

CARACTERIZACIÓN DEL BASAMENTO METAMÓRFICO EN EL EXTREMO ORIENTAL DEL BRAZO HUEMUL, PROVINCIA DE NEUQUÉN

María Florencia GARGIULO

Departamento de Ciencias Geológicas, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. UBA, Ciudad Universitaria, Pab.2, C.P. 1428 Núñez, Buenos Aires, Argentina. E-mail: florenciagargiulo@gmail.com

RESUMEN

El objetivo de este trabajo es caracterizar los afloramientos del basamento metamórfico situados en el extremo oriental del Brazo Huemul del lago Nahuel Huapi. En este sector se describe por primera vez su litología en detalle, su estructura y metamorfismo. Se los clasifica como paragneises protomiloníticos y se los asigna al Complejo Colohuincul. Su estructura está principalmente representada por una faja de cizalla frágil-dúctil cuya orientación más importante es en sentido N14°O coincidiendo con lineamientos regionales del área. Si bien no se han realizado estudios cinemáticos de dicha faja, de acuerdo con las relaciones observadas en el campo entre las diferentes unidades, se la ha interpretado como una zona de falla inversa de alto ángulo (74° al SO), que pone en contacto tectónico a las rocas del basamento metamórfico con las rocas volcánicas/volcanoclásticas de la Formación Ventana. De acuerdo a la asociación de minerales presente (cuarzo – clorita – biotita – granate (almandino?) – albita) fue posible determinar un protolito sedimentario pelítico sometido a metamorfismo regional en condiciones correspondientes a la facies de esquistos verdes de alta temperatura (zona de biotita-granate).

Palabras claves: *Basamento metamórfico; Complejo Colohuincul; zona de cizalla; deformación frágil-dúctil; facies de esquistos verdes.*

ABSTRACT. *Characterization of metamorphic basement in the eastern part of Brazo Huemul, province of Neuquén.*

This paper describes for the first time in the study area the lithology, structure and different metamorphic events that have affected the basement in the eastern margin of Brazo Huemul of Nahuel Huapi Lake. These rocks have been classified as protomylonitic paragneisses and they were correlated to the Colohuincul Complex. A brittle – ductile shear zone with an orientation of N14°W (similar to the regional trend) has been interpreted as a deep angle reverse fault (74° SW), that put metamorphic basement rocks in tectonic contact with volcanic/volcaniclastic rocks from Ventana Formation. In agreement with the mineral assemblages observed (quartz – chlorite – biotite – garnet (almandine) – albite) it was possible to determine a sedimentary pelitic protolith that was affected by regional metamorphism under high temperature green schist facies (biotite – garnet zone) conditions.

Keywords: *Metamorphic basement; Colohuincul Complex; shear zone; brittle – ductile deformation; green schist facies.*

INTRODUCCIÓN

Los afloramientos del basamento metamórfico que se estudian en este trabajo se encuentran situados en el sector oriental del Brazo Huemul del Lago Nahuel Huapi, en el extremo sur de la provincia de Neuquén (Fig. 1), correspondiendo al segmento norte de la provincia geológica de la Cordillera

Patagónica Septentrional (Ramos 1999). Dicho basamento es conocido en esta región como Complejo Colohuincul (Dalla Salda *et al.* 1991a).

Los resultados que aquí se exponen, fueron obtenidos a través del estudio mineralógico y petrográfico de las rocas aflorantes en dicho sector durante el trabajo final de licenciatura de la autora (Gargiulo 2005).

Dentro de la zona de trabajo, el basamento metamórfico está caracterizado por litología de estructura gnéssica a la que se superponen procesos de intensa deformación dinámica correspondientes a la facies de esquistos verdes, conformando una faja de cizalla frágil-dúctil cuya orientación más importante es en sentido N14°O (Gargiulo 2005) coincidiendo con los linea-

mientos regionales del área propuestos por Coira *et al.* (1975) y Ramos (1978). De acuerdo con las relaciones estratigráficas observadas en el campo entre las unidades aflorantes en el área de estudio, dicha zona de cizalla se interpreta como una zona de falla inversa de alto ángulo (74° al SO) que permite la exposición del basamento en este sector.

Metodología

El mapa geológico del área de estudio (Fig. 1) fue realizado mediante fotointerpretación de la zona a través de fotogramas a escala 1: 60.000 facilitadas por el Laboratorio de Fotogrametría del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), a la que se suma la información obtenida durante el relevamiento de campo y la recopilación cartográfica, principalmente, de los trabajos de González Bonorino (1979), González Díaz (1978) y Giacosa *et al.* (2000), que permitieron completar la geología de los lugares a los que no se pudo acceder. Sin embargo, muchos de los contactos entre las unidades mapeadas como así también el trazado de las estructuras han sido inferidos debido a que están ocultos por la espesa cubierta boscosa o a su difícil acceso. Para las diferentes unidades aflorantes se ha empleado la denominación más reciente que es la utilizada por Giacosa *et al.* (2000).

Para el estudio petrográfico y mineralógico se tomaron muestras representativas de la unidad de interés y sobre este material se hicieron secciones delgadas para realizar el análisis óptico que permitió identificar y describir las diferentes texturas, estructuras y especies minerales, como así también, definir la secuencia de cristalización y las relaciones entre las asociaciones de minerales reconocidas. A partir de estas asociaciones encontradas se caracterizó la evolución metamórfica y los procesos sobrepuestos.

ANTECEDENTES Y MARCO GEOLOGICO REGIONAL

El basamento de la región está constituido por rocas metamórficas de grado medio a alto con subordinada migmatización y rocas ígneas intensamente deformadas (Dalla

Salda *et al.* 1991a) estudiadas inicialmente por Feruglio (1941), quien las agrupó en la unidad "esquistos cristalinos". Este autor describió micacitas, cuarcitas moscovíticas, esquistos nodulosos con granate, gneises graníticos, esquistos sericíticos, cuarcíferos y anfibolitas. Trabajos posteriores fueron realizados en la región por González Bonorino (1946), Turner (1965), Greco (1975); González Díaz y Valvano (1978); González Bonorino (1979); González Díaz y Nullo (1980), Vattuone (1988 y 1990), Dalla Salda *et al.* (1991a y b, 1994), Varela *et al.* (1991 y 2005), entre otros. Dalla Salda *et al.* (1991a) propusieron la denominación de Complejo Colohuincul para estas rocas metamórficas, basados en su estructura, petrología, geoquímica y geocronología, que les permitieron correlacionar los terrenos metamórficos de la Cordillera Patagónica Septentrional en Neuquén y Río Negro. Este complejo está representado por esquistos, gneises, cuarcitas, anfibolitas y migmatitas, en los que se emplazan cuerpos menores de composiciones tonalíticas y granodioríticas con características geoquímicas metaluminosas. Anteriormente, Digregorio y Uliana (1980) correlacionaron estas rocas con aquellas del basamento ígneo-metamórfico en el sector extrandino correspondientes a la Formación Cushamen (Volkheimer 1964) y la Formación Mamil Choique (Ravazzoli y Sesana 1977). Dalla Salda *et al.* (1994) propusieron la denominación de Complejo Río Chico para reunir ambas formaciones. Regionalmente, se verifica que el basamento cristalino aflora en forma saltuaria, conformando grandes bloques (Ramos 1978). De acuerdo con Dalla Salda *et al.* (1991a) la estructura general de la región consiste en la repetición de una serie de bloques limitados por fallas inversas de rumbo ONO y N, con planos inclinados tanto al E como al O. Ellos describen también algunas superficies menores de fracturación subhorizontal relacionadas con clivaje de fractura en rocas del basamento, que marcan pequeños corrimientos.

En cuanto a la edad del Complejo Colohuincul, Feruglio (1941) y González Bonorino (1944) lo asignaron al Precámbrico. Posteriormente, González Bonorino (1970, en González Díaz 1978) recalca la

similitud del basamento cristalino del lago Nahuel Huapi con aquellas rocas del basamento cristalino de las provincias chilenas de Arauco y Concepción y propuso que la depositación de estas rocas aconteció durante el Devónico o Carbonífero (análisis isotópico de 340 Ma), en tanto que el metamorfismo soportado habría ocurrido durante el Pérmico. Para Dessanti (1972), en cambio, estas rocas son semejantes a las que conforman el basamento de la Cordillera Frontal en Mendoza y de la Cordillera de la Costa chilena, considerándolas del Paleozoico (pre-Carbonífero). En 1976, González Díaz (en González Díaz 1978) observó la presencia de migmatitas graníticas, de aspecto "cuasi-granítico" en la costa del lago Nahuel Huapi (Estancia Santa María), en ocasiones afectadas por cataclasis aparentemente vinculadas al plutonismo cretácico. Por otro lado, Valvano (1976) menciona metamorfitas pre-cretácicas afines en la cuenca del río Minero, en las cercanías de Villa Traful, al norte del área de estudio. Más tarde, González Bonorino (1979) las asigna al Paleozoico superior, pre-Carbonífero, a partir de su correlación con la Formación Panguipulli (Aguirre y Levy 1964). Dalla Salda *et al.* (1991a) datan en 727 ± 48 Ma al principal evento metamórfico que da origen a la foliación penetrativa del Complejo Colohuincul, a partir de una isócrona Rb/Sr y correlacionan esta edad con aquella obtenida por Parica (1986) de 714 ± 10 Ma, con las obtenidas por Linares *et al.* (1988) de 615 ± 26 Ma y 630 ± 25 Ma y con las de Dalla Salda *et al.* (1991b) de 860 ± 23 Ma, para los afloramientos del basamento en la Cordillera Nordpatagónica de Neuquén y Río Negro. A fines de la década del noventa, Basei *et al.* (1999) y Varela *et al.* (1999) realizaron estudios isotópicos sobre rocas del basamento e indicaron importantes procesos magmáticos y deformacionales que afectaron a las mismas durante el Carbonífero, tanto en el sector andino (Complejo Colohuincul), como en el extrandino (Formaciones Cushamen y Mamil Choique). Las edades de cristalización obtenidas por estos autores mediante el método U/Pb son paleozoicas superiores y están comprendidas entre los 345 y 269 Ma. Dataciones K/Ar de las mismas muestras dieron edad pérmica

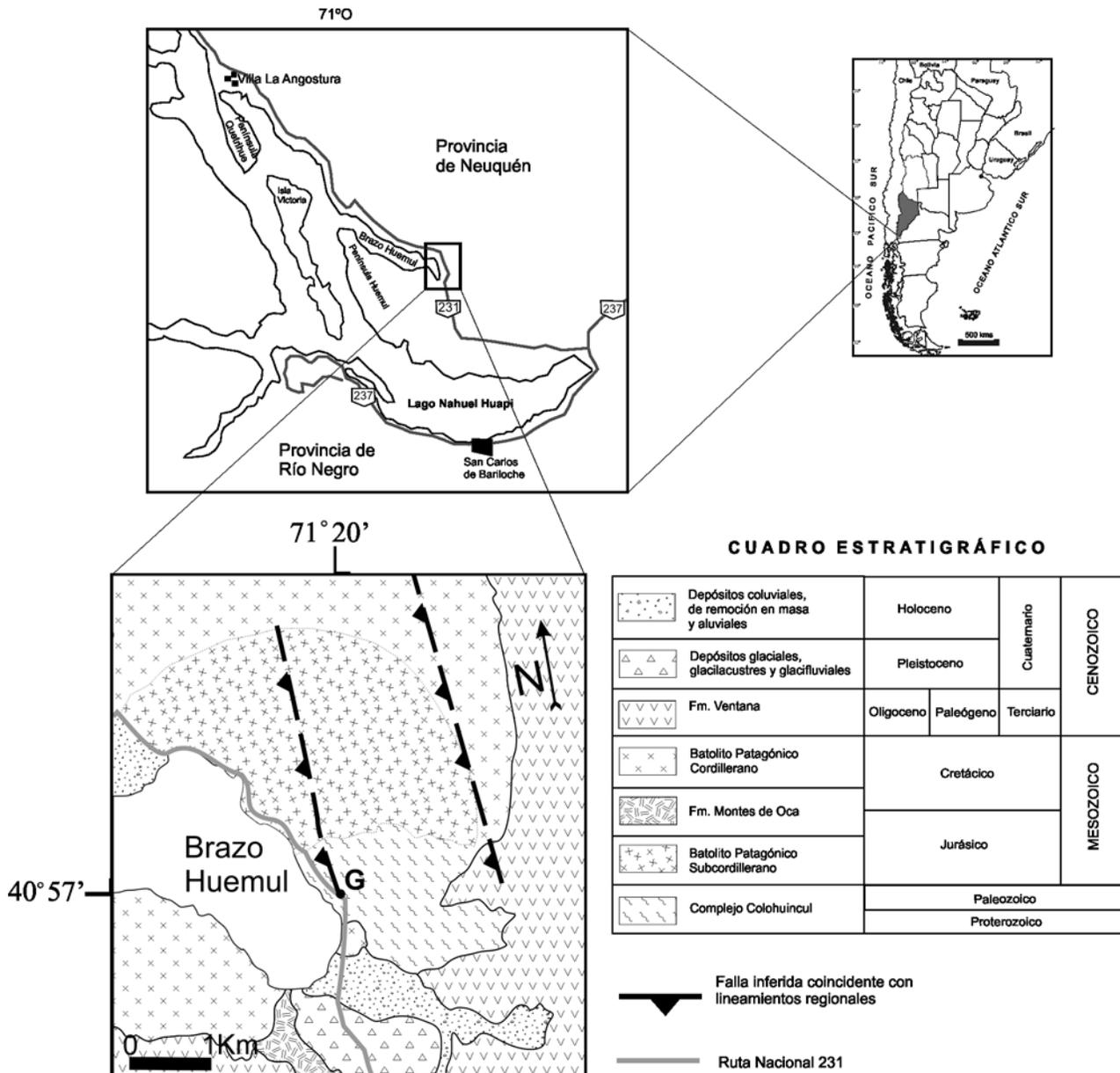


Figura 1: Mapa de ubicación y mapa geológico con cuadro estratigráfico del área de estudio. La letra G indica el afloramiento del basamento metamórfico estudiado en este trabajo.

superior – triásica, con valores entre 230 y 260 Ma, que fueron interpretados como edades de enfriamiento posiblemente asociado a un ascenso tectónico regional (Basei *et al.* 1999, Varela *et al.* 1999). Finalmente, dichos investigadores observaron que el protolito presentaba edades modelo entre 1400 y 1200 Ma, obtenidas mediante el método Sm/Nd y que fueron interpretadas

por ellos como indicadores de importantes procesos durante la formación de la corteza de este sector de la Patagonia durante el Mesoproterozoico. Recientemente, Varela *et al.* (2005) realizaron nuevas dataciones radiométricas sobre rocas del basamento metamórfico de la zona de San Martín de los Andes y Río Collon Curá y obtuvieron edades U/Pb sobre circones de tonalitas y gra-

nitos deformados del Complejo Colohuincul con valores de 420 Ma a 380 Ma (Devónico). Para esas mismas rocas las edades K/Ar en biotita varían entre 375 Ma y 310 Ma indicando el pico metamórfico. Efectos de rejuvenecimiento en edades K/Ar del basamento, debido al calentamiento relacionado con el magmatismo jurásico de la zona, provocaron la apertura

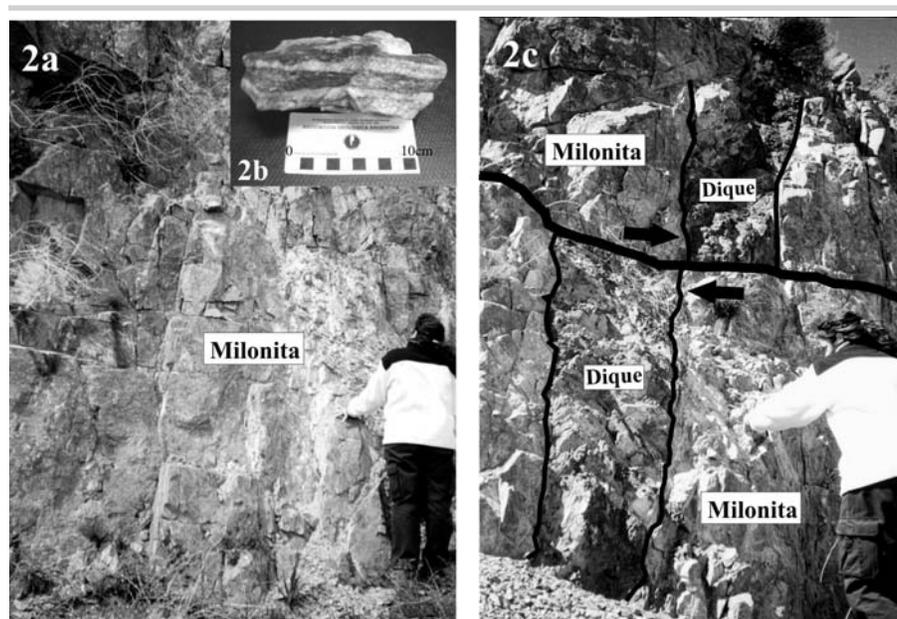


Figura 2: Afloramiento G: a) Faja de cizalla frágil - dúctil en el basamento metamórfico del Complejo Colohuincul. (Foto tomada en dirección este). b) Paragneis protomilonítico: muestra de mano. c) Dique de la Formación Ventana, que atraviesa a las rocas del basamento y se encuentra desplazado por falla subhorizontal (vista tomada en dirección este).

del sistema isotópico en biotitas (187 Ma y 169 Ma) de esquistos. Por otro lado, Varela *et al.* (2005) correlacionaron tentativamente las edades U/Pb devónicas con la actividad tectono-magmática chánica del oeste de la Precordillera y Cordillera Frontal, en San Juan y Mendoza.

En resumen, de acuerdo con los resultados más recientes publicados por Varela *et al.* (2005) estas rocas representan un basamento devónico (Complejo Colohuincul) - pérmico (Formación Mamil Choique), que de acuerdo con Ramos (2000) fue remobilizado durante la orogenia gondwánica. Posteriormente, fueron intruidas por granitoides mesozoicos correspondientes tanto al batolito patagónico subcordillerano como al batolito patagónico cordillerano (Gordon y Ort 1993), atravesadas y parcialmente cubiertas por las volcanitas paleógenas de la Formación Ventana (González Bonorino 1973).

BREVE ESTRATIGRAFÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

En el área estudiada (Fig. 1) se han reconocido rocas metamórficas pre-mesozoicas homologables a las del Complejo Colohuincul intruidas por granitoides de

probable edad jurásica que Gargiulo (2005 y 2006) correlaciona con el batolito patagónico subcordillerano y por granitoides del batolito patagónico cordillerano de edad cretácica. Un hiato importante separa a estas rocas de las volcanitas paleógenas de la Formación Ventana. Otro hiato queda establecido en la columna estratigráfica, entre todas estas rocas y los depósitos glaciarios cuaternarios. Completan la estratigrafía de este sector los depósitos coluviales, de remoción en masa y aluviales cuaternarios.

CARACTERIZACIÓN DEL COMPLEJO COLOHUINCUL EN EL ÁREA DE ESTUDIO

Dentro de la zona de trabajo, el basamento metamórfico correspondiente al Complejo Colohuincul aflora en el extremo este del Brazo Huemul y está representado por el punto G (Fig. 1). Este afloramiento posee aproximadamente tres metros de alto y 300 m de ancho. Es de color gris claro (Fig. 2a) y posee estructura gnéisica (Fig. 2b) definida por bandas paralelas de color gris, alternadas con otras de color blanco compuestas principalmente por cuarzo. Dicho bandeamiento posee inclinación subvertical

(74° al NO) y rumbo N14°O. Con esta misma actitud se distinguen además, superficies de espejo de falla y pátinas de epidoto localizadas.

Como se describirá más adelante, se observa que a la textura gnéisica de la roca se sobreimponen procesos de intensa deformación dentro del campo perteneciente a la facies de Esquistos Verdes, que definen una faja de cizalla frágil-dúctil de rumbo N14°O (Gargiulo 2005). Cabe destacar, que la actitud de dicha faja coincide con la dirección del lineamiento regional principal (N15°O) atribuido por Coira *et al.* (1975) al sistema de Comallo.

El gneis está intruido por un cuerpo plutónico de textura granosa mediana, intensamente meteorizado, diaclasado y atravesado por venillas de zeolitas blancas y rosadas. Cerca del contacto entre el basamento y el intrusivo se observa brechamiento en el granitoide y bordeando al cuerpo gnéisico es frecuente observar zonas de fracturas de hasta 10 cm de potencia donde se generan clastos muy angulosos cementados por agregados muy finos de zeolitas blancas. Dichas zonas de fracturas son de dirección N62°E, tienen inclinación variable entre 66° y 83° al NO y han sido consideradas por Gargiulo (2005) como brechas de falla cementada por zeolitas. Estas zonas de deformación evidencian que, en algunos sectores, el contacto entre ambas unidades ha sido modificado por la tectónica posterior a la intrusión del plutón.

Se observa, además, la presencia de diques de la Formación Ventana (Gargiulo 2005 y 2006) de color castaño-rosado y composición basandesítica, con potencias que varían entre 10 cm y un metro, que atraviesan tanto al cuerpo gnéisico como al granitoide. Poseen dirección N71°E e inclinación de 62° al NO y están desplazados por fallas subhorizontales (Fig. 2c) de dirección N10°E e inclinación de 13° al E. También se distinguen otros diques con rumbo N26°E e inclinación de 82° al SE que no están afectados por estas fallas subhorizontales. Los diques de la Formación Ventana no han sido marcados en el mapa de la figura 1 debido a que, en planta, se encuentran cubiertos por derrubio o quedan enmascarados por la exuberante vegetación de la zona, por lo cual no se puede distinguir su

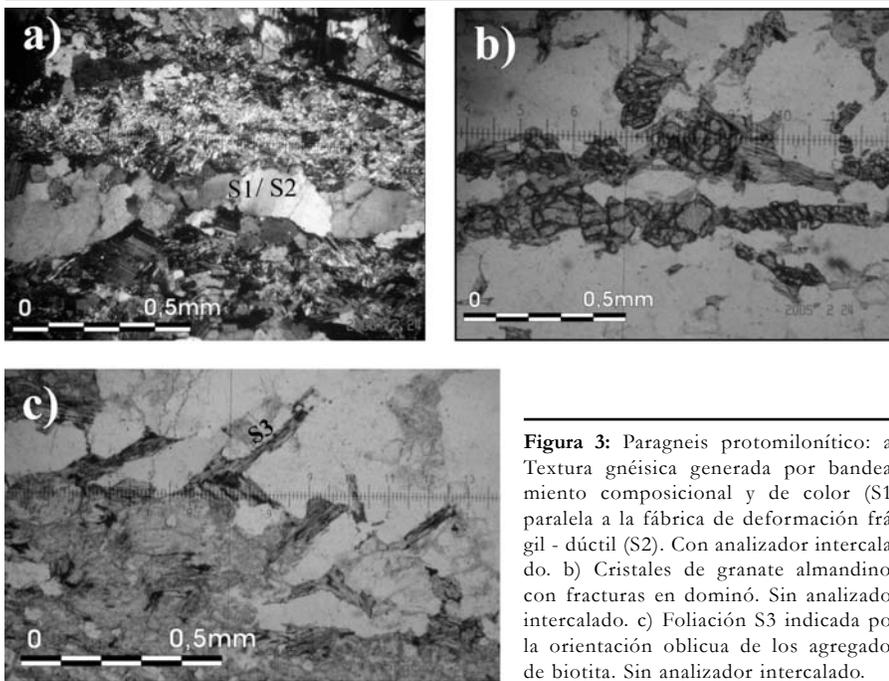


Figura 3: Paragneis protomilonítico: a) Textura gnéisica generada por bandeamiento composicional y de color (S1) paralela a la fábrica de deformación frágil - dúctil (S2). Con analizador intercalado. b) Cristales de granate almandino? con fracturas en dominó. Sin analizador intercalado. c) Foliación S3 indicada por la orientación oblicua de los agregados de biotita. Sin analizador intercalado.

traza, quedando expuestos solamente en los afloramientos situados en el corte de la ruta nacional 231.

De este modo, el basamento metamórfico del sector estudiado se encuentra espacialmente relacionado con granitoides mesozoicos de los batolitos patagónicos y está atravesado, a su vez por diques basandesíticos de la Formación Ventana.

Gneis

Roca de estructura anisótropa planar, penetrativa, representada por bandeamiento composicional y de color, que conforma textura gnéisica integrada por bandas claras y oscuras alternadas (S1) (Fig. 2b). Las bandas claras son de textura granoblástica y están constituidas principalmente por cristales de cuarzo con escasas inclusiones idiomorfas de circón y apatita. En menor proporción, se observan cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas y otros cristales subordinados de feldespato sin maclas. En dichas bandas se distingue, además, la presencia de cristales de granate castaño-rosados, que están muy fracturados, aplastados, rodeados por agregados de biotita parcialmente cloritizada, que permiten inferir su composición rica en hierro (almandino?). Las bandas oscuras son de textura lepidoblastica

y están integradas por agregados laminares de biotita castaño-rojiza con pleocroísmo que varía hasta amarillo pálido. Éstas se encuentran parcial o totalmente reemplazadas por clorita, albita y óxidos de hierro entre los planos de clivaje. Ocasionalmente se han identificado individuos con agujas de rutilo desarrollando textura sagenítica. Acompañan a la biotita, agregados fibrosos a pulverulentos de sericita. Paralela a la fábrica planar gnéisica se superpone la foliación (S2) evidenciada, principalmente, por formación de porfiroblastos de cuarzo con formas de huso (Fig. 3a) o cintas, que se disponen paralelos al bandeamiento gnéisico y en los que se observa desarrollo localizado de subgranos y extinción en mortero. Cabe destacar también, el desarrollo de fracturas en dominó en los individuos de granate (Fig. 3b), cristales de plagioclasa con maclas polisintéticas deformadas y extinción en abanico y otros cristales de feldespatos con extinción inhomogénea. A su vez, se distingue un 30% de matriz conformada por microgramos de cuarzo, feldespato, biotita y sericita.

Finalmente, se reconoce una foliación S3 evidenciada por la disposición oblicua de los agregados de biotita de las bandas féminas (Fig. 3c). Esta foliación presenta disposición general escalonada y con direcciones

conjugadas que permiten definir una estructura local de tipo extensional, de menor intensidad y con componentes oblicuas al bandeamiento de la roca.

Clasificación: De acuerdo a la asociación de minerales presentes en la roca (cuarzo + biotita + clorita + granate (almandino?) + albita) y a la textura bandeada es posible determinar un protolito sedimentario pelítico, por lo cual la roca se clasifica como un paragneis. A su vez, considerando las numerosas evidencias de deformación observadas, se ha considerado conveniente utilizar la clasificación de McClay (1987), en donde de acuerdo al porcentaje de matriz generada por la deformación (< 30%), la roca se nombra como una protomilonita. De esta manera, uniendo ambas nomenclaturas, la roca queda definida como un *paragneis protomilonítico*.

Brecha de falla

Roca de textura brechosa (Fig. 4a) compuesta por 30% de clastos angulares o eventualmente en forma de huso y 70% de matriz. Los clastos angulosos son los más abundantes y son de milonitas. Los clastos con forma de huso corresponden a agregados de cuarzo con formación de microgranos acintados que poseen similar orientación cristalográfica (Fig. 4b) evidenciando deformación plástica. A su vez, en los contornos de los clastos se distinguen agregados de esmectitas y grumos finos de limonitas y óxidos de hierro.

La matriz está constituida por un agregado fino principalmente de albita y cuarzo en mosaico, con laumontita (Gargiulo 2005) y grumos de epidoto subordinados. Ocasionalmente, se distinguen también, cristales de zeolitas de mayor desarrollo que forman individuos lentiformes con extinción inhomogénea. También se distinguen lentes y cintas de agregados fibrosos de cloritas sl. y agregados fibrosos radiales de esmectitas, que se diferencian de las anteriores por su color de birrefringencia, siendo las esmectitas de color verde amarillento mientras que los agregados de clorita son azul anómalo. Intersticialmente en la matriz se disponen agregados fibrosos finos de esmectita-arcillas verde-amarillentas, nidos de sericita, óxidos de hierro y limonitas.

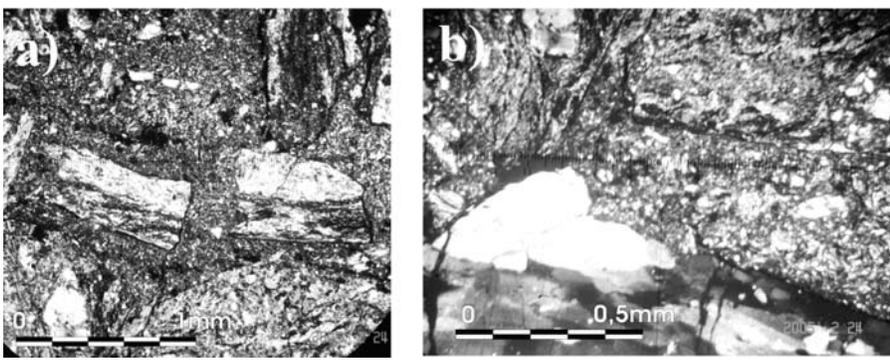


Figura 4: Textura brechosa con matriz de albita, cuarzo y zeolitas: a) Clastos angulosos del gneis. Con analizador intercalado. b) Brecha con clastos angulosos del gneis y agregados de cuarzo acintados. Con analizador intercalado para mostrar la orientación óptica de los subgranos de cuarzo.

Existen, además, venillas con crustificación asimétrica dada por bandas paralelas de clorita, minerales opacos y de zeolitas.

Asociaciones de minerales observadas

En el paragneis protomilonítico: cuarzo – clorita – biotita – granate (almandino?) – albita. En la Brecha de falla es posible identificar dos asociaciones de minerales: (1) cuarzo + albita + laumontita + epidoto + clorita sl. + minerales opacos, que se encuentra como material constituyente de la matriz de la brecha y como relleno de las venillas que atraviesan a la roca y (2) esmectitas + sericita + óxidos de hierro + limonitas, que tiene desarrollo incipiente y se encuentra en los contornos de los clastos y subordinadamente en la matriz donde se disponen de manera intersticial.

DISCUSIÓN

Paragneis protomilonítico

Los cristales fragmentados de granate se encuentran entre porfiroblastos de cuarzo por lo cual no es posible reconocer evidencias de rotación sino simplemente aplastamiento y fracturación con cierta componente de cizalla evidenciada por las estructuras en dominó observadas.

De acuerdo a la asociación de minerales presentes (cuarzo – clorita – biotita – granate (almandino?) – albita) fue posible determinar un protolito sedimentario pelítico sometido a metamorfismo regional en condiciones correspondientes a la facies esquis-

tos verdes de alta temperatura (zona de biotita-granate) a unos 450°C aproximadamente y entre 2 y 4 Kb (Yardley 1989), que da origen a la estructura gnéisica (S1). Este episodio puede correlacionarse con el descripto por Dalla Salda *et al.* (1991a) como M2.

Dentro de las condiciones de P y T de la facies Esquistos Verdes se produjeron, a su vez, los diferentes procesos de deformación observados. El primero da lugar a deformación frágil-dúctil (S2) con cierta componente de cizalla paralela al bandeamiento gnéisico y, posteriormente, se superpone otro evento deformativo (S3) cuyo diseño escalonado y direcciones conjugadas definen una estructura local de tipo extensional, de menor intensidad y con componentes oblicuas al bandeamiento de la roca. La relación que existe entre la estructura gnéisica (S1), la foliación paralela a ella (S2) y las zonas de cizalla extensional conjugadas (S3), hablan de una deformación progresiva.

Brecha de falla

Los clastos angulares son producto del fracturamiento tensional (deformación frágil distensiva), ya que poseen composición similar a la del gneis de la roca de caja (pero muestran deformación con textura de fluición desarrollada previamente a la fracturación que les da origen). Estos clastos angulosos están alineados sin mostrar deformación por desplazamiento. Por otro lado, los clastos lentiformes con agregados de cuarzo acintados, evidencian deformación dentro de un régimen cuasiplástico (Sibson 1977), en el cual, el cuarzo absorbe la deformación por

plasticidad cristalina. El material ligante parece ser de relleno y actúa como cemento de estructura masiva (isótropa).

Debido a la dualidad de fenómenos presentes en los clastos de la roca, se ha interpretado que el proceso distensivo es el que generó el brechamiento de la roca de caja y produjo el espacio ocupado posteriormente por el material ligante, (que es, en parte, producto de la alteración hidrotermal sufrida por la roca). Dicho proceso de brechamiento pudo haber estado acompañado por una componente de deformación dentro del campo de transición frágil-dúctil, que es el que deforma a los agregados de cuarzo (mineral muy sensible a la deformación).

De acuerdo a las asociaciones de minerales establecidas y a los rasgos antes mencionados es posible diferenciar, por lo menos, tres eventos en la siguiente secuencia temporal:

- 1) Brechamiento tensional.
 - 2) Asociación (1): Alteración propilítica en el sentido de Pirajno (1992).
 - 3) Asociación (2): Alteración incipiente filica-argílica en el sentido de Gilbert y Park (1986).
- Si bien en el área de estudio como en los sectores aledaños se han encontrado asociaciones de minerales indicadores de metamorfismo de muy bajo grado en facies de Zeolitas, en el sentido de Liou *et al.* (1985), en rocas tales como granitoides de los batolitos patagónicos y en volcanitas de la Formación Ventana (Latorre y Vattuone 1994, Vattuone y Latorre 1996, Vattuone *et al.* 1999, Vattuone *et al.* 2001a y b, Depine *et al.* 2003, Gargiulo 2005 y 2006) es necesario tener en cuenta que, de acuerdo con Pirajno (1992), la asociación (1) puede ser también característica de una alteración de tipo propilítica. Esta similitud generada por un proceso y otro dificulta el análisis discriminado de cada uno, puesto que ambos poseen temperatura y paragénesis similares (Utada 2001).

Si consideramos que la asociación (1) constituye la matriz de una brecha de falla, se evidencia la participación de fluidos canalizados en dicha estructura, debido a que la asociación se encuentra rellenando espacios abiertos y restringida a la zona de falla que afecta al basamento, es por eso que se considera más apropiado pensar que el paso de fluidos fue responsable de su generación. En este sentido, Pirajno (1992) observa que

las estructuras mayores tales como fallas, zonas de cizalla y corrimientos son probablemente los canales más importantes que concentran la circulación de los fluidos hidrotermales. Teniendo en cuenta que, en este caso, los minerales generados por metamorfismo y por precipitación a partir de fluidos son similares, se sugiere que la composición de estos últimos debió estar condicionada por las rocas que percolaron. La presencia de zeolitas cálcicas (laumontita) y filosilicatos de hierro y magnesio insinúan que estos cationes fueron incorporados al fluido mediante la lixiviación de las rocas ígneas aledañas.

Por otro lado, la infiltración de aguas meteóricas en el sistema genera el avance del metasomatismo de hidrógeno, esto produce la desestabilización de los feldespatos y las micas dando lugar al crecimiento de nuevas fases minerales (estadio filico) acompañado del aumento de la oxidación. La evolución teórica y continua del sistema hidrotermal lleva a la generación progresiva de H^+ que da lugar al estadio argílico (Pirajno 1992); por lo cual, la asociación (2) puede interpretarse como producto de la acidificación póstuma de los fluidos circulantes.

Estructura general del basamento

Las rocas que afloran en el área de estudio llevan sobreimpuesta fuerte deformación frágil que, de acuerdo con las características reológicas de las litologías aflorantes, se refleja en la generación de conspicuos diaclasamientos y zonas de falla. A lo largo de los planos de diaclasas y fallas, eventualmente, se concentran los minerales de alteración estudiados. De esta manera, a partir de las actitudes medidas en el campo para las diferentes estructuras que afectan a las litologías, se trató de correlacionarlas con los lineamientos regionales propuestos por diversos autores y vincularlas de manera consistente con el marco estructural y tectónico regional.

Como se mencionó anteriormente, Coira *et al.* (1975) y Ramos (1978) destacaron la presencia de un lineamiento regional de rumbo $N15^{\circ}O$, consecuencia de líneas de debilidad cortical formadas durante las etapas de consolidación del basamento, a las cuales se le superponen las estructuras de rumbo

meridiano, consecuencia de los movimientos ándicos. Es llamativo o, más bien, cabe esperarse que, de todas las actitudes tomadas para las estructuras presentes en las rocas aflorantes en la zona de estudio, sólo la correspondiente a la zona de cizalla frágil-dúctil (paragneis protomilonítico), atribuida al basamento metamórfico del Complejo Colohuincul, sea la que coincide con el rumbo expresado por Ramos (1978) para las líneas de debilidad del basamento. Esto es consistente, también con lo afirmado en Coira *et al.* (1975) para los lineamientos regionales del Sistema de Comallo ($N15^{\circ}O$) que afectan al basamento del sector extrandino. De esta manera, se ha interpretado a esta zona de cizalla, como correspondiente a una zona de falla generada a partir de líneas de debilidad previas que afectan al basamento y que fueron reactivadas durante los sucesivos eventos deformativos en este sector, desde el comienzo del proceso de subducción de la losa oceánica (placa de Nazca) por debajo de la litósfera continental (placa sudamericana). Si consideramos, además, la relación estratigráfica entre los afloramientos del basamento en contacto con los granitoides mesozoicos hacia el oeste y con las volcanitas de la Formación Ventana hacia el este, sumado a que la inclinación del plano de falla en el afloramiento estudiado es de 74° hacia el SO, se puede interpretar a dicha estructura como una zona de falla inversa de alto ángulo que permitió la exposición en superficie de las rocas de basamento.

Por otro lado, cabe destacar que la actitud ($N14^{\circ}O$) de esta zona de falla es relativamente similar a la que muestran la extrapolación de la traza de los afloramientos del basamento en el sector comprendido entre el Brazo Huemul y el Lago Traful, lo cual es consistente con el hecho de que esta falla sea la que levanta al basamento.

Este mismo proceso de deformación del basamento se verifica en el sector situado al sur de la ciudad de San Carlos de Bariloche, mediante el corrimiento denominado Ventana-Catedral (Giacosa *et al.* 2000, Giacosa y Heredia 2004a y b), el cual también monta, a través de una falla inversa de rumbo aproximadamente N-S al basamento sobre las rocas volcánicas de la Formación Ventana.

Al norte del Lago Nahuel Huapi, como ya

lo señalaron González Bonorino y González Bonorino (1978), la Formación Ventana fue dislocada por movimientos esencialmente verticales.

CONCLUSIONES

Los afloramientos del basamento metamórfico situados en el extremo oriental del Brazo Huemul del lago Nahuel Huapi se homologaron con el Complejo Colohuincul.

Dichos afloramientos han sido descritos y caracterizados como paragneises protomiloníticos con asociaciones de minerales que evidencia metamorfismo regional en facies de Esquistos Verdes de alta temperatura (zona biotita-granate), posteriormente sometidos a eventos de deformación progresiva.

El metamorfismo regional pre-Jurásico alcanzó la facies de Esquistos Verdes de alta temperatura (zona biotita-granate) afectando solamente a las rocas del basamento.

Se determinó una zona de cizalla frágil-dúctil de rumbo $N14^{\circ}O$, que coincide con el lineamiento regional principal del Sistema de Comallo y que afecta a las rocas del basamento metamórfico del Complejo Colohuincul, mostrando inclinación de 74° al SO.

AGRADECIMIENTOS

Agradezco especialmente a la Dra. María Elena Vattuone por haberme dirigido y guiado durante mi Trabajo Final de Licenciatura a partir del cual se exponen algunos de los resultados obtenidos. También agradezco a la Dra. Silvia Japas por su invaluable colaboración, a los geólogos Marcelo Márquez y Raul Giacosa por las charlas que compartimos durante las etapas preliminares de este trabajo, al Dr. Ernesto Bjerg por su lectura crítica y a los señores árbitros cuyas correcciones y sugerencias permitieron enriquecer la calidad de esta publicación. El presente trabajo ha sido parcialmente financiado por los subsidios PIP CONICET N° 2244, UBACyT X041 y UBACyT W07.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aguirre, L. y Levy, B. 1964. Geología de la

- Cordillera de los Andes de las provincias de Cautín, Osorno y Llanquihue. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 17, 38 p., Santiago.
- Basci, M.A.S., Brito Neves, B.B., Varela, R., Teixeira, W., Siga Jr., O., Sato, A.M. y Cingolani, C.A. 1999. Isotopic dating on the crystalline basement rocks of the Bariloche region, Río Negro, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology 15-18.
- Coira, B.L., Nullo, F., Proserpio, C. y Ramos, V.A. 1975. Tectónica de basamento de la región occidental del Macizo Nordpatagónico (provincias de Río Negro y Chubut), República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 30(4): 361-383.
- Dalla Salda, L.H., Cingolani, C.A. y Varela, R. 1991a. El basamento cristalino de la región nordpatagónica de los lagos Gutiérrez, Mascardí y Guillermo, provincia de Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46(3-4): 263-276.
- Dalla Salda, L.H.; Cingolani, C.A. y Varela, R. 1991b. El basamento preandino ígneo-metamórfico de San Martín de los Andes, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 46(3-4): 223-234.
- Dalla Salda, L.H., Varela, R., Cingolani, C.A. y Aragón, E. 1994. The Río Chico Paleozoic Crystalline Complex and the evolution of Northern Patagonia. Journal of South American Earth Sciences 7(3): 1-10.
- Dessanti, R. 1972. Andes patagónicos septentrionales. En Turner, J.C.M. (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 655-688 p., Córdoba.
- Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En Leanza, A. (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032, Córdoba.
- Feruglio, E. 1941. Nota preliminar sobre la Hoja geológica San Carlos de Bariloche (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras 200: 27-64, Buenos Aires.
- Gargiulo, M.F. 2005. Geología de las rocas ígneas del sector austral de la sierra de Cuyín Manzano, Provincia de Neuquén. Determinación de asociaciones minerales secundarias y facies metamórficas. Trabajo Final de Licenciatura, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito) 200 p., Buenos Aires.
- Gargiulo, M.F. 2006. Facies metamórficas y edades relativas de las rocas del extremo oriental del Brazo Huemul, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 61 (2): 82-94.
- Giacosa, R.E., Heredia, N., Césari, C.O., Zubia, M., González, R. y Faroux, A. 2000. Descripción geológica de la Hoja 4172-IV, San Carlos de Bariloche, Provincias de Río Negro y Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 279: 1-227, Buenos Aires.
- Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2004a. Estructura de los Andes Nordpatagónicos en los cordones Piltriquitrón y Serrucho y en el valle de El Bolsón (41°30'– 42°00' S), Río Negro. Revista de la Asociación Geológica Argentina 59(1): 91-102.
- Giacosa, R.E. y Heredia, N. 2004b. Structure of the North Patagonian thick-skinned fold-and-thrust belt, Southern Central Andes, Argentina (41° – 42° S). Journal of South American Earth Sciences 18 (1): 61-72.
- Gilbert, J.M. y Park, J.R. 1986. The Geology of Ore Deposits. Freeman and Co., 750 p., New York.
- González Bonorino, F. 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja Geológica 41b Río Foyel (Río Negro). Boletín Dirección Nacional Minería e Hidrogeología, 56, 124 p., Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1946. Contribución a la Petrología del Noroeste de la Patagonia. Revista del Museo de La Plata (Nueva Serie), Sección Geología, 4: 1-89, La Plata.
- González Bonorino, F. 1973. Geología del área entre San Carlos de Bariloche y Lloa Lloa. Fundación Bariloche, Departamento de Recursos Naturales y Energía, Publicación 16 HGS-07 55 p., San Carlos de Bariloche.
- González Bonorino, F. 1979. Esquema de la evolución geológica de la Cordillera Nordpatagónica. Revista de la Asociación Geológica Argentina 34(3): 184-202.
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G. 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche: un estudio de las formaciones terciarias del Grupo Nahuel Huapi. Revista de la Asociación Geológica Argentina 33(3): 175-210.
- González Díaz, E.F. 1978. Estratigrafía del área de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°30' y 41° latitud sur (provincia del Neuquén). 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas. 1: 525-537.
- González Díaz, E.F. y Nullo, F. 1980. Cordillera Neuquina. En Leanza, A. (ed.) Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 1099-1147, Córdoba.
- González Díaz, E.F. y Valvano, J. 1978. Plutonitas graníticas cretácicas y neoterciarias entre el sector norte del lago Nahuel Huapi y el lago Trafal (provincia del Neuquén). 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 227-242.
- Gordon, A. y Ort, M. 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 4: 120-127.
- Greco, R. 1975. Descripción Geológica de la Hoja 40a Cerro Tronador. Servicio Geológico Nacional (inédito), Buenos Aires.
- Latorre, C.O. y Vattuone, M.E. 1994. Estilbita y clinoptilolita en la Serie Andesítica, La Angostura, Neuquén. 2ª Reunión de Mineralogía y Metalogenia. Universidad Nacional de la Plata, Instituto de Recursos Minerales, Publicación 3: 183-189, La Plata.
- Linares, E., Cagnoni, M.C., Do Campo, M. y Ostera, H.A. 1988. Geochronology of metamorphic and eruptive rocks of south-eastern Neuquén and northwestern Río Negro Provinces, Argentine Republic. Journal of South American Earth Sciences 1 (1): 53-61.
- Liou, J., Maruyama, S. y Cho, M. 1985. Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. Mineralogical Magazine 49: 321-333.
- McClay, K. 1987. The mapping of geological structures. Geological Society of London, Handbook Series, 162 p., London.
- Parica, C.A. 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechulafquen, Provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 40(1-2): 201-205.
- Pirajno, F. 1992. Hydrothermal mineral deposits. Principles and fundamental concepts for the exploration geologist. Springer-Verlag, p. 709. Berlin.
- Ramos, V.A. 1978. Estructura. En: *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Relatorio 99-135.

- Ramos, V.A. 1999. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En Caminos, R. (ed.) Geología Regional Argentina, SEGEMAR, Anales 29(3): 41-96.
- Ramos, V.A. 2000. The Southern Central Andes. En Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomas Filho, A. y Campos, D.A. (eds.) Tectonic Evolution of South America. 31° International Geological Congress, 561-604, Río de Janeiro.
- Ravazzoli, I. y Sesana, F. 1977. Descripción Geológica de la Hoja 41c Río Chico. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Boletín 148 77 p. Buenos Aires.
- Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal Geological Society of London*, 133: 191-213, London.
- Turner, J.C. 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(2): 153-184.
- Utada, M. 2001. Zeolites in burial diagenesis and low-grade metamorphic rocks. En Bish L.D. y Ming D.W. (eds.) *Natural Zeolites: Occurrence properties and applications*. Mineralogical Society of America, *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 45:277-304.
- Valvano, J. 1976. Mapa geológico del sector oriental y sur del Lago Traful, Departamento Los Lagos, provincia de Neuquén. Trabajo Final de Licenciatura. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires (inédito) Buenos Aires.
- Varela, R., Dalla Salda, L., Cingolani, C.A. y Gómez, V. 1991. Estructura, petrología y geocronología del Basamento de la Región del Limay, Provincias de Río Negro y Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 18(2): 147-163.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Sato, A.M., Teixeira, W., Cingolani, C.A. y Siga Jr, O., 1999. Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo-Paso Flores, Río Negro, Argentina. 2° South American Symposium on Isotope Geology 148-151.
- Vattuone, M.E. 1988. Metamorfismo de baja presión en la Cordillera Neuquina. 5° Congreso Geológico Chileno, Actas 2(E): 31-45.
- Vattuone, M.E. 1990. Paragénesis mineral del metamorfismo en el área de Aluminé, Cordillera Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45(1-2): 107-119.
- Vattuone, M.E. y Latorre, C.O. 1996. Metamorfismo de muy bajo grado en rocas volcánicas de la Formación Ventana, San Martín de los Andes, Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 23: 187-200, Santiago.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O. y Leal, P.R. 2001a. Procesos de formación de paragénesis ceolíticas en el metamorfismo de muy bajo grado de las volcanitas paleógenas al sur de Confluencia, Neuquén, República Argentina. *Revista Geológica de Chile* 8(2): 209-228, Santiago.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O. y Leal, P.R. 2001b. Barrerita en metavolcanitas de Confluencia, Neuquén, Patagonia Argentina. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 24: 23-32.
- Vattuone, M.E., Latorre, C.O., Leal, P.R., Martínez, A. y Viviani, R. 1999. Calcosilicatos y filosilicatos de facies ceolitas y prehnita – pumpellyita en Pío Proto, Neuquén, Patagonia Argentina. *Boletín de la Sociedad Española de Mineralogía* 22: 185-197.
- Volkheimer, W. 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento de Cushman (Chubut) entre los paralelos 42° y 42°30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 19(2): 85-107.
- Yardley, B.W.D. 1989. *An Introduction to Metamorphic Petrology*. Longman 248 p., Harlow.

Recibido: 22 de julio, 2005

Aceptado: 14 de marzo, 2006