, que resultaron concordantes, son indicativas de la edad de una parte de las rocas fuentes de los sedimentos y, además, la edad de la fracción más joven se interpreta como la edad máxima de deposición de estos sedimentos.

TABLA 1. NUEVAS EDADES K-AR PARA MUESTRAS DEL COMPLEJO METAMORFICO BAHIA MANSA, ORDENADAS DE SUR A NORTE\*.

Muestra	Coord. UTM N	Coord. UTM E	Localidad	Litología	Material datado	% K	Ar rad (n/g)	%Ar atm	Edad (Ma±2σ)
XQ-0007 (1)	5368181	582798	Guabún	Esquisto pelítico	Muscovita	5,815	52,891	43	220 ± 6
XO-0056	5415830	597192	Parga	Esquisto máfico	Roca total	0,244	2,157	13	214 ± 7
XO-0058 (1)	5415911	606361	El Tambor	Metagabrodiorita	Anfibola	0,223	2,302	18	248 ± 8
XY-0058	5416920	597411	Parga	Esquisto máfico	Roca total	0,075	0,272	73	91 ± 11
XO-0112 (2)	5425703	614057	Zarao	Traquita Zarao	K feldespató	8,992	100,432	8	269 ± 6
XY-0079	5426211	613658	Zarao	Esquisto máfico	Plagioclasa	0,618	7,759	5	297 ± 7
XQ-0017 (1)	5450426	598794	El Mirador	Esquisto pelítico	Muscovita	8,324	81,265	5	235 ± 5
XQ-0036 (1)	5468188	596453	San Pedro	Esquisto pelítico	Muscovita	8,080	95,385	7	281 ± 6
XQ-0055	5481493	616885	Hueyusca	Esquisto pelítico	Muscovita	7,142	63,263	11	215 ± 5
XK-0141	5481770	643850	Sur de Osorno	Esquisto pelítico	Muscovita	7,242	103,766	10	335 ± 8
XQ-0074	5503151	611252	Tril-Tril	Felsita Tril-Tril	Muscovita	7,621	77,272	4	245 ± 6
XM-0009 (1)	5507220	606717	Bahía Mansa	Esquisto máfico	Roca total	0,353	3,491	27	238 ± 8
XK-0154	5539281	632469	Río Bueno	Esquisto pelítico	Muscovita	7,532	75,354	4	241 ± 6
XO-0127	5552394	629372	Hueicolla	Esquisto pelítico	Muscovita	8,264	89,787	5	260 ± 6
XO-0129	5552717	625712	Hueicolla	Esquisto pelítico	Muscovita	8,520	88,280	3	249 ± 6
XK-0165	5559221	614470	Hueicolla	Esquisto pelítico	Muscovita	8,516	87,313	3	246 ± 6
XQ-0129	5576790	646650	Isla Mancera	Esquisto pelítico	Muscovita	7,121	79,831	8	268 ± 6
XO-0165	5579941	685399	Camán	Esquisto pelítico	Muscovita	7,353	91,513	3	290 ± 5
XQ-0142	5583851	634290	Isla Mancera	Esquisto pelítico	Muscovita	6,496	71,247	6	262 ± 2
XQ-0138	5591032	636552	Curiñanco	Esquisto pelítico	Muscovita	7,246	75,854	4	251 ± 6
XQ-0154	5602090	641454	Morro Bonifacio	Esquisto pelítico	Muscovita	7,868	84,150	12	256 ± 6
XQ-0163	5625685	650064	Punta Huezhuí	Metaarenisca	Muscovita	6,505	65,403	6	242 ± 6

\* Además, se incluyen los datos analíticos completos de las edades previamente reportadas por (1) Duhart *et al.* (1997) y (2) Duhart (1999).

### Rb-Sr

Munizaga *et al.* (1988) obtuvieron dos errorcronas Rb-Sr en roca total, en esquistos micáceos, una de 309±88 Ma en el área de Mehuín y otra de 280±46 Ma en el área de Bahía Mansa (Fig. 1). A pesar de la dispersión de los datos y el error analítico, relacionados, probablemente, a una abertura parcial del sistema, ambas edades se interpretaron como indicativas de la edad del metamorfismo del complejo. Sin embargo, evidencias geocronológicas más recientes indican que, más exactamente, ellas registrarían la edad del evento metamórfico de alta presión, parcialmente modificado por la probable movilización de Sr durante el evento metamórfico sobreimpuesto en la facies de esquistos verdes. De este modo, estas edades representarían una edad de metamorfismo intermedio entre ambos eventos.

Hervé *et al.* (1990), en estudios realizados al norte de los 39°30'S, obtuvieron isócronas y errorcronas Rb-Sr en roca total, tanto de esquistos pelíticos como de esquistos máficos asociados a zonas con ocurrencias de mineralización tipo sul-

furos masivos. Las edades obtenidas, en el rango de 300-330 Ma, fueron interpretadas como la edad de la rehomogenización isotópica ocurrida durante el evento metamórfico principal. Además, la definición de una isócrona secundaria indicaría la existencia de un evento más joven ocurrido durante el Jurásico (150 Ma).

Söllner *et al.* (2000) obtuvieron dos isócronas Rb-Sr de una metaignimbrita reconocida en las proximidades de la localidad de Parga (Fig. 1). La edad de 244±7 Ma, obtenida en minerales (clorita-feldespató potásico-granate), fue considerada como indicativa de la edad del metamorfismo en la facies de esquistos verdes, mientras que la edad de 295±8 Ma, obtenida en biotita-roca total, representaría la edad de su extrusión.

### K-Ar Y <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar

#### ESQUISTOS AZULES

Un experimento <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar de calentamiento por etapas realizado en muscovita de un bloque de esquisto azul de la localidad de Los Pabilos (Fig. 1),

entregó una edad 'plateau' de  $323 \pm 2$  Ma (Kato *et al.*, 1997). Previamente, en esta misma muestra se obtuvo una edad K-Ar, en muscovita, de  $304 \pm 9$  Ma (Kato y Godoy, 1995). Ambas edades se consideraron representativas del evento metamórfico de alta presión, que afectó a rocas del CMBM bajo un régimen metamórfico en la facies de esquistos azules. Kato y Godoy (1995) interpretaron los 'bloques' de esquistos azules como el resultado del emplazamiento tectónico de éstos a lo largo del cuerpo ultramáfico vecino de Cuesta Brava. Los bloques forman parte de un depósito no consolidado, que presenta capas con clastos imbricados y matriz arcillosa, de probable origen fluvial o glacial, es decir los bloques no están *in situ*. La presencia de anfíbolos azules en afloramientos próximos a esta localidad (*e.g.*, al norte de La Tetera, Fig. 1), sugiere que los bloques de esquistos azules provinieron, probablemente, de erosión de afloramientos de esquistos azules pertenecientes al CMBM, ubicados en una posición no más lejana que su actual límite oriental de exposición.

## ESQUISTOS PELITICOS

Una edad K-Ar de  $231 \pm 4$  Ma, en muscovita de un esquisto pelítico de la localidad de Mehuín (Fig. 1), se interpretó como la edad de enfriamiento final del complejo ocurrida durante el Triásico (Munizaga *et al.*, 1988). Duhart *et al.* (1997) reportaron edades K-Ar de  $235 \pm 5$  y  $220 \pm 6$  Ma, obtenidas en muscovitas de esquistos pelíticos de los sectores de Bahía Capitanes y Guabún (Fig. 1), respectivamente, las cuales fueron interpretadas como representativas de un evento metamórfico ocurrido en el Triásico. Dos edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $229 \pm 4$  y  $232 \pm 3$  Ma, obtenidas en muscovitas de esquistos pelíticos recolectados en las localidades de Bahía Capitanes y Guabún (Fig. 1), representadas como isócronas inversas, indicaron, igualmente, un evento Triásico (Duhart, 1999). Una edad K-Ar de  $281 \pm 6$  Ma, más antigua que las anteriores, obtenida por Duhart *et al.* (1997) en muscovita de un esquisto semipelítico del sector de Bahía San Pedro (Fig. 1), fue considerada como representativa de un exceso de Ar inicial o, más probablemente, correspondería a Ar derivado del evento metamórfico de alta presión, parcialmente ajustado durante el evento metamórfico sobrepuesto en la facies de esquistos verdes.

Diez de las nuevas edades K-Ar obtenidas en muscovita de esquistos metasedimentarios de las

localidades de Hueyusca, Tril-Tril, Río Bueno, Hueicolla, Morro Bonifacio, Punta Huezhui y del área al sur de Isla Mancera, se ubican entre  $215 \pm 5$  y  $268 \pm 6$  Ma (Fig. 1, Tabla 1). Estas edades también se interpretan como edades de enfriamiento final asociadas al evento metamórfico principal que afectó al CMBM y, además, amplían su rango hasta el Pérmico Superior.

Otras dos nuevas edades K-Ar, obtenidas en muscovitas de esquistos pelíticos, indicaron  $290 \pm 5$  y  $335 \pm 8$  Ma (Tabla 1). La primera se ubica al oeste de Camán (Fig. 1) y, al igual que la interpretación dada por Duhart *et al.* (1997) para la muestra de la localidad de San Pedro, la edad obtenida indicaría un exceso de Ar inicial o un ajuste parcial del sistema Ar asociado al evento metamórfico de alta presión. La segunda corresponde a una muestra de un afloramiento aislado en el Valle Central, al sur-oeste de Osorno (Fig. 1), cuya edad resultó significativamente más antigua que todas las obtenidas en afloramientos de esquistos pelíticos del CMBM. Edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en muscovita de  $371,4 \pm 3,5$  y  $386 \pm 9$  Ma se determinaron en metapelitas obtenidas de testigos de sondajes de exploración petrolera en las cercanías del Valle Central (McDonough *et al.*, en prensa). Estos últimos autores, sobre la base de información de sondajes, geocronología y sísmica, definieron, en subsuperficie, la existencia del denominado Complejo Metamórfico Llanquihue, el cual es intruido por un cuerpo granítico en el que se obtuvo una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda de  $359,3 \pm 4,4$  Ma. El afloramiento de esquistos pelíticos donde se recolectó la muestra de  $335 \pm 8$  Ma se localiza, también, en el Valle Central y podría corresponder a parte de un bloque elevado de este último complejo, cuya edad estaría ajustada por la intrusión granítica.

Trece nuevos experimentos en calentamiento por etapas por el método  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  fueron realizados en esquistos pelíticos, doce en muscovita y uno en biotita, en casos sobre las mismas muestras datadas por K-Ar (Figs. 1 y 2). Dos de estos experimentos fueron previamente reportados por Duhart (1999) como isócronas inversas. La mayoría de las nuevas edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en esquistos pelíticos se ubican en el rango  $229 \pm 4$ - $255 \pm 4$  Ma y son bastante consistentes entre sí y, también, con las entregadas por el método K-Ar, representando, al igual que aquéllas, edades del enfriamiento ocurrido al final del evento metamórfico en la facies de esquistos verdes.

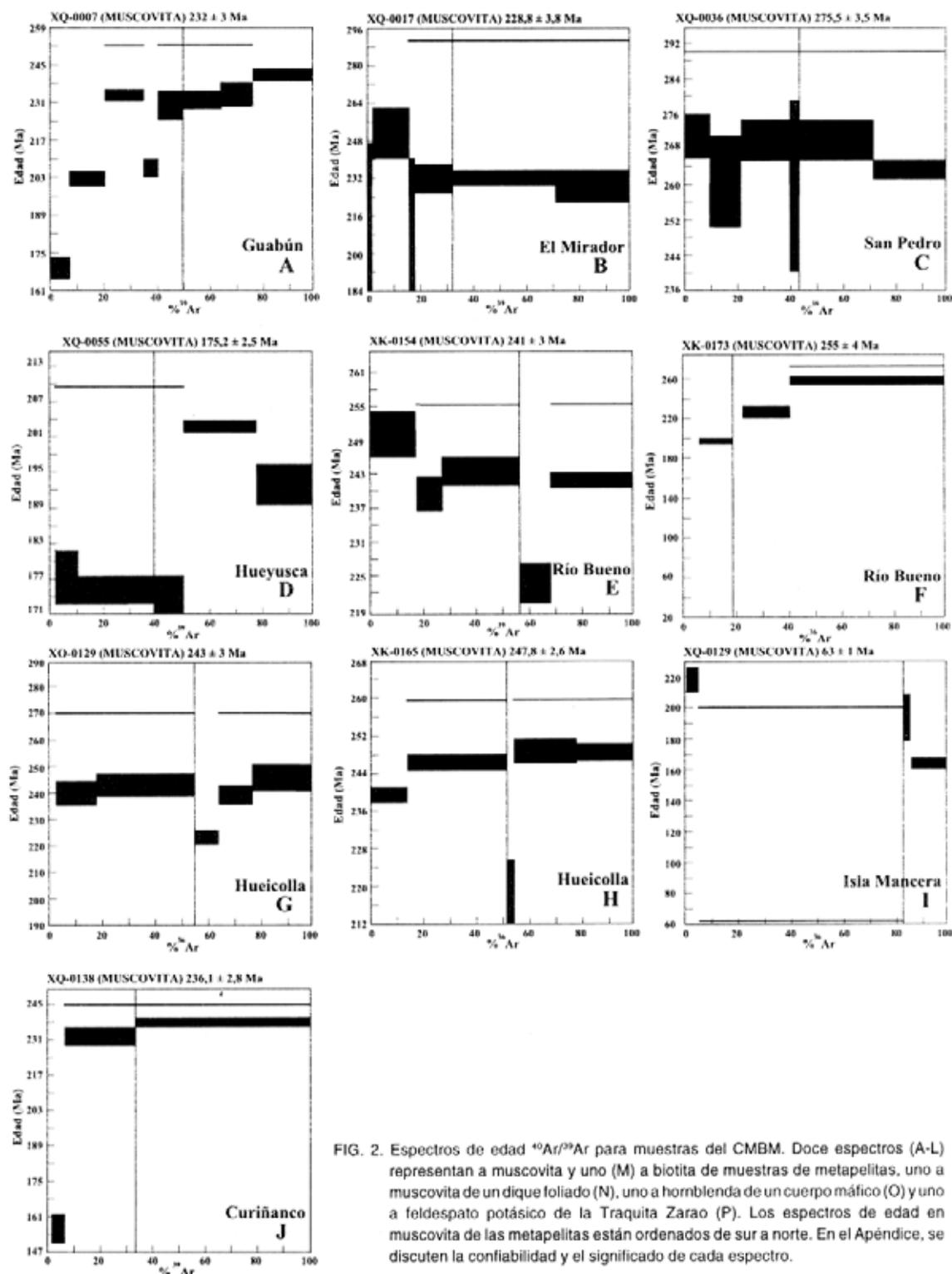
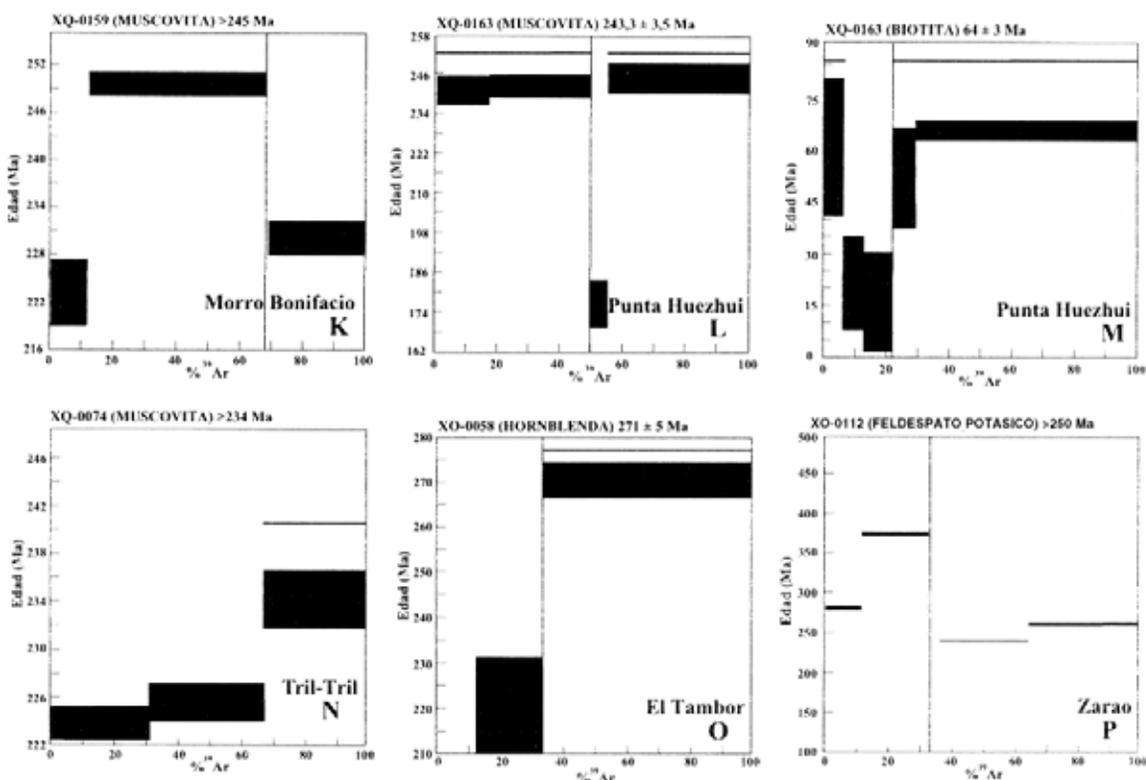


FIG. 2. Espectros de edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  para muestras del CMBM. Doce espectros (A-L) representan a muscovita y uno (M) a biotita de muestras de metapelitas, uno a muscovita de un dique foliado (N), uno a hornblenda de un cuerpo máfico (O) y uno a feldespato potásico de la Traquita Zarao (P). Los espectros de edad en muscovita de las metapelitas están ordenados de sur a norte. En el Apéndice, se discuten la confiabilidad y el significado de cada espectro.

(continuación figura 2)



En general, los espectros de edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  presentan pérdida de Ar en las etapas de baja temperatura. En aquellos casos en que la muestra fue de pequeño tamaño se obtuvo, como consecuencia, poca cantidad de gas, lo que se traduce en una pobre calidad del análisis (ver Apéndice). En particular, al analizar el espectro de edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de la muestra que más difiere, donde se obtuvo  $63 \pm 1$  Ma (Fig. 2I), recolectada al sur de la Isla Mancera, se observa que ella registra una muy pequeña cantidad de gas y el resultado obtenido debe ser interpretado con extremo cuidado. Este podría indicar un ajuste parcial del sistema isotópico de Ar producto de la intrusión de cuerpos subvolcánicos dacíticos, reconocidos en subsuperficie y datados por K-Ar, en sericita, en  $52,6 \pm 1,7$  Ma (Peri y Rivera, 1991). Sin embargo, este posible ajuste no está registrado por el sistema K-Ar, tal como lo demuestra la edad de  $268 \pm 6$  Ma obtenida por este método para la misma muestra (Tabla 1). Por otra parte, la datación  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  realizada en biotita de una metaarenisca recolectada en el sector de Punta Huezhui entregó  $64 \pm 3$  Ma (Fig. 2M). Aunque la interpretación de esta edad es incierta, su valor es

muy diferente a las edades obtenidas, para la misma muestra, por los métodos K-Ar ( $242 \pm 6$ , Tabla 1) y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en muscovita ( $243,3 \pm 3,5$  Ma, Fig. 2L), lo que sugiere un completo ajuste del sistema de Ar en biotita pero no en muscovita. La edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $175,2 \pm 2,5$  Ma obtenida para una muestra recolectada en el sector norte de La Tetera (Hueyusca) (Fig. 1) evidencia, en su espectro de edad (Fig. 2D), etapas no reproducibles entre las alícuotas ni tampoco en las etapas de alta temperatura, indicando la probable existencia de inclusiones que hacen no homogénea la distribución de Ar. El resultado de esta muestra no es confiable y se considera más aceptable la edad de  $215 \pm 5$  Ma obtenida por el método K-Ar para la misma muestra. La edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de  $275,5 \pm 3,5$  Ma de una muestra recolectada en el sector de San Pedro (Fig. 1), presenta un espectro de edad relativamente plano (Fig. 2C), con una edad confiable que confirma la edad K-Ar de  $281 \pm 6$  Ma (Tabla 1) obtenida en la misma muestra y, por lo tanto, la interpretación dada anteriormente para ella.

Una edad de K-Ar en muscovita de  $245 \pm 6$  Ma (Tabla 1) se obtuvo para el dique foliado (Felsita

Tril-Tril) emplazado en esquistos pelíticos del área de Tril-Tril, en el cual se obtuvo, además, una edad  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en muscovita  $>234$  Ma (Fig. 2N). Lo anterior indica que el sistema isotópico de Ar fue completamente ajustado por el evento metamórfico principal.

## ESQUISTOS Y ROCAS MAFICAS

Duhart *et al.* (1997) obtuvieron edades K-Ar de  $248\pm 8$  Ma, en hornblenda, para una intrusión gabrodiorítica en El Tambor y de  $238\pm 8$  Ma, en roca total, para un esquisto máfico de Bahía Mansa (Fig. 1), las cuales se consideran mínimas y relacionadas al evento principal de deformación y metamorfismo.

Tres nuevas edades K-Ar fueron efectuadas en esquistos máficos, dos en roca total y una en plagioclasa (Tabla 1). Las edades K-Ar en roca total fueron obtenidas en muestras del sector norte de Playa Chaiguaco (Fig. 1) e indicaron  $214\pm 7$  Ma y  $91\pm 11$  Ma. Estas edades se consideran mínimas y los resultados dispares pueden indicar pérdida parcial y diferencial de Ar, relacionada, probablemente, con la cercanía de actividad magmática del Oligoceno Superior-Mioceno Inferior, representada por cuerpos volcánicos a subvolcánicos, como se ha reconocido en Caleta Parga. Una edad de  $297\pm 7$  Ma en plagioclasa se obtuvo en una muestra recolectada al sur de la Cordillera de Zarao (Fig. 1), en la cercanía del borde con el Valle Central. Aunque este último resultado debe ser interpretado con precaución, dado la sensibilidad del sistema K-Ar en plagioclasa, podría representar un ajuste parcial de este sistema asociado a los eventos metamórficos.

Un experimento  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  realizado en hornblenda de la metagabrodiorita, parcialmente deformada, de la localidad de El Tambor (Fig. 1), que intruye a esquistos máficos, entregó una edad de fusión total de  $271\pm 5$  Ma (Fig. 2O). Esta edad se considera mínima e indicaría una pérdida parcial de Ar vinculada al metamorfismo sobreimpuesto. Otro experimento en feldespato potásico de la Traquita Zarao (Fig. 1), que intruye a esquistos máficos, entregó una edad mínima de 250 Ma (Fig. 2P). La no reproducibilidad de la edad en las diferentes etapas indica disturbios diferenciales de Ar, que estarían relacionados, probablemente, a la fuerte dependencia de la temperatura de cierre que tiene este mineral con respecto a la composición y a la microestructura. Duhart (1999) reportó una edad K-

Ar en feldespato potásico de  $269\pm 6$  para la misma muestra de la Traquita Zarao, la cual también fue considerada mínima.

## U-Pb

### METAPELITAS Y METAARENISCAS

Edades U-Pb concordantes de 275 y 299 Ma obtenidas en granos únicos de circones detríticos de una muestra de metaarenisca del sector de Pucatrihue (Fig. 1) indican una edad máxima de deposición en el Pérmico (Fig. 3A), que se ha interpretado como representativa de la edad máxima del protolito de, al menos, una componente metasedimentaria del CMBM (Duhart *et al.*, 1997; este estudio). Seis nuevas edades U-Pb en circones detríticos se obtuvieron para muestras recolectadas en Pucatrihue, Guabún, El Mirador, Hueyusca, Isla Mancera y Punta Huezhuí (Figs. 1 y 3B-G).

En Pucatrihue (Fig. 1) se analizaron tres fracciones de circones detríticos (Tabla 2) de la misma metaarenisca reportada por Duhart *et al.* (1997), de las cuales dos fracciones son concordantes con edades U-Pb de 305 y 310 Ma (Fig. 3B). Estas nuevas edades y las edades de los circones detríticos de 275 y 299 Ma, previamente reportadas, confirman una edad máxima de deposición pérmica para la metaarenisca de Pucatrihue y, además, un importante aporte de sedimentos provenientes de la erosión de rocas de edad carbonífera superior-pérmica.

De un total de siete fracciones de circones detríticos analizadas (Tabla 2) para una muestra de esquisto pelítico del sector de Guabún (Fig. 1), cuatro fracciones entregaron edades concordantes a los 1.116, 468, 468 y 388 Ma (Fig. 3C). En el sector de El Mirador (Fig. 1) se analizaron seis fracciones de circones detríticos de un esquisto pelítico (Tabla 2), de las cuales cuatro fracciones resultaron concordantes a los 504, 422, 415 y 369 Ma (Fig. 3D). Estos datos indican que en ambas localidades, ubicadas en el sector sur del segmento estudiado, las edades máximas de deposición corresponden al Devónico Medio y Devónico Superior. Las otras fracciones de circones detríticos concordantes más antiguas que las anteriores señalan, para los sectores de Guabún y El Mirador, aporte de circones a partir de la erosión de rocas de edades silúricas, ordovícicas y Grenville.

TABLA 2. RESULTADOS DE U-Pb EN CIRCONES DETRITICOS DE MUESTRAS DEL COMPLEJO METAMORFICO BAHIA MANSA\*.

Muestra Paso a (#)	Concentración					Error-2 $\sigma$ (%)				Edad (Ma)				coef. corr.	
	U ( $\mu$ g) b	Pb (ppm) b	$^{206}\text{Pb}$ $^{204}\text{Pb}$ c	$^{208}\text{Pb}$ $^{206}\text{Pb}$ d	$^{206}\text{Pb}$ $^{238}\text{U}$ e	% err	$^{207}\text{Pb}$ $^{235}\text{U}$ e	% err	$^{207}\text{Pb}$ $^{206}\text{Pb}$ e	% err	$^{206}\text{Pb}$ $^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}$ $^{235}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}$ $^{206}\text{Pb}$		
<b>XM-0008 (UTM:5510967N; 608763E) Pucatríhue</b>															
z2(1)	4	352	19	357	0,045	0,05275	(1,44)	0,40646	(1,59)	0,05588	(0,66)	<b>331,4</b>	<b>346,3</b>	<b>447,8</b>	0,91
z1(1)	10	71	5	241	0,241	0,05618	(2,61)	0,41947	(2,74)	0,05416	(0,74)	<b>352,3</b>	<b>355,7</b>	<b>377,6</b>	0,96
z3(1)	31	169	9	997	0,183	0,04764	(0,82)	0,34355	(1,03)	0,05230	(0,61)	<b>300,0</b>	<b>299,9</b>	<b>298,5</b>	0,81
z4(1)	15	230	11	500	0,118	0,04372	(0,96)	0,31075	(2,01)	0,05155	(1,68)	<b>275,9</b>	<b>274,8</b>	<b>265,4</b>	0,56
<b>XQ-0147 (UTM: 608763E; 5510967N) Pucatríhue</b>															
z3(1)	32	23	2	745	0,139	0,09951	(0,36)	1,01637	(0,38)	0,07408	(0,11)	<b>611,5</b>	<b>712,1</b>	<b>1043,6</b>	0,96
z2(1)	18	34	2	254	0,157	0,04881	(0,83)	0,35398	(1,08)	0,05260	(0,64)	<b>307,2</b>	<b>307,7</b>	<b>311,6</b>	0,80
z1(1)	46	78	4	1217	0,106	0,04853	(0,16)	0,35091	(0,22)	0,05244	(0,15)	<b>305,5</b>	<b>305,4</b>	<b>304,7</b>	0,75
<b>XQ-0005 (UTM: 5372508N; 591281E) Guabún</b>															
z5(1)	3	123	18	3811	0,027	0,14610	(0,11)	2,92620	(0,14)	0,14526	(0,08)	<b>879,1</b>	<b>1388,7</b>	<b>2290,9</b>	0,80
z3(1)	4	83	16	1690	0,108	0,18863	(0,14)	1,99765	(0,19)	0,07681	(0,12)	<b>1113,9</b>	<b>1114,7</b>	<b>1116,2</b>	0,78
z6a(1)	2	265	30	1402	0,096	0,11293	(0,18)	1,03859	(0,28)	0,06670	(0,21)	<b>689,7</b>	<b>723,2</b>	<b>828,5</b>	0,68
z6(1)	2	190	15	2696	0,163	0,07487	(0,14)	0,59221	(0,28)	0,05640	(0,23)	<b>465,4</b>	<b>465,9</b>	<b>468,2</b>	0,56
z1(1)	6	140	10	2312	0,065	0,07473	(0,14)	0,58121	(0,24)	0,05641	(0,19)	<b>464,6</b>	<b>465,2</b>	<b>468,4</b>	0,59
z4(1)	3	411	27	1181	0,179	0,06110	(0,34)	0,45831	(0,37)	0,05440	(0,13)	<b>382,3</b>	<b>383,1</b>	<b>387,7</b>	0,93
z7(1)	2	77	5	380	0,328	0,05869	(0,54)	0,43567	(1,31)	0,05384	(1,12)	<b>367,6</b>	<b>367,2</b>	<b>364,4</b>	0,53
<b>XQ-0017 (UTM: 5450426N; 598749E) El Mirador</b>															
z6(1)	3	181	15	940	0,184	0,08025	(0,23)	0,63429	(0,41)	0,05733	(0,32)	<b>497,6</b>	<b>498,8</b>	<b>504,1</b>	0,62
z4(1)	4	210	15	3969	0,092	0,07306	(0,10)	0,61179	(0,18)	0,06073	(0,15)	<b>454,6</b>	<b>484,7</b>	<b>629,7</b>	0,57
z2(1)	6	148	10	3008	0,118	0,06666	(0,16)	0,52041	(0,20)	0,05662	(0,12)	<b>416,0</b>	<b>425,4</b>	<b>476,8</b>	0,80
z5(1)	5	204	14	2220	0,133	0,06667	(0,13)	0,50799	(0,31)	0,05526	(0,28)	<b>416,1</b>	<b>417,1</b>	<b>422,7</b>	0,45
z1(1)	10	157	10	6784	0,112	0,06552	(0,09)	0,49749	(0,14)	0,05507	(0,11)	<b>409,1</b>	<b>410,0</b>	<b>415,0</b>	0,66
z3(1)	5	256	16	5526	0,149	0,05877	(0,07)	0,43720	(0,20)	0,05396	(0,18)	<b>368,1</b>	<b>368,3</b>	<b>369,2</b>	0,39
<b>XQ-0055 (UTM: 616885E; 5482493N) Hueyusca</b>															
z3(1)	2	117	5	317	0,237	0,03619	(0,73)	0,25766	(0,98)	0,05163	(0,61)	<b>229,2</b>	<b>232,8</b>	<b>269,1</b>	0,78
z4(1)	2	380	13	385	0,129	0,03367	(0,57)	0,24043	(0,93)	0,05179	(0,69)	<b>213,5</b>	<b>218,8</b>	<b>276,2</b>	0,67
z5(1)	2	256	7	219	0,211	0,02679	(0,97)	0,19161	(1,41)	0,05187	(0,97)	<b>170,4</b>	<b>178,0</b>	<b>279,6</b>	0,73
z2(1)	2	185	5	450	0,160	0,02812	(0,51)	0,18709	(0,72)	0,05194	(0,48)	<b>166,2</b>	<b>174,1</b>	<b>282,9</b>	0,74
z1(1)	1	237	6	311	0,150	0,02569	(0,78)	0,18447	(1,04)	0,05208	(0,65)	<b>163,5</b>	<b>171,9</b>	<b>289,0</b>	0,78
z6(1)	1	251	8	241	0,382	0,02660	(0,87)	0,18992	(1,46)	0,05179	(1,11)	<b>169,2</b>	<b>176,6</b>	<b>276,2</b>	0,65
<b>XQ-0124 (UTM: 637612E; 5584041N) Isla Mancera</b>															
z2(1)	29	71	4	817	0,186	0,04559	(0,30)	0,32698	(0,34)	0,05202	(0,15)	<b>287,4</b>	<b>287,3</b>	<b>286,2</b>	0,89
z3(1)	16	114	5	1627	0,153	0,04543	(0,14)	0,32605	(0,33)	0,05205	(0,28)	<b>286,4</b>	<b>286,5</b>	<b>287,4</b>	0,51
z1(1)	37	21	1	576	0,120	0,04425	(0,81)	0,31623	(0,87)	0,05183	(0,30)	<b>279,1</b>	<b>279,0</b>	<b>277,9</b>	0,94
z4(1)	21	58	3	556	0,159	0,04923	(0,46)	0,35663	(0,55)	0,05254	(0,29)	<b>309,8</b>	<b>309,7</b>	<b>309,0</b>	0,85
<b>XQ-0163 (UTM: 650064E; 5625685) Punta Huezhuí</b>															
z1(1)	25	56	5	2087	0,114	0,08651	(0,25)	0,84486	(0,31)	0,07083	(0,17)	<b>534,9</b>	<b>621,8</b>	<b>952,5</b>	0,83
z2(1)	12	81	5	1097	0,117	0,06368	(0,19)	0,48261	(0,32)	0,05497	(0,25)	<b>397,9</b>	<b>399,9</b>	<b>410,9</b>	0,63
z3(1)	14	69	3	769	0,141	0,04704	(0,62)	0,33862	(0,69)	0,05220	(0,28)	<b>296,3</b>	<b>296,1</b>	<b>294,4</b>	0,82
z4(1)	12	31	1	291	0,148	0,04577	(1,59)	0,32815	(1,74)	0,05200	(0,65)	<b>288,5</b>	<b>288,1</b>	<b>285,3</b>	0,93
z5(1)	22	28	1	517	0,220	0,04638	(0,39)	0,33341	(0,59)	0,05213	(0,42)	<b>292,3</b>	<b>292,2</b>	<b>291,2</b>	0,71
<b>XO-0112 (UTM: 5425703N; 614057E) Traquita Sarao</b>															
z3(2)	7	244	19	1071	0,340	0,06339	(0,65)	0,47732	(0,67)	0,05461	(0,17)	<b>396,2</b>	<b>396,2</b>	<b>396,3</b>	0,97
z4(2)	5	346	32	2893	0,683	0,06322	(0,75)	0,47616	(0,75)	0,05462	(0,10)	<b>395,2</b>	<b>395,4</b>	<b>396,9</b>	0,99
z1(2)	12	247	24	2115	0,682	0,06326	(0,16)	0,47610	(0,22)	0,05458	(0,15)	<b>395,4</b>	<b>395,4</b>	<b>395,1</b>	0,73
z5(1)	8	205	18	1841	0,581	0,06322	(0,25)	0,47593	(0,29)	0,05460	(0,14)	<b>395,2</b>	<b>395,3</b>	<b>395,7</b>	0,88
z2(2)	6	289	25	1708	0,566	0,06300	(0,26)	0,47453	(0,30)	0,05463	(0,15)	<b>393,8</b>	<b>394,3</b>	<b>397,2</b>	0,86

a (#) - representa la fracción de circones, indicando entre paréntesis el número de circones analizados; b- los pesos de las muestras en miligramos fueron estimados utilizando un monitor de vídeo y están dentro del 40%; c- las razones isotópicas medidas fueron corregidas sólo por trazador y fraccionamiento; d- plomo radiogénico; e- razones isotópicas corregidas por fraccionamiento, trazador, blanco y Pb común inicial. A los análisis se aplicó una corrección por fraccionamiento de masas de 0,15 $\pm$ 0,04% una (unidad de masa atómica) en un colector único Daly y 0,04 por dinámica. Análisis Faraday-Daly. El blanco total utilizado para Pb varía en el rango 0,65-3,7 pg (picogramos) y < 1,0 pg para U. Composición del blanco isotópico:  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=19,10\pm 0,1$ ;  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=15,71\pm 0,1$ ; y  $^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=39,65\pm 0,1$ . Coef. Corr.=Coeficiente de correlación. El cálculo de las edades está basado en las constantes de decaimiento de Steiger y Jäger (1977). Las correcciones de Pb común fueron calculadas utilizando el modelo de Stacey y Kramers (1975), al igual que la interpretación de la edad de la muestra.

\* Se incluyen los datos analíticos completos de la muestra XM-0008 previamente reportada por Duhart et al. (1997).

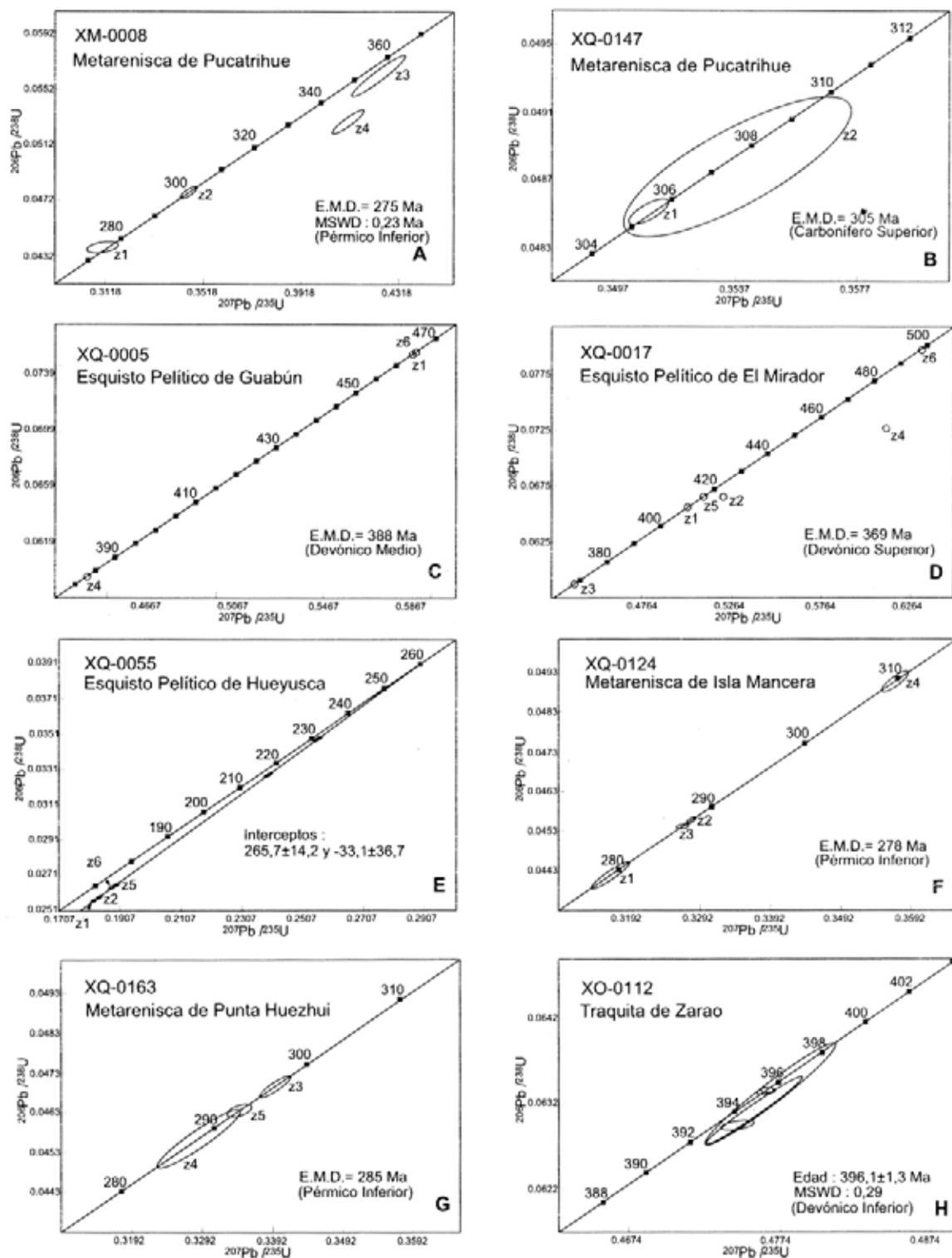


FIG. 3. Diagramas de concordia U-Pb para muestras del CMBM. Siete (A-G) corresponden a circones detriticos en rocas metasedimentarias y uno (H) a circones magmaticos en un cuerpo intrusivo traquítico (Traquita Zarao); z = fracción de circón analizado; E.M.D. = edad máxima de depositación interpretada; MSWD = desviación cuadrática media ponderada.

En el sector de Hueyusca (Fig. 1), en una metapelita milonítica, con una fábrica tectónica tipo L-S, se efectuaron seis determinaciones de edad U-Pb en granos individuales de circones detríticos (Tabla 2). Los resultados obtenidos definen una línea de discordia con una intersección superior a los  $265,7 \pm 14,2$  Ma (Fig. 3E). Estos circones no presentan caras euhedrales ni rasgos metamórficos (e.g., relaciones de núcleo y manto) y tampoco corresponden a granos típicos de rocas miloníticas, lo cual permite considerarlos como detríticos. Los circones habrían derivado de una fuente única de sedimentos de edad pérmica, lo cual coincide con la edad máxima de deposición de 275 Ma (Pérmico) obtenida en Pucatrihue. Teniendo presente que los seis puntos definen una línea de discordia con una intersección superior de 266 Ma (Fig. 3E), se interpreta que los circones sufrieron una pérdida de Pb asociada a un evento metamórfico prolongado, que correspondería, probablemente, a aquél de la facies de esquistos verdes, ocurrido entre los 266 y 215 Ma, esta última edad de acuerdo con una determinación K-Ar en esta misma muestra (Tabla 1).

Más al norte que la localidad anterior, en el sector de Isla Mancera (Fig. 1) se analizaron cuatro fracciones de circones detríticos de una muestra de metaarenisca (Tabla 2), todas ellas concordantes, con edades U-Pb de 278, 286, 287 y 309 Ma (Fig. 3F). Estos datos indican que la edad máxima de deposición de esta metaarenisca, también, sería pérmica, con una fuente de circones de edad carbonífero-pérmica. En el sector de Punta Huezhuí (Fig. 1), de una muestra de metaarenisca se anali-

zaron cinco fracciones de circones detríticos (Tabla 2), de las cuales cuatro son concordantes, con edades U-Pb de 285, 291, 294 y 410 Ma (Fig. 3G). Al igual que para las localidades de Pucatrihue, Hueyusca e Isla Mancera, esto indica una edad máxima de deposición pérmica para esta metaarenisca, con una fuente de circones de edad pérmica y, probablemente, otra silúrica.

#### TRAQUITAS Y METAIGNIMBRITAS

Una muestra de la Traquita Zarao (Fig. 1) ha entregado una edad U-Pb concordante (Tabla 2) en circones de  $396,7 \pm 1,3$  Ma (Fig. 3H) y una edad K-Ar en feldespato potásico de  $269 \pm 6$  Ma (Tabla 1). La primera se interpreta como la edad de cristalización y la segunda como un ajuste parcial del sistema isotópico, ocurrido durante el evento de deformación y metamorfismo en la facies de esquistos verdes. Sobre la base de la edad isotópica U-Pb de la Traquita Zarao, se sugiere que los esquistos máficos de esta área tienen una edad mínima de 397 Ma, es decir, devónica inferior.

En las proximidades de Parga (Fig. 1), los datos U-Pb obtenidos por Söllner *et al.* (2000), en circones de una muestra de metaignimbrita, definen una línea de discordia con intersecciones a los  $293 \pm 23$  y  $986 \pm 58$  Ma. La primera edad fue interpretada, por esos autores, como la edad de la extrusión y apoya la edad de la isócrona Rb-Sr en biotita-roca total para la metaignimbrita, mientras que la segunda, de edad Grenville, representaría a circones detríticos provenientes del basamento infrayacente, incorporados al magma durante su ascenso.

#### ISOTOPOS EN ESQUISTOS MAFICOS

Razones isotópicas de  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  y  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fueron analizadas para ocho muestras de esquistos máficos del CMBM. La dispersión de los valores obtenidos (Tabla 3) sugiere fraccionamiento de la razón Sm/Nd durante el proceso metamórfico que afectó a estas rocas, impidiendo el cálculo de edades modelo. Sin embargo, si se considera que este fraccionamiento ocurrió alrededor de los 220-240 Ma, rango más restringido para el evento de deformación y metamorfismo principal en la facies de esquistos verdes, se puede calcular una

edad modelo asumiendo dos etapas en la evolución isotópica del Nd, un primer estado desde la diferenciación del manto hasta los 220 Ma y un segundo estado desde los 220 Ma hasta el presente. Asumiendo estas dos etapas, las edades modelo varían desde los 300 a los 500 Ma, intervalo que puede ser interpretado como una época de probable diferenciación mantélica de los magmas máficos-ultramáficos (C. Tassinari, comunicación escrita, 1998).

TABLA 3. COMPOSICIONES ISOTÓPICAS DE Sr Y Nd DE ESQUISTOS MÁFICOS DEL COMPLEJO METAMÓRFICO BAHÍA MANSA\*.

Muestra	Coord. UTM E	Coord. UTM N	Localidad	Rb	Sr	<sup>87</sup> Sr/ <sup>86</sup> Sr	Error	Sm	Nd	<sup>147</sup> Sm/ <sup>144</sup> Nd	Error	<sup>143</sup> Nd/ <sup>144</sup> Nd	Error	fSm-Nd	ε <sub>Nd(t)</sub>
XK0041	602058	5419790	C. Parga	4	117	0,70397	0,00010	2,972	7,887	0,2279	0,0014	0,513119	0,000014	0,16	9,38
XK0039	597624	5421511	C. Parga	4	119	0,70294	0,00009	3,447	9,292	0,2243	0,0008	0,513117	0,000010	0,14	9,34
XQ0103	598237	5487803	B. San Pedro	3	278	0,70865	0,00009	2,474	7,242	0,2066	0,0007	0,513012	0,000015	0,05	7,30
XQ0060	621395	5493672	Bahía Mansa	8	68	0,70781	0,00008	4,369	12,218	0,2162	0,0007	0,513102	0,000014	0,10	9,05
XK0295	635721	5582887	Valdivia	2	105	0,70425	0,00008	4,729	13,716	0,2085	0,0007	0,513044	0,000039	0,06	7,92
XK0294	635596	5582955	Valdivia	2	109	0,70409	0,00040	5,114	14,216	0,2169	0,0008	0,513122	0,000010	0,10	9,44
XM003	697322	5676155	Donguil	25	28	0,71065	0,00008	2,466	6,677	0,2234	0,0008	0,513027	0,000010	0,14	7,59
XM002	695415	5677093	Donguil	2	<5	0,70681	0,00012	0,202	0,519	0,2355	0,0008	0,513006	0,000045	0,20	7,18

\* f, factor de fraccionamiento Sm-Nd; ε<sub>Nd(t)</sub>, valor de Epsilon Nd calculado a partir de la composición isotópica de Nd medida.

Los valores de las razones isotópicas actuales de Sr se ubican en el rango 0,70294 y 0,71065 (Tabla 3). Este amplio rango de los valores de las razones isotópicas actuales de Sr se asocia con una menor variación de los valores de las razones isotópicas actuales de Nd (Tabla 3), lo cual refleja, probablemente, las modificaciones al sistema isotópico de Sr impuestas por el metamorfismo. La muestra XK-0039 tiene el valor más bajo actual de <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr y un valor alto actual de <sup>143</sup>Nd/<sup>144</sup>Nd (ε<sub>Nd(t)</sub>=9,34, Tabla 3), lo cual ubicaría sus razones isotópicas de Sr y Nd, tanto actuales como iniciales, dentro del campo del arreglo del manto.

Los valores iniciales de ε<sub>Nd</sub> (ε<sub>Nd(T)</sub>), calculados para los esquistos máficos a los 220 Ma, edad promedia estimada para el metamorfismo en la

facies de esquistos verdes, varían entre +8,85 y +6,04, mientras que para los 320 Ma, edad estimada para el evento de deformación y metamorfismo en la facies de esquistos azules, varían entre +8,62 y +5,59. En ambos casos, los valores ε<sub>Nd(T)</sub> indican claramente una fuente mantélica, posiblemente con composición similar a un manto empobrecido. Una conclusión similar se obtuvo para metabasaltos de Donguil, reconocidos aproximadamente a los 39°S, al oeste de Gorbea (Hervé *et al.*, 1990). Los datos analíticos Sm-Nd para las rocas metavolcánicas, a pesar de no ser colineales en un diagrama isocrónico, definen una recta con pendiente relativa de 255 Ma (C. Tassinari, comunicación escrita, 1998), la cual se ubica en el rango amplio de edad estimada para el evento metamórfico principal del CMBM.

## DISCUSION

El CMBM está integrado por un conjunto heterogéneo de rocas metamórficas que exhiben una foliación principal 'S<sub>2</sub>' de carácter regional, dúctil y penetrativa, la cual oblitera, parcial a completamente, una foliación más antigua S<sub>1</sub> (Kato, 1985). Regionalmente, S<sub>2</sub> se asocia con pliegues abiertos F<sub>3</sub> que, localmente, inducen clivaje de crenulación S<sub>3</sub>. Una fábrica milonítica se desarrolla coplanar a S<sub>2</sub> y es acompañada por una lineación de estiramiento en el mismo rumbo que la foliación. Las rocas miloníticas estarían vinculadas a una fase de apilamiento de láminas delgadas por un sistema de corrientes, ocurrido durante el evento regional principal de deformación y metamorfismo. La lineación de estiramiento de rumbo actual, oeste-no-

roeste, indica que este sistema de acortamiento y apilamiento tenía una dirección de desplazamiento de alto ángulo relativo al margen continental, con un componente menor de movimiento oblicuo (McDonough *et al.*, 1997a). Extendiendo el estilo de deformación de la escala mesoscópica, con milonitización y apilamiento de pliegues isoclinales según la dirección de estiramiento noroeste, a una escala cortical, el estilo estructural de las zonas miloníticas parece semejante al apilamiento de las napas del basamento de los Alpes Occidentales Suizo-Italianos (Escher y Beaumont, 1997).

Sobre la base de las asociaciones minerales observadas, un evento metamórfico en condiciones de alta presión-baja temperatura, en la facies

de esquistos azules, afectó a los componentes más antiguos del actual CMBM (Kato y Godoy, 1995; Massonne *et al.*, 1996; 1998). Este evento se encuentra casi completamente obliterado por un evento metamórfico sobreimpuesto, de carácter dúctil y penetrativo, en la facies de esquistos verdes, que habría alcanzado su máximo al grado de biotita, para terminar al grado de clorita (Duhart *et al.*, 1997). Edades de enfriamiento en los sistemas K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en muscovitas provenientes de bloques de esquistos azules, se han interpretado como edades representativas del evento de deformación y metamorfismo en la facies de esquistos azules, que habría ocurrido durante el Carbonífero Superior, en el rango 300-320 Ma (Kato y Godoy, 1995). Inicialmente, isócronas Rb-Sr en roca total dieron edades entre 300 y 330 Ma para esquistos pelíticos y máficos, expuestos en las cercanías de los 39° S, las cuales fueron interpretadas como representativas de la edad del evento metamórfico de bajo grado (Hervé *et al.*, 1990). Alternativamente, estas edades podrían representar la edad del evento metamórfico de alta presión. Errorcronas Rb-Sr, en rocas similares a las anteriores, en las localidades de Mehuín y Bahía Mansa, dieron valores de 309 y 280 Ma, interpretados como la edad del metamorfismo (Munizaga *et al.*, 1988). Sin embargo, estas errorcronas podrían indicar que este sistema isotópico experimentó, probablemente, perturbaciones y las edades representarían un promedio de los eventos metamórficos registrados en las rocas.

La edad de la deformación dúctil y penetrativa que afecta al CMBM, en particular el desarrollo de foliación, al igual que la lineación de estramiento y la foliación milonítica, con el consecuente desarrollo de zonas de corrimiento, se obtuvo a partir de edades de enfriamiento K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en muscovitas de esquistos pelíticos. De acuerdo con las edades obtenidas, el evento principal de deformación y metamorfismo habría ocurrido en el rango 260-220 Ma (Permico-Triásico), aunque la mayoría de ellas define el rango más restringido 240-220 Ma (Triásico). Considerando que la temperatura de cierre de Ar en muscovita, en estos sistemas isotópicos, es de alrededor de 350°C, muy cercana a la temperatura máxima del metamorfismo en la facies de esquistos verdes, estas edades representarían el rango de la edad de la deformación regional en este grado. Aunque las edades K-Ar obtenidas en roca total de esquistos máficos constituyen sólo una estimación de la edad del evento meta-

mórfico e indican un promedio de las edades de enfriamiento de los minerales, algunas de ellas se ubican en el rango de las edades K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en muscovita de esquistos pelíticos.

Edades K-Ar en plagioclasa de un esquistito máfico (297±7 Ma) y K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en feldespático potásico de la Traquita Zaráo (269±6 y >250 Ma, respectivamente) deben ser interpretadas con reservas. Las temperaturas de cierre de los feldespatos, por debajo de los 300°C, y la dependencia de esta con respecto a la composición y microestructuras, indican que estos sistemas isotópicos son fácilmente perturbables. Estos minerales fueron, ciertamente, expuestos bajo condiciones de temperatura de ese orden durante el evento principal de metamorfismo. Así, la edad en esquistito máfico podría representar un ajuste parcial del sistema isotópico de Ar en plagioclasa asociado al evento de alta presión, el cual habría ocurrido durante el metamorfismo en la facies de esquistos verdes. También, este metamorfismo habría ajustado, parcialmente, el sistema de Ar en el feldespato potásico de origen magmático de la Traquita Zaráo.

Al graficar las edades K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  obtenidas en muscovitas representativas del metamorfismo en la facies de esquistos verdes, ordenadas de sur a norte (Fig. 4A y B), el análisis de regresión evidencia una línea de tendencia con edades más antiguas hacia el norte. De este modo, al sur de Hueyusca (41°15'S) se han obtenido las edades más jóvenes (215-230 Ma), mientras que más al norte, en el sector Bahía Mansa-Valdivia, las edades son más antiguas (230-260 Ma). Estos resultados permiten proponer que la parte sur representa niveles estructurales más profundos que aquellos de la parte norte, lo cual se relacionaría a una exhumación y exposición progresiva del CMBM hacia el sur, ocurrida en el lapso Permico-Triásico.

Aunque no ha sido posible datar de manera directa la edad del protolito de los esquistos máficos, la edad U-Pb obtenida en circones de la Traquita Zaráo de 369,7±1,3 Ma señala la edad de cristalización de este cuerpo y establece una edad mínima Devónico Inferior para los esquistos máficos en los cuales se emplaza. Lo anterior es apoyado por los datos de geoquímica isotópica, que indican un rango de edad de entre 300-500 Ma para la diferenciación mantélica de los magmas máficos a ultramáficos. Lo anterior sugiere que los componentes metavolcánicos y, posiblemente, los cuerpos máficos y ultramáficos del CMBM pueden ser más

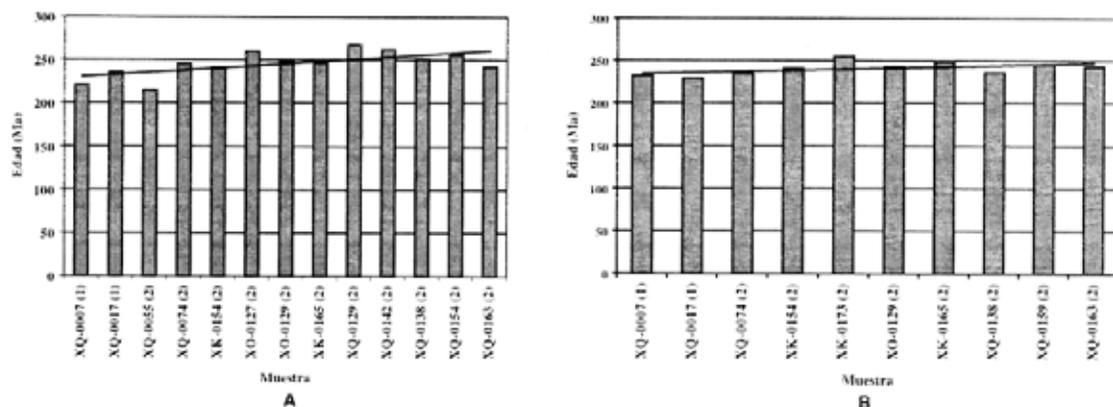


FIG. 4. Histogramas de edades absolutas K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , en muscovitas, representativas del evento metamórfico en la facies de esquistos verdes que afectó al CMBM. Las edades han sido ordenadas de sur a norte (de izquierda a derecha), lo que permite visualizar que ellas se hacen más antiguas hacia el norte, lo cual se representa por la línea de tendencia. **A**- histograma de edades K-Ar; **B**- histograma de edades  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ; (1)- Duhart *et al.* (1997) y Duhart (1999); (2)- este estudio.

antiguos que los componentes metasedimentarios del mismo complejo.

Las edades U-Pb obtenidas en circones detríticos indican que más de un episodio de sedimentación está representado en el CMBM. En la parte centro-norte, en las áreas de Valdivia y Bahía Mansa, las edades más jóvenes de circones detríticos indican edades máximas de deposición durante el Pérmico (aproximadamente 275 Ma) y el conjunto de circones detríticos, con edades concordantes, señalan el rango Carbonífero Superior-Pérmico (275-310 Ma). En consecuencia, las edades máximas de deposición en el sector centro-norte, son más jóvenes que la edad del evento metamórfico de alta presión (300-320 Ma), lo cual confirma la existencia de más de un episodio de sedimentación y formación de cuencas. Así, en el sector centro-norte se han obtenido los circones detríticos con edades más jóvenes y las edades K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  más antiguas. Estos circones habrían derivado desde fuentes magmáticas expuestas en áreas adyacentes, siendo eventuales candidatos los batolitos del Carbonífero-Pérmico, *e.g.*, los batolitos Futrono-Riñihue (Campos *et al.*, 1998) y Nahuelbuta (Hervé *et al.*, 1976), en Chile, y el Granito La Pintada, en Argentina (Dalla Salda *et al.*, 1994). La edad carbonífera-pérmica de las rocas metasedimentarias que contienen estos circones, sugiere un tiempo geológico relativamente breve

entre los procesos de emplazamiento-cristalización y exposición-erosión de los intrusivos del Carbonífero-Pérmico.

Sin embargo, más al norte, en las cercanías y al norte de los 39°S, nuevamente se reconocen esquistos afectados por el evento de alta presión y, por lo tanto, deberían estar representados circones detríticos más antiguos (*e.g.*, Punta Ñihue).

Las edades U-Pb más jóvenes obtenidas en circones detríticos del sector sur, en las localidades Guabún y El Mirador (388 y 369 Ma, respectivamente), son más antiguas que aquellas del sector norte y se asocian con las edades K-Ar y  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  más jóvenes para el metamorfismo en la facies de esquistos verdes. De este modo, en el sector sur está representado un episodio de sedimentación más antiguo que aquel identificado en el sector norte. En este sector, la deposición es, probablemente, contemporánea con las pizarras Devónicas de Buill (Fortey *et al.*, 1992) y los circones detríticos provinieron desde fuentes magmáticas de edad también devónica. La existencia de cuerpos intrusivos graníticos del Devónico se conoce, en sub-superficie, bajo la Depresión Central, donde se ha obtenido una edad de 359,3±4,4 Ma (Ar-Ar en hornblenda, McDonough *et al.*, en prensa). Además, en las cercanías de Chaitén, se ha reportado una edad U-Pb en circones de 400±5 Ma para un cuerpo gneísico (SERNAGEOMIN-BRGM)<sup>2</sup>. Ambos cuerpos constituyen en Chile probables fuentes de parte de los materiales detríticos, aunque no se

<sup>2</sup> 1995. Carta Metalogénica X<sup>a</sup> Región Sur, Chile. Informe Registrado IR-95-05 (Inédito). Servicio Nacional de Geología y Minería-Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 4 Tomos, 10 Vols., 95 mapas. Santiago.

descarta la proveniencia de circones desde fuentes graníticas devónicas más distales, ubicadas actualmente en territorio argentino, *e.g.*, el Granito Viuda de Gallo (Dalla Salda *et al.*, 1994).

Las edades máximas de deposición de la parte centro-norte del área de estudio, del orden de 275 Ma (Pérmico Inferior), señalan que una parte de los protolitos de las rocas metasedimentarias del CMBM fue depositada inmediatamente antes del evento metamórfico en la facies de esquistos verdes. En consideración al poco tiempo transcurrido, en términos geológicos, entre la deposición y el subsiguiente metamorfismo, se plantea que ésta deposición se produjo, probablemente, en una cuenca sintectónica, la cual fue rápidamente incorporada en el CMBM e inhumada tectónicamente. Por otra parte, las edades máximas de deposición en la parte sur indican que otra componente detrítica del CMBM fue, probablemente, depositada antes que el evento metamórfico en la facies de esquistos azules. Aunque en el segmento estudiado algunas rocas que constituyen el CMBM indican edades máximas de deposición durante el Pérmico y el Devónico, se enfatiza que estas edades no restringen la edad de la totalidad del complejo costero. Ellas indican que componentes detríticos fueron probablemente depositados durante estos períodos y no restringen la edad de las rocas máficas ni intrusivas de la cordillera de la Costa.

La presencia de circones detríticos con edades U-Pb concordantes aún más antiguas que los anteriores, tanto en la parte norte (410 Ma) como en la parte sur del área de estudio (415 y 422 Ma), señalan, además, fuentes de edades silúricas para sedimentos. Granitoides del Silúrico se han identificado en la Península Antártica (Harrison y Piercy, 1990) y podrían constituir parte de las rocas fuentes de los circones. Aunque actualmente la Península Antártica presenta una posición distal con respecto a Sudamérica, en el Silúrico habría ocupado una posición proximal a lo que actualmente corresponde al borde sur-occidental de Sudamérica. Otros circones detríticos de la parte sur, también con edades concordantes, han indicado edades de 468, 468 y 504 Ma (Ordovícico), además de 1.116 Ma (Proterozoico Medio). La existencia de granitoides del Ordovícico en territorio argentino (*e.g.*, Granitoides de Mamil Choique, Dalla Salda *et al.*, 1994) y en la Península Antártica (Harrison y Piercy, 1990), plantea la posibilidad de su derivación desde esas

regiones para los primeros. Los circones más antiguos representan rocas magmáticas con edades comparables a aquellas de la orogénesis Grenville. Aunque los circones de la metaignimbrita de Parga definen una línea de discordia, la intersección superior a los 986±56 Ma (Söllner *et al.*, 2000) también señala una fuente de circones de edad comparable con la anterior.

Entre los 39 y 40°S la Depresión Intermedia tiende a desaparecer como expresión morfológica y las rocas del CMBM se internan hacia el sector occidental de la cordillera Principal. En esa área se verifica, de oeste a este, un cambio en la litología, en la intensidad de la deformación y en el grado metamórfico, destacándose un cambio brusco desde esquistos del CMBM a filitas y desde filitas a pizarras con metaareniscas, intruidas en su margen oriental por el Batolito Futrono-Riñihue, del Carbonífero-Pérmico (Campos *et al.*, 1998). Se reconoce, en esta última asociación litológica, una deformación regional, con desarrollo de clivaje de plano axial y segregación de cuarzo en venas concordantes, a la cual se sobrepone una aureola de metamorfismo de contacto. A pesar de la deformación y metamorfismo, se preserva la estratificación y algunas estructuras sedimentarias primarias, como estratificación gradada y, en lugares, estratificación cruzada (Martín *et al.*, 1999). En consideración a que permanecen desconocidas las relaciones de contacto de estas rocas con los esquistos del CMBM, a su menor intensidad de la deformación y metamorfismo, a una edad de deposición menor que 400 Ma y a una deformación y metamorfismo anterior a 300 Ma, este conjunto denominado Complejo Metamórfico Trafún (Duhart *et al.*, 1998; Martín *et al.*, 1999) se separa del CMBM y se considera equivalente a la Serie Oriental de Aguirre *et al.* (1972).

La asociación de rocas metasedimentarias, de protolito pelítico, semipelítico y arenoso, con esquistos máficos, de protolito volcánico con características geoquímicas de fondo oceánico, la presencia de estructuras tipo lavas almohadilladas y, localmente, de minerales indicativos de condiciones de alta presión (*e.g.*, anfíbolos azules y zussmanita), sugieren un complejo de acreción-subducción para el CMBM, tal como ha sido sugerido por Hervé (1988), el cual habría evolucionado entre el Devónico y el Triásico. En particular, la edad del metamorfismo en la facies de esquistos verdes y la interpretación

dada para el CMBM indican un sistema de subducción activo durante el Triásico. Sin embargo a esa latitud, se desconoce en Chile la expresión de su arco magmático contemporáneo, que, probablemente, está representado en Argentina, donde granitoides (e.g., Formación Lipetrén) y volcánitas de esta edad podrían representar remanentes de este arco. Más al sur, entre los 45 y 47°S, la presencia de fósiles (Fang *et al.*, 1998), las edades de circones detríticos y las edades del metamorfismo indican una evolución durante el Triásico-Jurásico para el denominado Complejo Metamórfico Los Chonos (Hervé *et al.*, 1998; Hervé y Fanning, 2001). Aún más al sur, aproximadamente a los 51°30'S, en el Complejo Metamórfico Diego de Almagro, circones detríticos y edades de metamorfismo señalan una

evolución entre el Jurásico y el Cretácico (Hervé *et al.*, 1999). Lo anterior indica diferencias de edad, tanto en los protolitos como en las edades de deformación y metamorfismo, para distintos segmentos del basamento metamórfico del centro-sur de Chile. Esto sugiere un diacronismo de la acreción en el borde sur-occidental tanto de Gondwana como de Sudamérica, verificándose edades cada vez más jóvenes hacia el sur. Este diacronismo puede ser explicado según Hervé *et al.* (1998), siguiendo las propuestas de Bangs y Cande (1997) para el actual margen continental de Chile, en términos de las variaciones temporales del espesor de sedimentos en la fosa, donde se produce acreción solamente si hay abundantes sedimentos en ella.

### AGRADECIMIENTOS

Este estudio fue realizado en el marco de los proyectos de investigación del Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, que se realizan a través de su Oficina Técnica Puerto Varas, X Región de Los Lagos. Los autores agradecen los valiosos comentarios y sugerencias realizadas por E. Godoy (SERNAGEOMIN, Chile), T. Kato (Universidad del Estado de California, Estados Unidos) y A. Willner (Universidad de Ruhr, Alemania), quienes con su revisión crítica positiva ayudaron a mejorar la versión original del manuscrito. Los autores agradecen a C. Tassinari (Universidad de Sao Paulo, Brasil) la realización de los análisis y su aporte en la interpretación de los datos de geoquímica

isotópica, efectuados en la Universidad de Sao Paulo. Especiales agradecimientos a P. Crignola (SERNAGEOMIN) por su colaboración durante las campañas de terreno y al personal de la Oficina Técnica Puerto Varas que participó en ellas. J. Parra, E. Córdova e I. Bascuñán confeccionaron las figuras y diseños fotográficos. Se agradece, en forma especial, al personal de los laboratorios de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería, en la persona del Sr. C. Pérez de Arce, del Servicio Geológico de Canadá y del Instituto Tecnológico de Massachusetts. Es una contribución al Proyecto PICG 436 'Evolución al Margen Pacífico de Gondwana'.

### REFERENCIAS

- Aguirre, L.; Hervé, F.; Godoy, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline. *Krystalinikum*, Vol. 9, p. 7-19.
- Alfaro, G. 1994. Aeromagnetometría en la ubicación de cuerpos volcánicos en el ámbito de la Cordillera de la Costa Sur: El volcanismo terciario de Punta Capitanes, Décima Región. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 7, Actas, Vol. 1, p. 556-561. Concepción.
- Bangs, N.; Cande, S. 1997. Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin. *Tectonics*, Vol. 16, No. 3, p. 489-503.
- Campos, A.; Moreno, H.; Muñoz, J.; Antinao, J.; Clayton, J.; Martín, M. 1998. Área de Futrono-Lago Ranco. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos No. 8*, 1 mapa.
- Crignola, P.; Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J. 1997. Antecedentes geoquímicos acerca del origen de los esquistos máficos y cuerpos ultramáficos en la Cordillera de la Costa, sector norte de la Xª Región, Chile. *In Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 2, p. 1254-1258. Antofagasta.

- Dalla Salda, L.; Varela, R.; Cingolani, C.; Aragón, E. 1994. The Río Chico Paleozoic Crystalline Complex and evolution of Northern Patagonia. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 7, No. 3 y 4, p. 477-386.
- Díaz, L.; Vivallo, W.; Alfaro, G.; Cisternas, M. 1988. Geoquímica de los Esquistos Paleozoicos de Bahía Mansa, Osorno, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 5, Actas*, Vol. 2, p. E75-E96. Santiago.
- Duhart, P.; Martín, M.; Muñoz, J.; Crignola, P.; McDonough, M. 1997. Acerca de la edad del Protolito del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa de la Xª Región: edades preliminares  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$  en circones detriticos. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 2, p. 1267-1270. Antofagasta.
- Duhart, P. 1999. Geología del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los 41°00'-42°00' L.S., Xª Región, Chile: Consideraciones Geocronológicas. Memoria de Título (Inédito), *Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra*, 158 p.
- Escher, A.; Beaumont, C. 1997. Formation, burial and exhumation of basement nappes at crustal scale: a geometric model based on the Western Swiss-Italian Alps. *Journal of Structural Geology*, Vol. 19, p. 955-974.
- Fang, Z.J.; Boucot, A.; Covacevich, V.; Hervé, F. 1998. Discovery of Late Triassic fossils in the Chonos Metamorphic Complex, Southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 25, No. 2, p. 165-173.
- Fortey, R.; Pankhurst, R.J.; Hervé, F. 1992. Devonian Trilobites at Buill, Chile (42°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 19, No. 2, p. 133-144.
- Godoy, E. 1986. Die Entwicklung des Gondwana-Randes in Chile während des Paläozoikums unter besonderer Berücksichtigung der geotektonischen Stellung der Metavulkanite. Tesis de Doctorado (Inédito), *Westfälischen Wilhelms Universität*, 69 p.
- Godoy, E.; Kato, T. 1990. Late Paleozoic serpentinites and mafic schists from the Coast Range accretionary complex, central Chile: their relation to aeromagnetic anomalies. *Geologische Rundschau*, Vol. 79, p. 121-130.
- Godoy, E.; Davidson, J.; Hervé, F.; Mpodozis, C.; Kawashita, K. 1984. Deformación sobreimpuesta y metamorfismo progresivo en un prisma de acreción Paleozoico, Archipiélago de Chonos, Chile. *In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas*, Vol. 4, p. 211-232.
- González-Bonorino, F. 1970. Series Metamórficas del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa de Chile Central. *Universidad de Chile, Departamento de Geología*, Publicación No. 37, 81 p.
- Harrison, S.M.; Piercy, B.A. 1990. The evolution of Antarctic Peninsular magmatic arc: evidence for northwestern Palmer Land. *Geological Society of America, Special Paper*, No. 241, p. 9-25.
- Hervé, F.; Munizaga, F.; Montavani, M.; Hervé, M. 1976. Edades Rb-Sr neopaleozoicas del basamento cristali-  
lino de la Cordillera de Nahuelbuta. *In Congreso Geológico Chileno, No. 1, Actas*, Vol. 2, p. F-16-F-26. Santiago.
- Hervé, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in southern Chile. *Episodes*, Vol. 11, No. 3, p. 183-188.
- Hervé, F.; Pankhurst, R.J.; Brook, M.; Alfaro, G.; Frutos, J.; Miller, H.; Schira, W.; Amstutz, G. 1990. Rb-Sr and Sm-Nd data from some massive sulfide occurrences in the metamorphic basement of south-central Chile. *In Stratabound Ore Deposits in the Andes* (Fontboté, L.; Amstutz, G.; Cardoso, M.; Cedillo, E.; Frutos, J.; editors.), *Springer-Verlag*, p. 221-228. Berlin.
- Hervé, F.; Aguirre, L.; Godoy, E.; Massone, H.; Morata, D.; Pankhurst, R.J.; Ramirez, E.; Sepúlveda, V.; Willner, A. 1998. Nuevos antecedentes acerca de la edad y las condiciones P-T de los complejos metamórficos de Aysén, Chile. *In Congreso Latinoamericano de Geología, No. 10, Actas, y Congreso Nacional de Geología Económica, No. 6, Vol. 2*, p. 134-137.
- Hervé, H.; Prior, D.; López, G.; Ramos, V.; Rapalini, A.; Thomson, S.; Lacassie, J.; Fanning, M. 1999. Mesozoic blueschists from Diego de Almagro, Southern Chile. *In South American Symposium on Isotope Geology, No. 2, Actas*, Vol. 1, p. 318-321. Río de Janeiro.
- Hervé, F.; Fanning, C.M. 2001. Late Triassic detrital zircons in meta-turbidites of the Chonos Metamorphic Complex, southern Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 28, No. 1, p. 91-104.
- Hufmann, L.; Massonne, H. 2000. Ancient arc/back-arc and N-Morb volcanics incorporated in the late palaeozoic/early mesozoic metamorphic complex of the coastal Cordillera de Chiloé, Southern Central Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 9, Actas*, Vol. 2, p. 738-741. Puerto Varas.
- Illies, H. 1960. Geologie der Gegend von Valdivia (Chile). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, Vol. 111, p. 30-110. Stuttgart.
- Illies, H. 1970. Geología de los alrededores de Valdivia y Volcanismo y Tectónica en márgenes del Pacífico de Chile Meridional. *Universidad Austral, Instituto de Geología y Geografía*, 64 p. Valdivia.
- Kato, T. 1985. Pre-Andean orogenesis in the Coast Range of central Chile. *Geological Society of America, Bulletin*, Vol. 96, p. 918-924.
- Kato, T.; Godoy, E. 1995. Petrogenesis and tectonic significance of Late Paleozoic coarse-crystalline blueschist and amphibolite boulders in the Coastal Range of Chile. *International Geology Review*, Vol. 37, p. 992-1006.
- Kato, T.; Godoy, E.; McDonough, M.; Duhart, P.; Martín, M.; Sharp, W. 1997. Un modelo preliminar de deformación transpresional mesozoica y gran desplazamiento hacia el norte de parte de la serie occidental, complejo acrecionario (38°S a 43°S), Cordillera de la Costa, Chile. *In Congreso Geológico Chileno, No. 8, Actas*, Vol. 1, p. 98-102. Antofagasta.
- Martín, M.; Kato, T.; Rodríguez, C.; Godoy, E.; Duhart, P.;

- McDonough, M.; Campos, A. 1999. Evolution of late Paleozoic accretionary complex and overlying forearc-magmatic arc, south-central Chile (38°-41°S): Constraints for the tectonic setting along the southwestern margin of Gondwana. *Tectonics*, Vol. 18, No. 4, p. 582-605.
- Massonne, H.; Hervé, F.; Medenbach, O.; Muñoz, V.; Willner, A. 1998. Zussmanite in ferruginous meta-sediments from Southern-Central Chile. *Mineralogical Magazine*, Vol. 62, No. 6, p. 869-876.
- Massonne, H.; Hervé, F.; Muñoz, V.; Willner, A. 1996. New petrological results on high-pressure, low-temperature metamorphism of the Upper Paleozoic basement of Central Chile. In *Symposium International Sur la Géodynamique Andine*, No. 3, Actas, p. 783-785. Saint-Malo.
- McDonough, M.; Ugalde, H.; Duhart, P.; Crignola, P. 1997a. Nuevos antecedentes estructurales de la Cordillera de la Costa y el adyacente Valle Central en la parte norte de Xª Región, Chile: su relación con el patrón magnético. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 1, p. 169-172. Antofagasta.
- McDonough, M.; Duhart, P.; Crignola, P. 1997b. Naturaleza del alzamiento del basamento costero y la apertura de la cuenca Osorno-Llanquihue, Xª Región: nuevos antecedentes sísmicos y observaciones de terreno. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 1, p. 164-168. Antofagasta.
- McDonough, M.; Duhart, P.; Ugalde, H.; Van der Velden, A.; Villeneuve, M.; Martín, M.; Herrero, C.; Cook, F. In press. Accretionary tectonics and forearc basin evolution on the southwestern margin of Gondwana, southern Chile: implications of new crustal seismic and geochronological results. *Tectonics*.
- Munizaga, F.; Hervé, F.; Drake, R.; Pankhurst, R.J.; Brook, M.; Snelling, N. 1988. Geochronology of the Lake Region of South-Central Chile (39°-42°S): preliminary results. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 1, No. 3, p. 309-316.
- Muñoz, J. 1997. Sistemas estructurales cenozoicos en la Región de los Lagos de Chile: Interpretación de Lineamientos en Imagen Radarsat. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 1, p. 190-194. Antofagasta.
- Peri, M.; Rivera, S. 1991. Mineralización aurífera en Ramón, Valdivia, Región de Los Lagos, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 6, Actas, Vol. 1, p. 166-168. Viña del Mar.
- Rabbia, O.; Hernández, L.; Miller, H.; Alfaro, G. 1997. Química mineral de la asociación Turmalina-Cr, Mica Cr, Cromita, Cuarzo, presente en el Basamento Metamórfico del Centro-Sur de Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 2, p. 1468-1472. Antofagasta.
- Renne, P.R.; Deino, A.L.; Walter, R.C.; Turrin, B.D.; Swischer, C.C.; Becker, T.A.; Curtis, G.H.; Sharp, W.D.; Jaouin, A.R. 1994. Intercalibration of astronomical and radioisotopic time. *Geology*, Vol. 22, p. 783-786.
- Roddick, J.C. 1988. The assessment of errors in <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar dating. In *Radiogenic Age and Isotopic Studies: Report 2. Geological Survey of Canada, Special Paper 88-2*, p. 3-8.
- Schmitz, M.D.; Bowring, S.A. 2001. U-Pb zircon and titanite systematics of the Fish Canyon Tuff: an assessment of high-precision U-Pb geochronology and its application to young volcanic rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Vol. 65, No. 15, p. 2581-2597.
- Söllner, F.; Alfaro, G.; Miller, H. 2000. A carboniferous-permian meta-ignimbrite from Coastal Cordillera West of Puerto Montt, Los Lagos Region, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 9, Actas, Vol. 2, p. 764-769. Puerto Varas.
- Stacey, J.S.; Kramers, J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 26, p. 207-221.
- Steiger, R.H.; Jäger, E. 1977. Subcommittee on Geochronology: Convention on the use of decay constants in geo and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 36, p. 359-362.
- Ugalde, H.; Yañez, G.; Muñoz, J. 1997. Dominios magnéticos en la Región de Los Lagos, 39°-42°S, Chile. In *Congreso Geológico Chileno*, No. 8, Actas, Vol. 1, p. 287-290. Antofagasta.
- Willner, A.; Hervé, F.; Massonne, H. 2000. Mineral chemistry pressure-temperature evolution of two contrasting high-pressure-low-temperature belts in the Chonos Archipiélago, Southern Chile. *Journal of Petrology*, Vol. 41, No. 3, p. 309-330.
- York, D. 1969. Least squares fitting of a straight line with correlated errors. *Earth and Planetary Science Letters*, Vol. 5, p. 320-324.

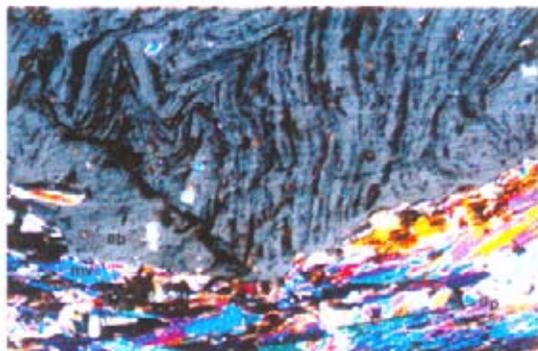
**LAMINA 1**

## LAMINA 1

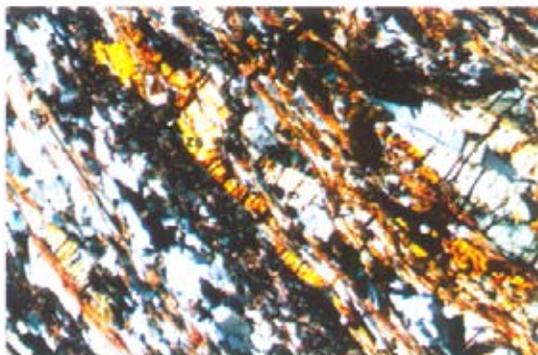
## Figuras

- A Microfotografía de esquistos pelíticos (XK-0203). Se observa porfiroblasto de albita (ab) con inclusiones grafiticas microplegadas (S,?), hacia los bordes se observa muscovita (mv) definiendo la foliación principal (Sp) (4X, n+).
- B Microfotografía de esquistos pelíticos ricos en hierro (XQ-0167). Se observa zussmanita (zs) paralela a la foliación principal (Sp), granos de cuarzo y delgadas fibras de stilpnomelano (10X, n+).
- C Fotografía de afloramiento de esquistos máficos con probables estructuras relictas tipo lavas almohadilladas en el sector costero de Valdivia (Curiñanco). Estas se observan aboudinadas y envueltas por la foliación principal.
- D Microfotografía de esquistos máficos (XQ-0150). Se observan cristales tabulares relictos de anfíbolos azules (az) paralelos a la foliación principal (Sp), además de clorita y cuarzo (10X, n//).
- E Microfotografía de esquistos ricos en fuchsite (fh) (XK-0248). Se observan cristales tabulares en varias direcciones (4X, n+).
- F Microfotografía de ultramilonita (XO-0082). Se observan porfiroclastos de cuarzo y albita elongados según la dirección de la foliación milonítica (Sm), en una matriz de muscovita-clorita. La foliación milonítica se encuentra plegada generando una incipiente crenulación (10X, n+).

LAMINA 1



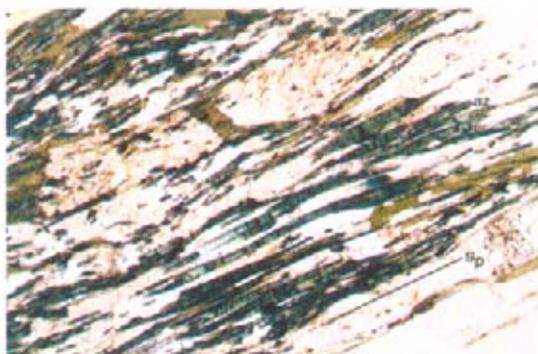
A



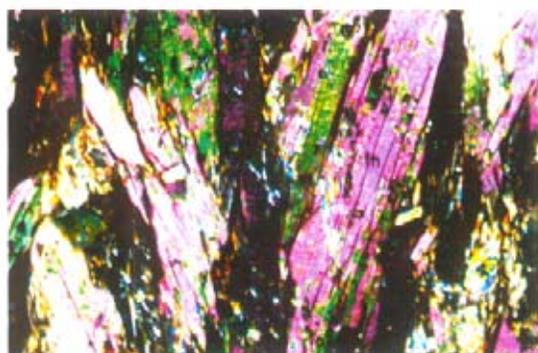
B



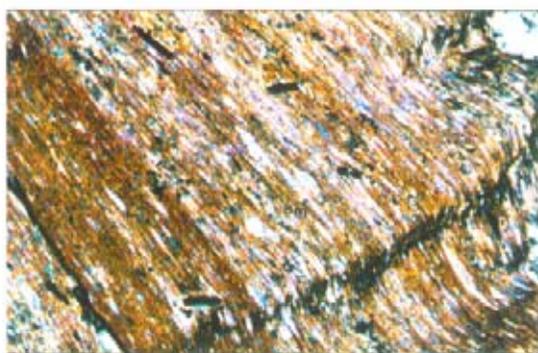
C



D



E



F

## APENDICE: PROTOCOLOS ANALITICOS

### K-Ar

Los minerales separados para análisis K-Ar en el Laboratorio de Geocronología del Servicio Nacional de Geología y Minería, Chile, estuvieron cercanos al 100 % de pureza. La biotita y muscovita se recibieron en la malla 60/80 y la anfíbola en la malla 80/120. En el caso de roca total, se analizó la malla 60/80 y, con el fin de obtener una homogeneidad entre lo que fue enviado a determinación de K y lo que se usó para determinar el Ar radiogénico, fueron pasadas por un cuarteador, utilizándose las dos últimas separaciones, una para cada uno de los análisis.

La muestra a analizar fue introducida en un crisol de molibdeno y colgada dentro de una línea de ultra alto vacío de vidrio Pyrex, la cual se colocó en calefacción a una temperatura de 300°C por un período de 13 a 15 horas, obteniéndose, finalmente, un nivel de vacío adecuado ( $10^{-6}$  Torr). La muestra fue fundida mediante un horno de inducción de radiofrecuencia y los gases purificados mediante ceolitas, Cu, óxido de Cu y Ti. Finalmente, los gases nobles que quedaron de la limpieza fueron colectados y analizados mediante espectrometría de masas.

El volumen de  $^{40}\text{Ar}$  radiogénico se determinó mediante dilución isotópica adicionando un trazador enriquecido en  $^{39}\text{Ar}$ . Para la cuantificación de las masas y razones isotópicas se utilizó un espectrómetro de masas AEI (KRATOS), modelo MS-10S de campo magnético fijo de 1,8 kG de  $180^\circ$  y 5 cm de radio de análisis de muestra, operado en modo estático.

Las constantes utilizadas corresponden a las adoptadas por la Subcomisión de Geocronología del 25° Congreso de Internacional de Geología y, posteriormente, publicadas por Steiger y Jäger (1977):

$$\begin{aligned} \lambda (^{40}\text{K}_{\beta}) &= 4,962 \times 10^{-10} \text{ x años}^{-1} \\ \lambda (^{40}\text{K}_{\alpha}) + \lambda (^{40}\text{K}_{\beta}) &= 0,581 \times 10^{-10} \text{ x años}^{-1} \\ \text{Abundancia isotópica } ^{40}\text{K} &= 0,01167 \text{ átomos \%} \\ \text{Razón atmosférica } ^{40}\text{Ar} / ^{36}\text{Ar} &= 295,5 \end{aligned}$$

El análisis químico de K se realizó por triplicado en un espectrómetro de absorción atómica en su modo de emisión, con estándar interno de litio.

### $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$

Las separaciones manuales de minerales fueron introducidas en un recipiente de aluminio con un cristal único de sanidina de la toba 'Fish Canyon' ( $28,03 \pm 0,1$  Ma, Renne *et al.*, 1994), como monitor de flujo, y dispuestas en recipientes de aluminio de 40 x 19 mm. Las separaciones fueron irradiadas por 8 horas en el reactor de investigación de la Universidad de McMaster con una carga rápida de neutrones de aproximadamente  $3 \times 10^{16}$  neutrones/cm<sup>2</sup>. Después de la irradiación, fueron realizados experimentos de calentamiento por etapas con láser en el laboratorio del Servicio Geológico de Canadá. Cada muestra fue separada en dos alícuotas e introducidas en una plancha de cobre con celdas de 1,5 mm de diámetro por 4 mm de profundidad. Cada alícuota incluyó delgadas láminas de muscovita de aproximadamente 3-5,5 mm de diámetro y fragmentos de hornblenda de 10-12,5 mm de diámetro. La plancha fue sometida a vacío en una cámara cubierta con una ventana de Zn-Se. Esta ventana es transparente al rayo de un Merchantek MIR-10, el cual está equipado con un láser de 10W de lente plano con un campo de 2x2 mm, permitiendo siempre el calentamiento de todos los granos dentro del agujero de la plancha. El láser fue incrementado etapa por etapa desde 2 a 20 W con etapas mínimas de 0,1% del poder del láser, imitando cualitativamente el incremento de temperatura de un horno tradicional. El gas liberado fue limpiado por equilibrio pasivo del gas con 3 SAES NP-10 de mezcla T707 a 400°C y también un enfriador de pelets SAES mezcla 201 por 2-5 minutos. Los gases purificados fueron analizados con un espectrómetro de masas VG3600, un espectrómetro de masas magnético con equipo de geometría extendida 60 equipado con un colector Faraday y multiplicador de electrones. La señal en esta última fue medida a través de una resistencia de  $1 \times 10^9$  ohm, con un resultado de ganancia, relativo al Faraday, de aproximadamente 50. Aunque la sensibilidad del multiplicador es ganancia dependiente, fue estimada en  $1.900 \times 10^{-9}$  cm<sup>3</sup> STP/V. Las razones isotópicas fueron corregidas con una computadora en línea por fraccionamiento de masas, sensibilidad del espectrómetro de masas, blancos, reacciones de interferencia de K y Ca y decaimiento por la radiación.

En los diagramas de espectro de edad de las muestras procesadas, usando la técnica de horno de calentamiento

por etapas, la edad aparente de cada etapa de calentamiento se ploteó contra la fracción de  $^{39}\text{Ar}$  liberada sobre el experimento completo. En los diagramas de espectro de edad de las muestras analizadas por la técnica de láser  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ , la edad aparente  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  de cada etapa de calentamiento fue ploteada contra la cantidad acumulada de  $^{39}\text{Ar}$  liberado, definiendo así un espectro de edad para cada muestra. Inicialmente, cada alícuota de una muestra fue tratada como un análisis separado de calentamiento por etapas, con procedimiento de reducción de datos para cada alícuota siguiendo a Roddick (1988). En la mayoría de los casos las dos alícuotas dieron edades idénticas (dentro del error) y los datos son combinados y tratados como un único análisis de calentamiento por etapas. Los análisis de errores se hicieron según Roddick (1988) y York (1969). La determinación final de edad incluye el error en el factor de medida  $J$  ( $\pm 0,5\%$ ) como está descrito en Roddick (1988). El error en la edad del monitor no está incluido en el análisis final de error.

**Muestra XQ-0007**, evidencia una pérdida menor de Ar en las etapas iniciales de la alícuota A, pero la reproducibilidad de cuatro etapas (dos de cada alícuota) sugiere que la edad de  $232 \pm 3$  Ma es correcta. Una pequeña etapa con una edad aparente menor en la alícuota A y una etapa de alta temperatura de la alícuota B con la edad aparente más alta, son posiblemente el resultado de contaminación en la muestra o un error analítico debido a la pequeña cantidad de gas total.

**Muestra XQ-0117**, espectro relativamente plano que da una edad estimada confiable de  $228,8 \pm 3,8$  Ma.

**Muestra XQ-0036**, espectro plano, dentro del error, con una determinación de edad relativamente sólida de  $275,5 \pm 3,5$  Ma.

**Muestra XQ-0055**, la alícuota B consiste de etapas con edades no reproducibles en las etapas de alta temperatura, posiblemente indicando inclusiones. La mejor estimación de edad proviene de las tres etapas reproducibles, los dos más altos de la alícuota A y la etapa de más baja temperatura de la alícuota B, que da una edad de  $175,2 \pm 2,5$  Ma no muy confiable.

**Muestra XQ-0074**, sólo una alícuota fue analizada y no se obtuvo una edad 'plateau', además, hay indicaciones de pérdida de Ar en las etapas iniciales. Así, la etapa de más alta temperatura y de edad más antigua, 234 Ma, puede ser considerada como la edad mínima estimada.

**Muestra XK-0154**, entregó pequeñas cantidades de gas debido al pequeño tamaño de la muestra. Sin embargo, presenta edades reproducibles en las porciones de alta temperatura del espectro. Así, la edad combinada de estas etapas, dos de la alícuota A y uno de la alícuota B, indica que la edad de  $241 \pm 3$  Ma puede ser representativa de la edad de cierre de argón en muscovita.

**Muestra XK-0173**, la pequeña cantidad de gas en la primera alícuota, acompañada por la no reproducibilidad de las etapas de alta temperatura, indica que puede haber ocurrido un disturbio diferencial del sistema de argón dependiendo del tamaño de grano. La gran cantidad de gas en la alícuota B sugirió que la edad aparente de la fracción de gas de alta temperatura, que también contiene el volumen de gas liberado, de  $255 \pm 4$  Ma, es probablemente una edad mínima. El hecho de que la mayor parte del gas apareció en estas etapas impide determinar si ésta representa un verdadero 'plateau'.

**Muestra XO-0129**, evidencia una pérdida menor de argón en la segunda alícuota, pero un buen 'plateau' en la alícuota A está de acuerdo con las etapas de alta temperatura de la alícuota B en una edad de  $243 \pm 3$  Ma.

**Muestra XK-0165**, hay una indicación de una pérdida menor de argón en las dos primeras etapas, reproducible entre las dos alícuotas. Igualmente, las edades 'plateaux' están de acuerdo entre las alícuotas y forman la porción mayor de gas liberado. Así, la edad de  $247,8 \pm 2,6$  Ma es confiable.

**Muestra XQ-0129**, el pequeño tamaño de la muestra resultó en una pobre calidad de análisis. La mejor estimación de la edad de  $63 \pm 1$  Ma proviene del gas liberado de la alícuota A, aunque no está de acuerdo con ninguna otra etapa y, sugiere, que esta edad debe ser usada con precaución en la aplicación a un proceso geológico.

**Muestra XQ-0138**, aunque contiene poca cantidad de gas, la concordancia entre la edad de fusión total de la alícuota B y la etapa de alta temperatura de la alícuota A, junto con la mayor porción de gas liberado en esta alícuota, da confiabilidad a la edad de  $236,1 \pm 2,8$  Ma.

**Muestra XQ-0159**, esta muestra entregó pequeña cantidad de gas y la edad no se reproduce entre las etapas. El volumen de gas se concentró en la etapa medio-alto de la alícuota A y representa la mejor etapa sobre la base de la calidad analítica. Esta etapa considera una edad mínima estimada de 245 Ma.

**Muestra XQ-0163 (biotita)**, presenta reproducibilidad en las dos etapas de la alícuota B y en la primera etapa de la alícuota A, que indican una edad de  $64 \pm 3$  Ma. El error es de alrededor de cinco veces mayor que el que normalmente

se espera, debido al gran error en las etapas individuales, originado por pequeña cantidad de gas en cada etapa. La significativa diferencia con muscovita indica un completo reseteo del sistema biotita, pero no de muscovita.

**Muestra XQ-0163 (muscovita)**, buena reproducibilidad entre el volumen de gas en cada alícuota, que resulta en una edad bien definida de  $243,3 \pm 3,5$  Ma.

**Muestra XO-0058**, muy pequeña cantidad de gas. La mejor estimación de la edad es dada por la edad de fusión total derivada de la alícuota B, de  $271 \pm 5$  Ma, pero esta debe ser usada con precaución.

**Muestra XO-0112**, la no reproducibilidad de etapas, dentro y entre las alícuotas, sugiere que esta muestra es no homogénea y que, probablemente, tuvo disturbios diferenciales de Ar. Así, la alícuota B indica una edad mínima de alrededor de 250 Ma, pero esto es altamente supuesto y no da confiabilidad a la edad.

---