

# 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

Raúl E. GIACOSA<sup>1,2</sup> y Nemesio HEREDIA C.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Servicio Geológico y Minero Argentino - Instituto de Geología y Recursos Minerales. CC 38 B (9003)  
Comodoro Rivadavia, Chubut, Argentina.

<sup>2</sup>Departamento de Geología - Universidad Nacional de la Patagonia. Email: raulgiacosa@inforvia.com.ar

<sup>3</sup>Instituto Geológico y Minero de España. Parque Científico, Avda. Real 1, Edif. 1 - E-24006, León, España.  
Email: nheredia@jet.es

**RESUMEN.** La deformación compresiva cenozoica estructuró la vertiente argentina de los Andes Nordpatagónicos como una faja plegada y corrida con corrimientos de vergencia este y retrocorrimientos. El sector ubicado al oeste de 71° 15' O está caracterizado por la presencia de sistemas de retrocorrimientos, que en su interacción con los corrimientos vergentes hacia el este, conforman zonas triangulares. Los dos sistemas de retrocorrimientos más importantes estructuraron los cordones Piltriquitrón (2.284 m) y Serrucho (2.120 m) respectivamente. En el primero se reconocen tres retrocorrimientos importantes con zonas de intensa deformación, en tanto que la estructura del segundo consiste en al menos dos retrocorrimientos de rumbo norte que forman la gran escarpa occidental del cordón. Como consecuencia de la interacción entre corrimientos y retrocorrimientos, las sedimentitas del valle de El Bolsón se estructuraron como un gran sinclinal de arrastre de rumbo norte. En ambos casos estas estructuras exponen rocas igneo-metamórficas del basamento premesozoico. El diseño cartográfico sugiere el enraizamiento en profundidad de ambos sistemas con el corrimiento Ventana-Catedral, la estructura regional que limita los sectores oeste y este de la faja plegada y corrida. Se interpreta que la estructuración descrita podría representar en profundidad un modelo de zona triangular de piel gruesa, y que su localización estaría relacionada con la inversión tectónica cenozoica de fallas normales mesozoicas, las que controlaron la distribución paleogeográfica de los depósitos volcano-sedimentarios jurásicos de la región.

**Palabras clave:** *Andes Nordpatagónicos, tectónica, corrimientos, retrocorrimientos, Patagonia*

**ABSTRACT.** *Structure of the North Patagonian Andes in the Piltriquitrón and Serrucho ranges and in the El Bolsón valley (41°30'-42°00' S), Río Negro province.* The Cenozoic structure of the North Patagonian Andes of Argentina (41°- 42° S) is characterised by an E-verging imbricated fold and thrust belt with some important back-thrusts. The western sector (west of 71° 15' W) exhibits back-thrust systems that interact with the E-verging thrusts conforming triangular areas. There are two important back-thrust systems that have deformed both the Piltriquitrón (2,284 m) and Serrucho ranges (2,120 m). The first is composed of three W-verging thrusts with belts of intense deformation; the second system consists of at least two N-trending faults that form the great western scarp of the mountain range. As a consequence of the interaction with the E-verging thrusts, the Paleogene deposits of the El Bolsón valley have been deformed into a large N-trending drag-syncline. From a stratigraphical point of view, the back-thrust systems expose igneous and metamorphic rocks of the pre-Mesozoic basement. Their cartographic pattern suggests that both are branches of the Ventana - Cathedral thrust, a main structure that is the boundary between the western and the eastern sectors of the fold and thrust belt. It is proposed that the surface structure might represent a subsurface thick-skinned triangular zone, whose location is related to the Cenozoic tectonic inversion of normal faults formed during Mesozoic extensional regime, which controlled the palaeogeographic distribution of the Jurassic volcano-sedimentary deposits.

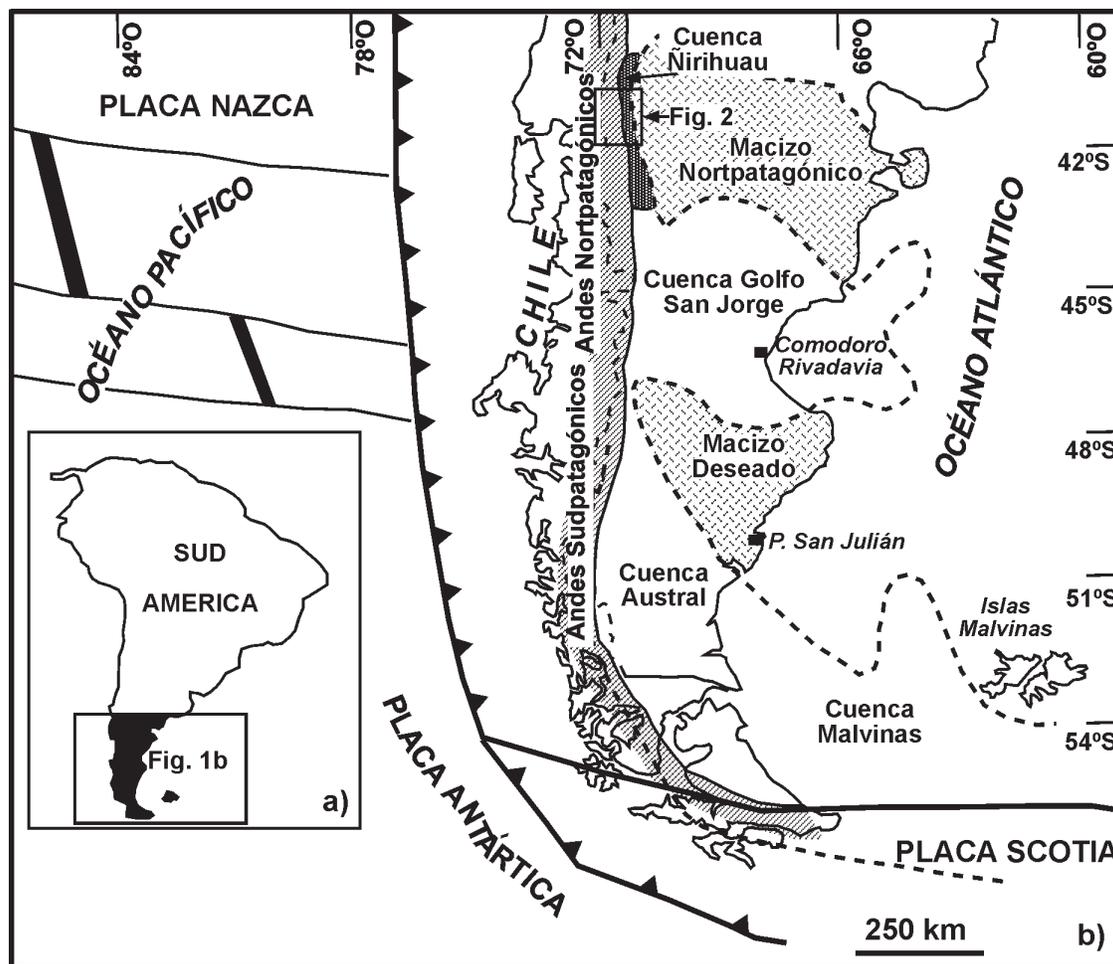
**Key words:** *Northpatagonian Andes, tectonics, thrusts, backthrusts, Patagonia*

## Introducción

El área del presente estudio está situada entre los 41° 30' - 42° 00' de latitud sur y los 71° 15' - 71° 40' de longitud oeste y se encuentra en el sector cordillerano de la provincia de Río Negro, dentro de los Andes Nordpatagónicos o Andes Patagónicos Septentrionales de la Argentina (Fig. 1). Este sector ubicado en la parte sur de los

Andes Centrales, se desarrolla a lo largo de más de 500 km de longitud entre los 40° y 45° S de latitud.

A ambos lados del eje cordillerano, la estructura cenozoica de los Andes Nordpatagónicos posee dos rasgos distintivos que la hacen interesante para su estudio y análisis. Al oeste, en territorio chileno, predominan desde el Cretácico deformaciones con desplazamientos latitudinales (Hervé 1994; Cembrano *et al.* 1996), mientras que



**Figura 1:** a, Ubicación relativa de la Patagonia en Sudamérica. b, Ubicación relativa de la región norte de los Andes Nordpatagónicas en la Argentina.

al este en la zona más alejada del borde de placa, los Andes alcanzan mayores alturas y se caracterizan por una estructuración en faja corrida y plegada (Giacosa y Heredia 2000).

Las rocas involucradas en la deformación de esta faja, así como la estructuración precenozoica, han permitido separar dos sectores con diferente comportamiento estructural: el sector oeste desarrollado sobre rocas del basamento pre-cenozoico y el sector este donde predominan deformaciones sobre sedimentitas y volcanitas cenozoicas (Giacosa y Heredia 1999). Las estructuras características del primero son corrimientos con vergencia este y retrocorrimientos que dan origen a un gran sinclinal por arrastre en las sedimentitas paleógenas, mientras que en el sector este predominan corrimientos con importantes fajas de pliegues y una cuña sedimentaria de subsuelo poco deformada, en el sector más externo.

Si bien el carácter compresivo de las principales estructuras de la región fue señalado por Feruglio (1947), González Bonorino (1944), Dessanti (1972) y González Bonorino y González Bonorino (1978) entre otros, corresponde a Ramos (1981) y Ramos y Cortés (1984) el reconocimiento en esta región, de una faja plegada y corrida

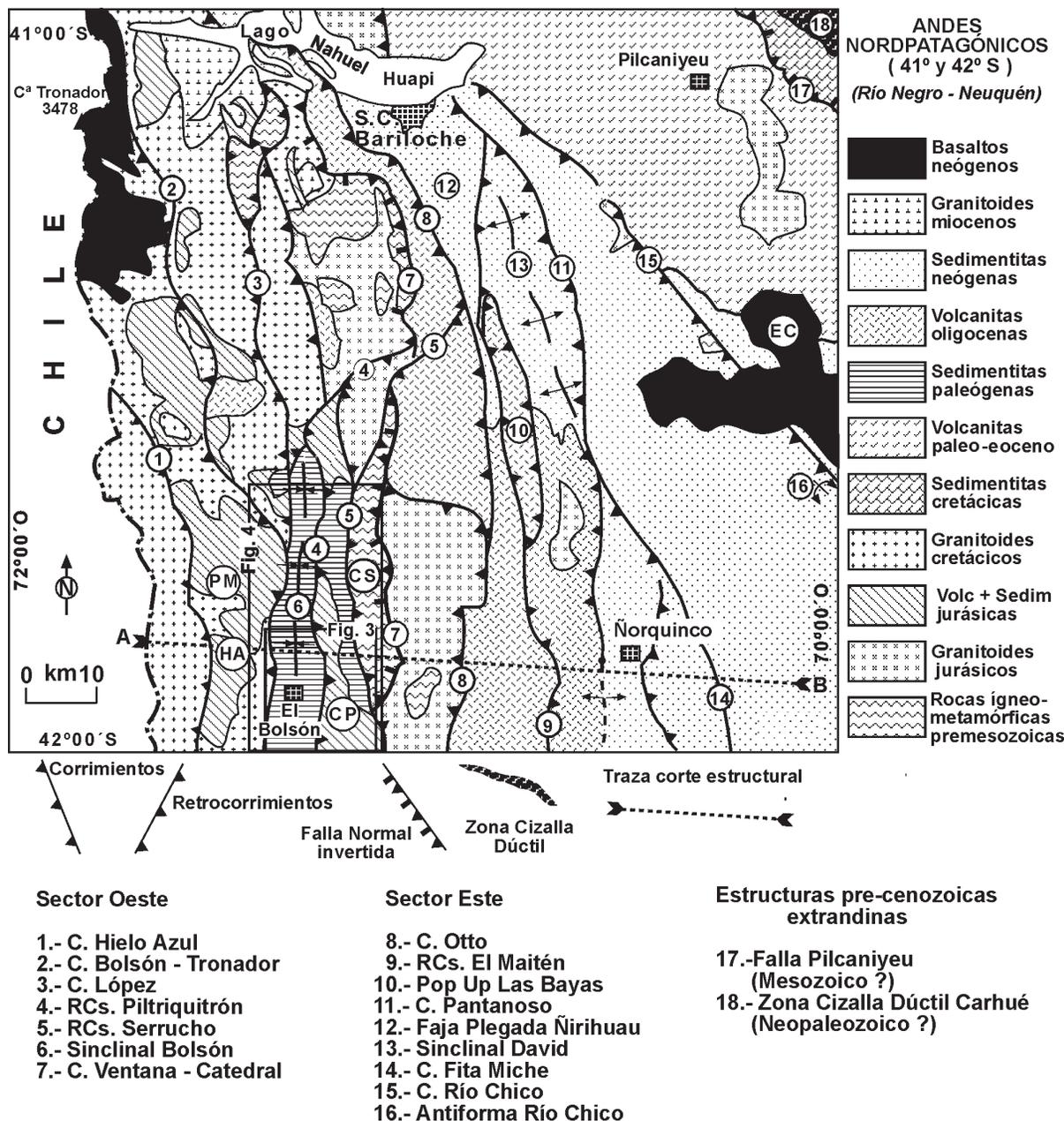
como estructura característica de este sector de los Andes.

Estudios de geología regional y estratigrafía del valle de El Bolsón y los cordones Piltriquitrón y Serrucho fueron abordados por González Bonorino (1944), González Díaz y Zubia (1980b), Diez y Zubia (1981), Giacosa *et al.* (2001).

Considerando que alguna de las estructuras más representativas del sector oeste se encuentran en el valle de El Bolsón y en los cordones Piltriquitrón y Serrucho, es objetivo de este trabajo describir sus principales características geométricas y discutir aspectos relacionados a la edad de la deformación, a la posible influencia de las estructuras precenozoicas en la estructura compresiva cenozoica y la influencia de fallas de desplazamiento lateral en la formación del valle de El Bolsón.

### Geología regional

El sector más característico de los Andes Nordpatagónicas de la Argentina se encuentra ubicado entre las localidades de San Carlos de Bariloche (41°S) y de Trevelín (43°S), en las provincias de Río Negro y de Chubut, res-



**Figura 2:** Mapa geológico y las principales estructuras del sector norte de los Andes Nordpatagónicos y Precordillera Nordpatagónica entre 41° y 42° S Región de San Carlos de Bariloche y El Bolsón. C: corrimiento, RCs: retrocorrimientos. Localidades citadas en el texto: CS Cordón Serrucho; CP Cordón Piltriquitrón; PM Cerro Perito Moreno; HA Cerro Hielo Azul; EC Escorial Chenqueniyeu. En recuadro la ubicación de las figuras 3 y 4 y con flechas la traza de la sección A-B de la figura 5a.

pectivamente. Desde el punto de vista orográfico se caracteriza por poseer alturas máximas promedio de 2.000 a 2.300 m, siendo su mayor altura el cerro Tronador, un edificio volcánico de 3.478 metros. La morfología de la región se encuentra muy influenciada por los procesos de agradación y erosión operados durante la glaciación plio-pleistocena, posteriormente acentuados a finales de la glaciación, por el cambio de pendiente regional de atlántica a pacífica.

Los rasgos distintivos de su estratigrafía son: a) un basamento ígneo-metamórfico premesozoico; b) la presen-

cia de importantes sucesiones volcano-sedimentarias y granitoides jurásicos; c) un amplio desarrollo del plutonismo cretácico; d) rocas andesíticas y basálticas paleógenas y e) una cuenca de antepaís terciaria, mayoritariamente continental.

La síntesis estratigráfica de la región entre San Carlos de Bariloche y El Bolsón (Giacosa *et al.* 2001), es la siguiente:

*Basamento premesozoico:* Los Andes entre los 41° y 42° S de latitud (Fig. 2) poseen un basamento de rocas metamórficas e ígneas de grado metamórfico medio a me-

dio-alto, desarrollado durante la orogenia gondwánica (Ramos 2000). En el sector andino las rocas corresponden al Complejo Colohuincul (Turner 1965) integrado por esquistos y gneises micáceos, ortogneises graníticos y dioríticos e intrusivos granodioríticos y tonalíticos tardioteotónicos. Análisis U/Pb and K/Ar muestran que magmatismo, metamorfismo y deformación dúctil ocurrieron durante el Paleozoico superior seguido por un levantamiento regional que podría haber alcanzado al Triásico (Basei *et al.* 1999). Hacia el este de la región andina sobre el borde oeste del Macizo Nordpatagónico, las rocas ígneo-metamórficas son asignadas a la Formación Cushamen (Volkheimer 1964). En esta unidad predominan esquistos y gneises micáceo-granatíferos, ortogneises graníticos y tonalíticos, pegmatitas graníticas y rocas metavolcánicas, entre otros (Giacosa y Heredia 2000; López de Lucchi *et al.* 2002; Márquez *et al.* 2002). Datos U/Pb y K/Ar indican actividad plutónica y deformación dúctil en el Carbonífero-Pérmico, seguido de procesos de enfriamiento probablemente asociados a levantamiento regional (Varela *et al.* 1999; Duhart *et al.* 2002).

**Mesozoico:** Las rocas mesozoicas se sitúan en una franja de 40 km de ancho al oeste del meridiano 71° 15' O. Corresponden a plutonitas graníticas del Jurásico inferior a medio, agrupadas en el "Batolito Patagónico Subcordillerano" (Gordon y Ort 1993). En la parte más alta de los cerros se preservan colgajos (*roof-pendants*) de un complejo volcánico y sedimentario del Jurásico inferior y medio caracterizado por la presencia de lavas y rocas piroclásticas andesíticas a riolíticas, con pelitas, areniscas, conglomerados y escasas calizas con invertebrados marinos del Liásico.

Sobre el sector más alto de la cordillera afloran extensas masas de rocas plutónicas calcoalcalinas del Cretácico inferior y superior, que constituyen parte del batolito nordpatagónico. Las rocas más abundantes son tonalitas y granodioritas con hornblenda y biotita, pórfidos graníticos y numerosos diques andesíticos y de pórfidos tonalíticos.

**Cenozoico:** El Cenozoico está caracterizado por la presencia mayoritaria de rocas volcánicas y sedimentarias y en menor medida por intrusivos graníticos (Fig. 2). Las rocas volcánicas más extendidas conforman dos cinturones de composición y edad diferente (Rapela *et al.* 1988); hacia el este y sobre el borde del antepaís cratónico, el cinturón de Pilcaniyeu del Paleoceno superior – Eoceno medio de signatura riolítica dominante. Hacia el oeste se ubica el cinturón de El Maitén de edad oligocena y de composición andesítica y basáltica, con intercalaciones sedimentarias continentales y marinas.

Las sedimentitas de la cuenca de antepaís terciaria se encuentran compartimentadas tectónicamente en varias subcuencas (Ramos 1981; Giacosa y Heredia 1999). La ubicada más hacia el oeste, alrededor de los 71° 30' O es la cuenca de El Bolsón, donde la Formación Mallín Ahogado y equivalentes de carácter marino-continental, presentan fósiles con edades desde el Eoceno medio hasta el Oligoceno inferior. Hacia el este están los mayores espesores sedimentarios en la cuenca de Ñirihuau-Collón Curá

(Cazau *et al.* 1989) con rocas continentales del Oligoceno superior-Mioceno superior (Formaciones Ñirihuau y Collón Curá y sus equivalentes).

Pequeños stocks graníticos miocenos afloran en la región del lago Nahuel Huapi. Rocas basálticas del Plioceno yacen como extensos flujos en la zona de transición hacia el antepaís; en la zona más interna de la cordillera, basalitos, conjuntamente con depósitos gruesos de abanicos aluviales integran el edificio volcánico del monte Tronador. La última actividad volcánica registrada con posterioridad a la glaciación plio-pleistocena, corresponde a aglomerados y tobas volcánicas ubicados unos kilómetros al sudeste del monte Tronador.

### Geología y estratigrafía de la región de estudio

La región del valle de El Bolsón está caracterizada por una depresión de orientación meridional, cuyo eje está ubicado sobre los 71° 30' O y que comienza a definirse al sur de la latitud de 41°30' S, en la zona de unión del río Villegas con el río Manso. Alcanza su menor altura (alrededor de 300 m), en el valle aluvial donde esta la localidad homónima. La depresión tiene un origen tectónico y se encuentra muy realzada geomorfológicamente por la intensa erosión y agradación de los glaciares plio-pleistocenos, a lo que debe sumarse la incisión actual que producen los ríos, luego del cambio regional de pendiente. Evidencias que marcan el nivel alcanzado por el hielo en la depresión, son los restos de terrazas *kame* ubicados entre las cotas de 700 y 800 m, sobre las laderas de los cerros Lindo y Piltriquitrón, al oeste y este del valle respectivamente (Giacosa *et al.* 2001).

El borde occidental de la depresión está formado por un grupo de cerros con alturas superiores a los 2.000 m, tales como el cerro Hielo Azul (2.248 m) y el cerro Alicia (2.204 m); el oriental, menos rectilíneo, está definido en su parte más angosta por la terminación norte del cordón Piltriquitrón (2.284 m) y hacia el norte por el cordón Serrucho, una serranía de unos 30 km de longitud con alturas superiores a los 2.000 metros.

Desde el punto de vista litológico pueden distinguirse tres asociaciones de rocas: rocas metamórficas e ígneas del basamento neopaleozoico, las plutonitas y volcanitas con sedimentitas marinas intercaladas del Mesozoico y las sedimentitas terciarias con intrusiones mesosilíceas (Fig. 3).

#### Rocas ígneo-metamórficas neopaleozoicas

Ortogneises dioríticos, anfíbolitas, gneises y esquistos micáceos y cuarzo-micáceos y ortogneises graníticos asignados al Complejo Colohuincul afloran extensamente en las montañas ubicadas en la margen oriental del valle de El Bolsón, donde integran la totalidad del cordón Serrucho (norte y sur), una serranía al este del río Ternero y una parte del faldeo oriental del cordón Piltriquitrón.

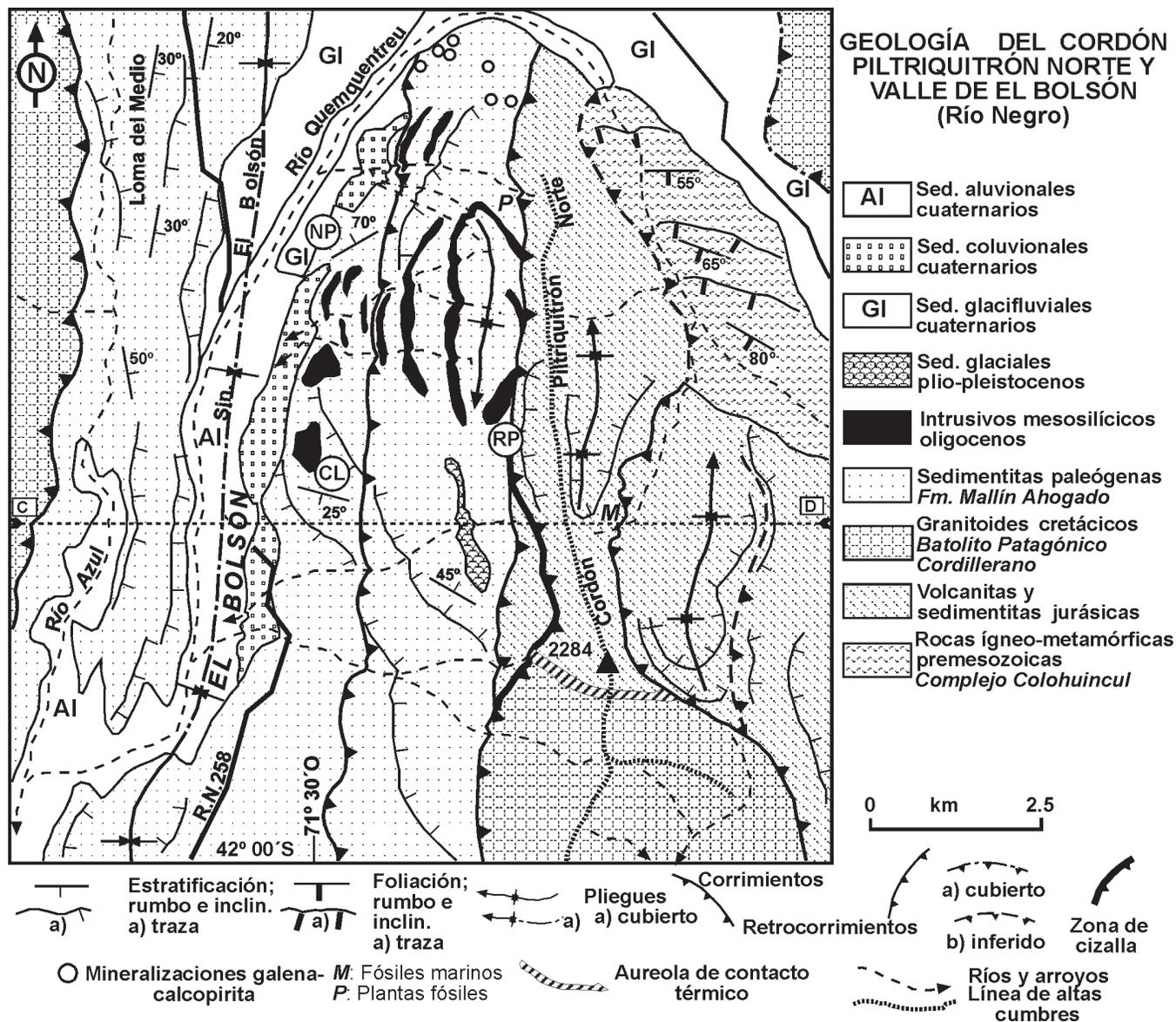


Figura 3: Mapa geológico del valle de El Bolsón y sector norte del cordón Piltriquitrón. Se encuentra señalada la traza de la sección estructural C-D de la figura 4. Localidades citadas en el texto: RP Refugio Club Andino Piltriquitrón; CL Cerro Lindo; NP Cascada Nahuel Pan.

En el cordón Serrucho las rocas más abundantes son gneises anfibólicos poco foliados, acompañados por anfibolitas de grano fino y micacitas gnésicas, intruidos por diques de spessartitas. De acuerdo a González Bonorino (1944), los gneises anfibólicos tienen composición diorítica y se caracterizan por una leve foliación, grano mediano a grueso, textura granoblástica y en su composición participan plagioclasa (An<sub>30</sub>), cuarzo, hornblenda, biotita y titanita, en tanto que las micacitas gnésicas poseen textura granoblástica y están formadas por plagioclasa (An<sub>35</sub>), cuarzo, biotita y moscovita.

Hacia el suroeste del cordón Serrucho Sur, un afloramiento de forma triangular que continúa por el faldeo oriental del cordón Piltriquitrón, está integrado en su parte norte por un ortogneis anfibólico bien foliado con xenolitos aplanados y anfibolitas de grano fino, ambos

intruidos por diques andesíticos. En su extremo sur que mira al río Terno afloran anfibolitas de grano fino que gradan a esquistos anfibólicos y sectores con ortogneises graníticos y esquistos cuarzo-biotíticos con venas leucocráticas plegadas (Giacosa *et al.* 2001).

Si bien estas rocas se correlacionan con los afloramientos de los lagos Gutiérrez, Mascardi y Guillermo asignados al Complejo Colohuincul, también poseen similitudes litológicas y estructurales con los afloramientos de la Formación Cushamen en su área tipo. En este sentido cabe señalar que la orientación regional oeste-noroeste con inclinaciones al SO en la fábrica planar de los afloramientos del cordón Piltriquitrón (Fig. 3) es coincidente con la orientación de fábrica en los afloramientos de la Formación Cushamen en su área tipo sobre el río Chubut (Márquez *et al.* 2002).

### *Rocas eruptivas y sedimentarias mesozoicas*

En el borde oriental del cordón Serrucho, las metamorfitas del Complejo Colohuincul están en contacto tectónico con los granitoides del batolito patagónico subcordillerano» (*sensu* Gordon y Ort 1993) cuyas exposiciones llegan hasta el alto río Chubut. Son plutonitas calcoalcalinas entre las que predominan tonalitas y granodioritas con biotita y hornblenda, granodioritas y granitos biotíticos y microgranitos. Dos isocronas Rb/Sr sobre roca total de  $200,1 \pm 24$  Ma y  $182,5 \pm 13$  Ma (Gordon y Ort 1993), permiten asignarle una edad jurásica inferior a media.

Las rocas volcano-sedimentarias jurásicas están extensamente representadas en este sector de los Andes donde fueron descritas bajo diferentes nombres como Serie del Piltriquitrón (González Bonorino 1944), Formación Piltriquitrón (*emend.* Lizuain 1980), Grupo Huemul (*sensu* Diez y Zubia 1981) y complejo volcano-sedimentario cordillerano (Giacosa y Heredia 2000). Las volcanitas, entre las que dominan brechas y lavas son muy abundantes en las altas cumbres del sector oeste, donde se preservan como colgajos en el techo de los plutones cretácicos. De acuerdo a Diez y Zubia (1981) los tipos composicionales más abundantes son riódacíticos en la base, una sección intermedia con lavas andesíticas y, hacia el techo, brechas, aglomerados y tobas subordinadas. En el cordón Piltriquitrón las volcanitas comienzan a aflorar a la altura del refugio del Club Andino Piltriquitrón y son brechas andesíticas de color gris azulado, ignimbritas, domos riolíticos autobrechados y foliados, todas intruídas por numerosos diques andesíticos con estructura dique en dique, los que hacia la parte alta del cordón forman coladas andesíticas. Esta asociación contiene intercalaciones calcáreas fosilíferas en la parte alta del cordón (Fig. 3).

Las sedimentitas están integradas por una sección inferior con predominio de pelitas negras bandeadas, pelitas calcáreas con laminación algal y una sección superior con areniscas cuarzo-feldespáticas, microconglomerados y calizas, alcanzando un total de 200 m (Lizuain 1980). Este autor describió, en sedimentitas intercaladas con bancos riódacíticos, restos de invertebrados marinos de una fauna de bivalvos con formas de *Weyla alata* (v. Buch), *Chlamys textoria* Schloth var. *torulosa* Quenst y *Cardium asaphum* Leanza. En la parte norte del valle de El Bolsón, en los alrededores de la sierra Chata se encuentran areniscas con abundantes restos de macrofósiles, entre los cuales hay braquiópodos de la familia Rhyconellidae, de pelecípodos atribuibles a la trigonia *Myophorella* cf. *M. signata* y escamas de peces (González Bonorino 1981). Estos fósiles son asignados al Liásico, por lo que la edad de la asociación volcano-sedimentaria sería del Jurásico inferior.

Las rocas volcánicas y sedimentarias jurásicas están intruídas por plutonitas calcoalcalinas del Cretácico inferior y superior (120-140 Ma y 80-110 Ma; Rapela *et al.* 1987), entre las que predominan tonalitas y granodioritas hornbléndicas y biotíticas, pórfidos graníticos y anfibólicos, diques andesíticos y diques de pórfidos tonalíticos.

Entre las rocas más representativas del área cabe mencionar el Granito Piltriquitrón de  $130 \pm 10$  Ma, cuyos afloramientos son parte de la cumbre del cordón homónimo y cuyas apófisis y diques andesíticos penetran profusamente las rocas jurásicas. La cumbre del cerro Perito Moreno ubicado al oeste del valle de El Bolsón, está constituido por un pórfido granítico anfibólico de color gris claro, muy compacto, con diques de pórfidos andesíticos acompañados de mineralización de sulfuros diseminada y en vetillas. Este pórfido es intrusivo en la tonalita anfibólica, que es la roca dominante en el batolito nordpatagónico al sur de los  $40^{\circ}30'S$ ; similares características se reconocen en el faldeo oriental del cerro Hielo Azul.

### *Rocas sedimentarias y volcánicas terciarias*

En varios sectores del valle de El Bolsón, tales como la loma del Medio y Mallín Ahogado, así como sobre el faldeo occidental del cordón Piltriquitrón, al pie del cordón Serrucho y continuando aguas arriba por el río Foyel, afloran sedimentitas terciarias. La complejidad estructural del sector no ha permitido hasta el momento reconstruir una columna estratigráfica general. Una de las consecuencias del desmembramiento tectónico de los perfiles estratigráficos, son las distintas denominaciones dadas a las sedimentitas, tales como Patagoniense y Capas con Nothofagus (González Bonorino 1944), Lutitas del Río Foyel (Bertels 1980), Formación Rincón de Cholila (Cazau 1972), Formación Río Foyel (Pothe de Baldi 1984), Formación Ñorquinco (González Díaz y Zubia 1980a; 1980b) y Formación Mallín Ahogado (Diez y Zubia 1981). Siguiendo el criterio adoptado por Giacosa y Heredia (2000), se utilizará la última denominación para describir complejamente a todas las sedimentitas terciarias del valle, por entender que representa un nombre geográfico local y que en la propuesta original de Diez y Zubia (1981) se presentó una primera columna general de la unidad.

La Formación Mallín Ahogado está integrada por conglomerados, areniscas y arcilitas de ambiente marino y continental. En la loma del Medio alcanza un espesor mínimo de 650 m, sin techo ni base visible y puede ser tomada como sección tipo de la unidad. De acuerdo a Diez y Zubia (1981) pueden distinguirse dos secciones, la inferior marina de 150 m de espesor y una superior de 500 m, de los cuales sus 150 m basales son de ambiente palustre y los restantes de ambiente fracamente continental. La sección marina se integra con conglomerados polimícticos en la base y una alternancia de areniscas y pelitas, portadoras de gastrópodos, pelecípodos y equinodermos. Transicionalmente pasa a una alternancia de pelitas y areniscas con abundante materia carbonosa y luego a conglomerados y areniscas con intercalaciones de tobas, tufitas y brechas volcánicas. Predominan los colores grises oscuros a verdosos, amarillentos y niveles claros con participación piroclástica.

En la cascada de Nahuel Pan, sobre el faldeo noroeste del cordón Piltriquitrón, aflora una sección de color gris oscuro a negro de pelitas y grauvacas con restos de tallos

y hojas, que tiene continuidad hacia el sur en cercanías del camino de acceso al cerro Amigo y que se correlaciona con la parte basal de la sección continental referida anteriormente. Un grupo de estratos arenoso-conglomerádicos de unos 50 m de potencia apoyados sobre un fuerte paleorelieve y que están ubicados en el valle de los lagos Martín y Steffen, en el cerro Foyel y hacia el este del cerro Perito Moreno, fueron interpretados como correspondientes a una facies proximal de la unidad (Giacosa y Heredia 1999).

La Formación Mallín Ahogado posee una fauna de gastrópodos, bivalvos y artrópodos entre las que se destacan los géneros *Venus*, *Voluta*, *Turritella*, *Cucullaea*, *Natica*, *Panopea*, *Cardium* y *Sthruthiolaria* (Feruglio 1941; González Bonorino 1944; Ubaldón 1981; Rossi de García y Levy 1984). Los elementos microflorísticos presentes pertenecen al bosque de *Nothofagidites* y *Phyllocladidites* (Pothe de Baldi 1984); entre la microfauna se destacan foraminíferos planctónicos y bentónicos (Bertels 1980). En el cerro Piltriquitrón y en la sierra Chata fueron hallados restos paleoflorísticos de los géneros *Plyllites*, *Myrcia*, *Nothofagus* y *Araucaria* correspondientes a la "Flora de Nothofagus" (González Díaz y Zubia 1980a; 1980b). Basado en este contenido fosilífero la edad de la unidad fue asignada tentativamente al intervalo Eoceno superior - Oligoceno inferior.

Los diques y filones capa intruidos en la Formación Mallín Ahogado son muy abundantes en el faldeo occidental de la parte norte del cordón Piltriquitrón (Figs. 3, 4, 5b), y como cuerpos aislados en el cerro Plataforma y cabeceras del arroyo Blanco. Las rocas del cerro Piltriquitrón fueron incluidas dentro de la Serie del Piltriquitrón y sus intrusivas asociadas por González Bonorino (1944); el posterior hallazgo de paleoflora terciaria en los estratos de la roca de caja, obligó a una reconsideración de su edad (González Díaz y Zubia, 1980a; 1980b). Son rocas de naturaleza mesosilíceas cuya petrografía fue detalladamente estudiada por González Bonorino (1944), quien las clasificó como diabasas y lamprófiros. Estas rocas proyectan sus efectos térmicos hasta una decena de metros del contacto con las sedimentitas y están conectadas por pequeños diques que atraviesan verticalmente la estratificación.

La similitud composicional con las volcanitas de la Formación Ventana y el hecho que los diques y filones capa se encuentran en láminas tectónicas transportadas desde el este, sugiere su pertenencia al ciclo volcánico que originó el cinturón andesítico de El Maitén durante el Oligoceno. Una reciente datación K/Ar sobre anfíbol en una diabasa de la cascada del Nahuel Pan de  $31 \pm 1$  Ma (Oligoceno inferior) corroboraría esta asignación (Giacosa *et al.* 2001).

## Estructura

### *Estructura regional*

La estructura cenozoica del sector sur de los Andes Centrales entre los 41° y 42° de latitud sur, en los Andes

Nordpatagónicos, está caracterizada por una faja corrida y plegada con un importante control del basamento precenozoico (Fig. 2). El rumbo general de la faja es nortesur pero con forma concava hacia el antepaís por una marcada entrante a los 41° S, probablemente debido a la interacción entre la propagación de la faja hacia el antepaís y los altos de basamento.

Está conformada por una estructura imbricada de corrimientos de vergencia general hacia el este y un sistema retrovergente intercalado. La distribución paleogeográfica de las rocas jurásicas, sugiere que algunas de las fallas de vergencia oeste habrían sido parte de un sistema de fallas normales mesozoicas, activas durante la etapa preorogénica extensional, invertidas durante la compresión andina (Giacosa y Heredia 2000).

En el corte geológico que muestra la interpretación profunda del sistema de corrimientos que constituyen la estructuración característica de la región (Fig. 5a), se ha representado una superficie de corrimiento basal inclinada ligeramente al oeste, a la que se unirían todos los corrimientos mapeados. La geometría de los corrimientos en profundidad se interpreta como lítrica, por lo que disminuirían de inclinación hacia abajo hasta converger con el corrimiento basal. El enraizamiento de los sistemas de retrocorrimientos con los corrimientos principales está claramente expuesto en la cartografía geológica de la Hoja San Carlos de Bariloche (Giacosa *et al.* 2001).

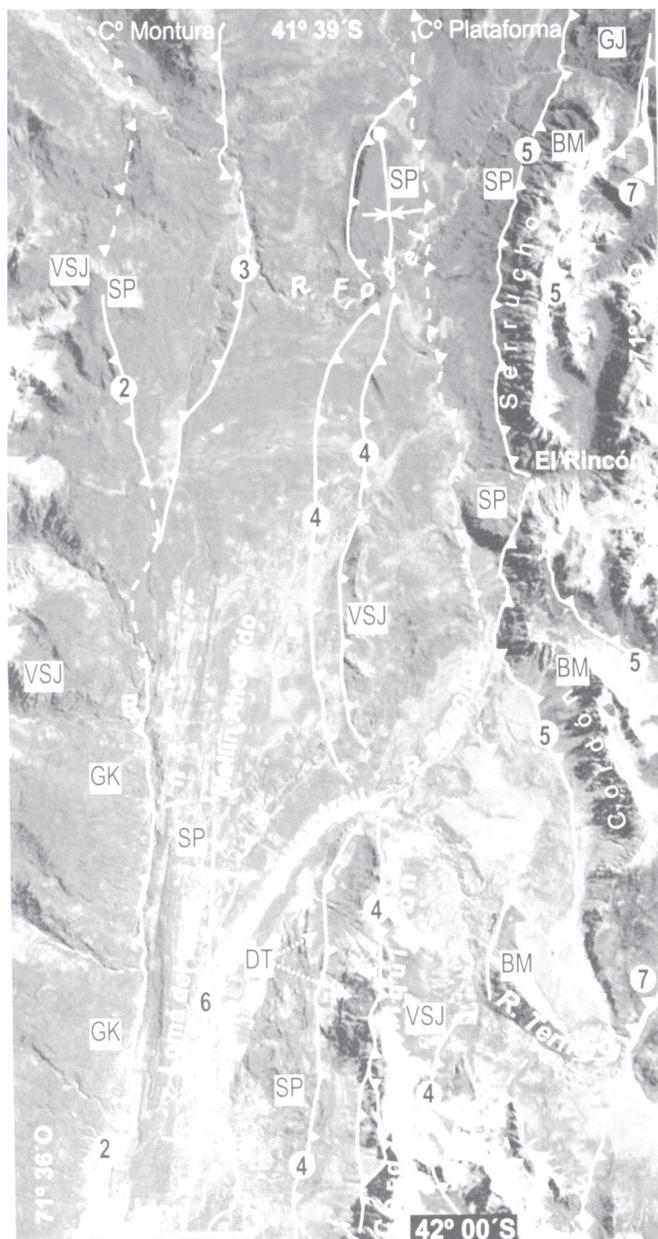
Las estructuras y las rocas involucradas en la deformación, permiten distinguir dos sectores. El sector oeste desarrollado sobre rocas del basamento preterciario, con corrimientos de vergencia este y retrocorrimientos, y un sector este con corrimientos que deforman sedimentitas y volcanitas cenozoicas, desarrollándose importantes fajas de pliegues y una cuña sedimentaria con estratos de crecimiento.

El sector frontal de la faja corrida y plegada emergería en la región de río Chico, a unos 90 km hacia el este del eje cordillerano, donde un corrimiento frontal expone rocas metamórficas del Neopaleozoico y limita hacia el este la expansión de los depósitos sinorogénicos neógenos (Fig. 2).

### *Estructura local*

Los cordones Piltriquitrón y Serrucho y el valle de El Bolsón, se encuentran en el sector oeste de la faja corrida y plegada y en su conformación estructural intervienen de oeste a este las siguientes estructuras (Fig. 2): el corrimiento Bolsón-Tronador, el sinclinal El Bolsón, los retrocorrimientos Piltriquitrón y los retrocorrimientos Serrucho. Sus principales características se resumen a continuación.

*Corrimiento Bolsón-Tronador:* El borde oeste del valle de El Bolsón se estructura a través del corrimiento Bolsón-Tronador, importante por su desarrollo longitudinal y cuya traza pasa muy cerca de la margen occidental del río Azul (Figs. 3 y 4). Estratigráficamente superpone los granitoides cretácicos con sus colgajos de volcanitas



**Figura 4:** Imagen Landsat donde se muestran las principales estructuras. Referencias: BM, basamento metamórfico; GJ, granitoides jurásicos; GK, granitoides cretácicos; VSJ, complejo volcánico sedimentario jurásico; SP, sedimentitas paleógenas y DT, diques terciarios. Los números corresponden a las estructuras citadas en la figura 2 (modificado de Giacosa y Heredia 2000).

jurásicas sobre las sedimentitas terciarias de la Formación Mallín Ahogado, para luego continuar hacia el norte afectando granitoides y volcánitas mesozoicas. Su plano inclina hacia el oeste y la traza de la falla se encuentra al oeste del río Azul donde sus efectos son una intensa fracturación y epidotización en las plutonitas cretácicas. Hacia el norte, a la latitud del río Manso puede reconocerse la continuidad de su traza por una zona de intenso clivaje de fractura en las volcánitas jurásicas que afloran en los alrededores de la cascada de Los Alerces.

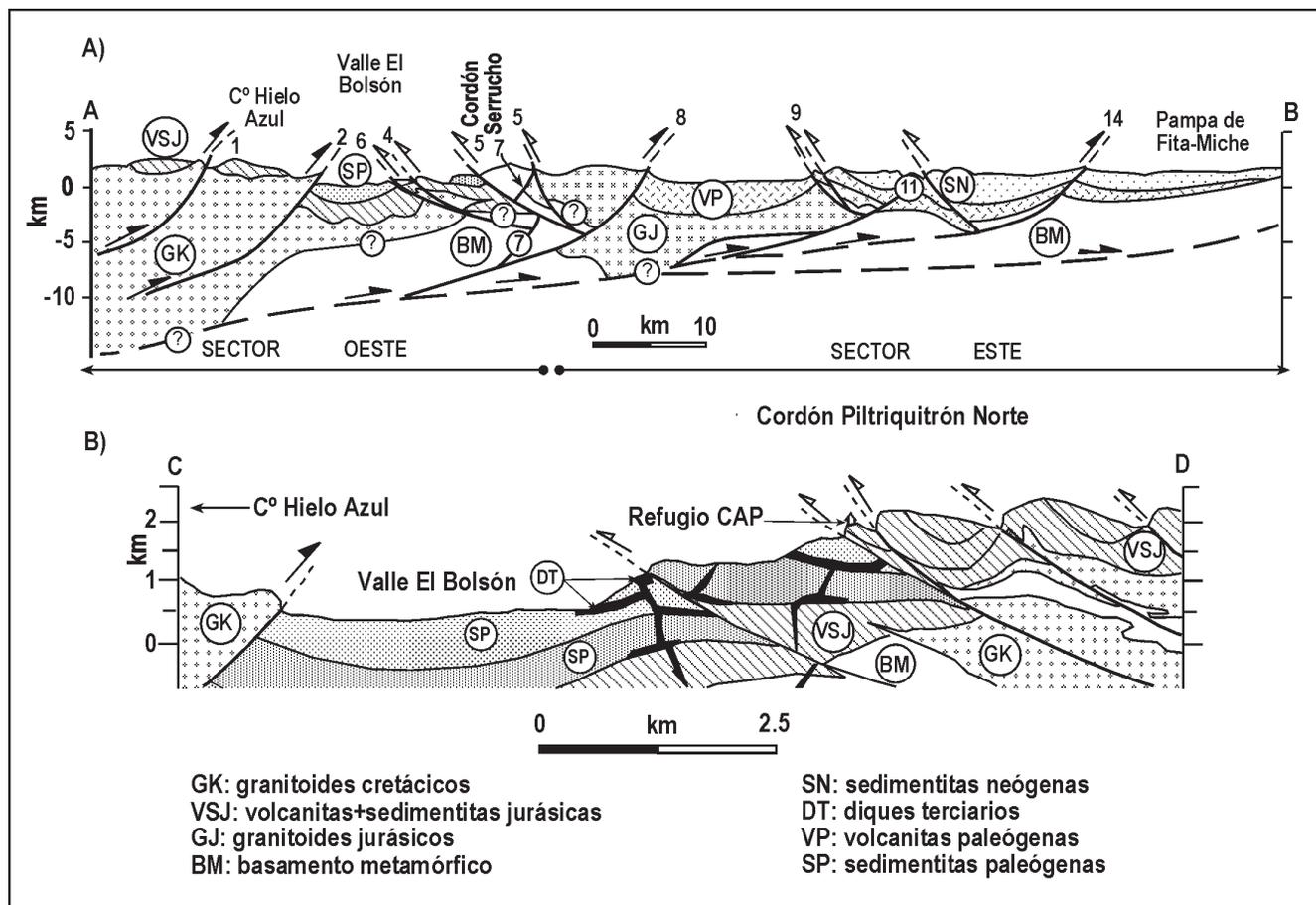
**Sinclinal El Bolsón:** Es un sinclinal de rumbo meridional que puede ser reconocido a lo largo de más de 10 km y cuyo eje se situaría en la parte más deprimida del valle; hacia el norte de Mallín Ahogado la cobertura glacifluvial impide verificar su continuidad. En el origen del sinclinal El Bolsón se encuentra el plegamiento de arrastre sobre su flanco oeste provocado por el bloque cabalgante del corrimiento Bolsón-Tronador; este flanco posee inclinaciones de hasta 50°, aunque la media general es de 30° hacia el este. De manera similar, su flanco este se debe al arrastre causado por el emplazamiento de la lámina inferior del sistema de retrocorrimientos Piltriquitrón.

**Retrocorrimientos Piltriquitrón:** La parte norte del cordón Piltriquitrón está estructurada por un sistema imbricado de retrocorrimientos integrado por tres estructuras mayores y algunas menores que enraizan con éstas (Fig. 3). El más oriental de éstos inclina 40° hacia N70°/80°E con estrías de falla que inclinan 38° al E. Limita una lámina con rocas volcánicas jurásicas, las que están estructuradas en un sinclinal de rumbo N-S, buzante al norte y de geometría concéntrica y que hacia el norte, incluiría rocas del Complejo Colohuincul. Adyacente a su flanco oriental un cambio abrupto en la dirección de inclinación de la estratificación, sugiere la presencia de un retrocorrimiento menor, que se uniría con el principal un poco al sur, en el contacto tectónico entre las rocas jurásicas y el granito cretácico (Fig. 3).

Hacia el oeste la lámina de mayor altura topográfica se integra con rocas jurásicas, el intrusivo granítico cretácico y su aureola de contacto. Las rocas volcanosedimentarias constituyen un sinclinal de rumbo norte y eje buzando en esa dirección. En inmediaciones del refugio, el retrocorrimiento se bifurca a lo largo de más de 2 km para luego volver a unirse. La rama superior de esta falla está señalada por una zona de intensa deformación de alrededor de 50 a 100 m de potencia que inclina 40° al este y está integrada por rocas foliadas oscuras y brechas de falla.

En cuanto a la lámina inferior integrada con sedimentitas y filones capa terciarios, presenta una disposición interior caracterizada por un gran sinclinal de rumbo norte muy visible en el plegamiento de los filones capa (Figs. 3 y 5b). El derrubio no permite observar el retrocorrimiento, pero su traza puede inferirse con bastante seguridad por el cambio abrupto de las direcciones de inclinación entre el flanco oeste del sinclinal de la lámina y el flanco este del sinclinal de El Bolsón.

Hacia el norte del río Los Repollos todos los retrocorrimientos van perdiendo rechazo y expresión topográfica, hasta la zona ubicada al norte del río Foyel, donde podrían transferir su rechazo en una sola estructura que pasa al este de la localidad de El Foyel y que nuevamente limita el piso de una lámina con basamento ígneo-metamórfico y rocas volcánicas jurásicas, sobre la que se apoyan sedimentitas terciarias y filones capa en la zona del cerro Plataforma. En este sector se observa como el sistema de retrocorrimientos posdata y pliega al corrimiento López que tiene vergencia este. Las relaciones de paralelismo entre retrocorrimientos y rumbo de los pliegues, así como estrías de falla con *rake* mayor a 75°, indi-



**Figura 5:** a, Sección geológico-estructural regional (A-B); los números corresponden a las estructuras citadas en la figura 2 (modificado de Giacosa *et al.* 2001). b, Sección de detalle (C-D). Esta última fue construida con espesores mínimos de 1000 m para los depósitos terciarios y jurásicos, respectivamente; se infirieron mayores espesores del Jurásico en el bloque alto de las fallas, dado que se asume que son fallas normales con inversión tectónica cenozoica. La inclinación de los retrocorrimientos del Piltriquitrón está basada en datos de campos que indican valores de 30° a 40° al este. La inclinación del corrimiento Hielo Azul está inferida (45°-50°).

can que el desplazamiento de las láminas fue mayoritariamente de inclinación.

**Retrocorrimientos Serrucho:** La estructura en el cordón Serrucho tanto en su parte norte como en la sur, consiste en dos retrocorrimientos principales de rumbo N-S, de los cuales el ubicado más al oeste forma la gran escarpa occidental del cordón (Fig. 4). Éste, cabalga un importante volumen de rocas del basamento ígneo-metamórfico por sobre delgados espesores de sedimentitas terciarias, las que afloran en varios sectores al pie de la escarpa en El Rincón, margen izquierda del río Foyel. Hacia el este, y de acuerdo al diseño cartográfico, los retrocorrimientos se unirían en profundidad al corrimiento Ventana – Catedral, la estructura de importancia regional que constituye el límite entre los sectores oeste y este de la faja plegada y corrida (Giacosa y Heredia 2000).

## Discusión

Los temas controvertidos de la geología estructural y la evolución tectónica de los Andes Nordpatagónicos inclu-

yen una larga nómina entre los cuales se destacan: a) las fases de deformaciones compresivas cenozoicas, b) la relación entre la deformación y la sedimentación terciaria y el origen de las cuencas terciarias (transtensional, Spalletti y Dalla Salda 1996; extensional, Mancini y Serna 1989, Cazau *et al.* 1989 o asociadas a la migración del frente orogénico, Giacosa y Heredia 1999), c) la importancia de los movimientos transcurrentes en el sector chileno de antearco de este tramo de los Andes (Hervé 1994; Cembrano *et al.* 1996), d) la partición de la deformación compresiva en la región del retroarco y su influencia sobre la formación de estructuras (Diraison *et al.* 1998) o la preminencia de movimientos compresivos con desplazamiento de inclinación en la generación de la morfoestructura (Giacosa y Heredia 2000) y, e) la influencia de las fallas normales mesozoicas en el control de la estructura compresiva cenozoica. Dado que las descripciones e interpretaciones realizadas en este trabajo se relacionan con los tres últimos temas, es pertinente presentar una breve discusión.

Basado en la morfología y su relación con los corrimientos, se interpreta que el sinclinal el Bolsón es un

pliegue producido por el arrastre de los estratos en la dirección del movimiento de los bloques ascendentes ubicados sobre ambos flancos. Por lo tanto es producto de la interacción de sistemas compresivos de vergencia opuesta y representaría la expresión superficial de una zona triangular (*sensu* Mc Clay 1999) en el subsuelo. A nivel regional esta estructuración es similar a aquella de los 43° S en el valle 16 de Octubre entre las localidades de Esquel y Trevelín (*cf.* Fig. 8, p. 451, Giacosa y Márquez 1999). La interpretación del sinclinal El Bolsón como un pliegue de arrastre, señala una diferencia con el sinclinal David en la faja plegada de Ñirihuau (Fig. 2), otro gran pliegue en sedimentitas terciarias, cuyo origen se relaciona a la flexión sobre la rampa del corrimiento Pantanoso. También los pliegues en las rocas jurásicas de las láminas superiores del cordón Piltriquitrón, tienen una morfología característica de pliegues concéntricos producidos por flexión de los estratos en el bloque de techo y relacionados con rampas de falla o bien por cambios en la inclinación de los planos de falla.

Se constata una estrecha relación espacial entre afloramientos de basamento premesozoico y los sistemas retrovergentes y, muy posiblemente entre los últimos y fallas normales mesozoicas. Recientemente los autores han señalado la importancia del fallamiento extensional como un elemento distintivo en los comienzos del ciclo andico de la región, en lo que denominaron etapa preorogénica extensional del ciclo Andico (Giacosa y Heredia 2000). La distribución cartográfica de las rocas plutónicas del Jurásico inferior respecto de sus homólogas volcanosedimentarias, situadas al este y oeste respectivamente del corrimiento Ventana - Catedral y la presencia de las mayores extensiones volcanosedimentarias al oeste del corrimiento López (Fig. 2), permitirían interpretar la existencia de un sistema extensional mesozoico. Este sistema habría desarrollado depresiones del tipo graben o hemigraben hacia el oeste, en tanto que los bloques orientales relativamente más altos, actualmente los cordones Serrucho, Aspero, Ñirihuau, de la Ventana, se habrían emplazado las plutonitas jurásicas. En este esquema se considera que los retrocorrimientos, al enraizar con el corrimiento Ventana - Catedral, fueron en su origen fallas normales antitéticas como parte de una cuenca extensional, en donde las rocas volcano-sedimentarias jurásicas se depositaron en discordancia sobre el basamento ígneo-metamórfico. Su doble condición de límite regional entre los sectores oeste y este de la faja corrida y plegada y la relación de enraizamiento que con él, mantienen los sistemas retrovergentes, hacen del corrimiento Ventana - Catedral una estructura de orden mayor en este sector de los Andes Nordpatagónicos.

Una parte sustancial de la sedimentación terciaria en la cuenca El Bolsón ocurrió en el intervalo Eoceno superior - Oligoceno inferior, sin embargo hay menciones en sedimentitas del río Foyel de ostrácodos y foraminíferos que alcanzarían el Mioceno basal (Bertels 1980). En el Oligoceno inferior las sedimentitas fueron intruidas por los diques y filones capa mesosilíceos del cordón Piltriquitrón que son coetáneos con las volcanitas de la

Formación Ventana. Así, estas rocas se habrían intruido una vez finalizada o cerca de la terminación de la sedimentación de la Formación Mallín Ahogado. Sobre esta base y teniendo en cuenta la relación entre períodos de deformación y rápida convergencia entre placas (Pardo Casas y Molnar 1987; Giacosa y Heredia 2000) puede especularse que: a) el comienzo de la sedimentación marino-continental de la Formación Mallín Ahogado estaría relacionada al inicio de la estructuración de la cordillera a estas latitudes a partir del Eoceno medio basal (anomalía 21 a partir de los 49 Ma); b) la propagación hacia el este del frente orogénico a través del corrimiento Bolsón-Tronador pliega las sedimentitas en algún momento a partir del Oligoceno superior y, en todo caso los retrocorrimientos posdatan a los corrimientos de vergencia este ubicados hacia el oeste; c) los retrocorrimientos Piltriquitrón habrían sido activos con posterioridad a la sedimentación e intrusión de diques, por ejemplo a fines del Oligoceno o comienzos del Mioceno; d) las sedimentitas con microfósiles del Mioceno podrían haberse depositado como consecuencia del levantamiento de los cordones Serrucho y Piltriquitrón y las sedimentitas conglomerádicas a techo del sinclinal Foyel podrían representar tal registro; e) tal situación sugiere que la Formación Mallín Ahogado podría representar más de una unidad estratigráfica: una primera relacionada al avance del frente orogénico de oeste a este y una segunda más joven (Mioceno basal) asociada a la estructuración o reactivación de los sistemas retrovergentes.

A lo largo de la depresión estructural del sinclinal El Bolsón, se encauzó, durante el Plio-pleistoceno una potente lengua glaciaria, que desarrolló geofomas lineales erosivas de gran longitud y que en imágenes satelitales aparecen como conspicuos lineamientos. La cartografía geológica muestra que muchos no corresponden a estructuras geológicas, por lo que su interpretación como lineamientos tectónicos debe ser tomada con precaución.

Cabe agregar que recientes estudios cinemáticos basados en el análisis de estrías de falla (Diraison *et al.* 1998), ponen de manifiesto que la dirección de acortamiento principal en la cordillera Nordpatagónica a estas latitudes es subhorizontal y de rumbo promedio 053° y que fallas de rumbo norte corresponden a fallas de desplazamiento lateral derecho. Sin embargo, en la cartografía geológica regional preexistente (Feruglio 1947; González Bonorino 1944; González Bonorino y González Bonorino 1978), así como la realizada por los autores (Giacosa *et al.* 2001), no se evidencian movimientos de desplazamiento lateral, tales como unidades de rocas desplazadas en el sentido del rumbo de las fallas, pliegues de traza axial diagonal al rumbo de los corrimientos o trenes de pliegues en *echelón*. El fallamiento transcurrente, originado como consecuencia de la oblicuidad entre la dirección de convergencia (azimut 075 - 080; Dewey y Lamb 1992) y el límite entre placas, y que alcanza gran importancia hacia el oeste en la región de antearco con la megafalla de Liquiñe-Ofqui (Hervé 1994; Cembrano *et al.* 1996) no demuestra tener significativa importancia en la morfoestructura de la región del retroarco aquí considerada o, al

menos la cinemática que revela el estudio de fallas menores no alcanza a tener expresión en la cartografía regional. La altura de la Cordillera Nordpatagónica (>2.000 m altura promedio) ha sido mencionada como una de las consecuencias de la influencia de los movimientos de desplazamiento lateral en su formación, por contrapartida a los desplazamientos de inclinación. Teniendo en cuenta que anteriormente hemos interpretado a los sistemas de retrocorrimientos como heredados de fallas normales mesozoicas invertidas por la compresión cenozoica, los autores postulan que, una parte importante de la componente de desplazamiento de inclinación de la deformación compresiva cenozoica, se habría utilizado en la inversión de las fallas mesozoicas, restando potencial altura a la cordillera.

## Conclusiones

La estructura de los cordones Piltriquitrón y Serrucho es descrita e interpretada como consecuencia de sistemas de fallas de vergencia oeste. El valle de El Bolsón es un valle tectónico caracterizado por un sinclinal de rumbo norte de dimensiones kilométricas en términos de sedimentitas paleógenas, con sus flancos formados por arrastre de corrimientos de vergencia opuesta. No se observan evidencias cartográficas que indiquen que fallas de desplazamiento lateral dextral hayan tenido una participación dominante en su formación.

El enraizamiento en profundidad de los retrocorrimientos con una estructura de escala regional de vergencia este, como el corrimiento Ventana – Catedral se infiere de la unión que muestran en la cartografía geológica.

Los corrimientos de vergencia oeste condicionaron la presencia de los extensos afloramientos de rocas ígneo-metamórficas pre-mesozoicas en este sector de los Andes Nordpatagónicos.

## Agradecimientos

Se agradece a las autoridades del Instituto de Geología y Recursos Minerales del Servicio Geológico Minero Argentino, el permiso correspondiente para la publicación de este trabajo.

## TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Basei, M., Brito Neves, B., Varela, R., Teixeira, W., Siga Jr., O., Sato, A. y Cingolani, C. 1999. Isotopic dating on the crystalline basement rocks of the Bariloche region, Río Negro, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 15-18.
- Bertels, A. 1980. Foraminíferos (protozoa) y ostrácodos (Arthropoda) de las "Lutitas del Río Foyel" (Oligoceno) de la cuenca de Ñirihuau, provincia de Río Negro, Argentina. *Ameghiniana* 17(1): 49-52, Buenos Aires.
- Cazau, L., 1972. Cuenca de Ñirihuau-Ñorquinco-Cushamen. En Leanza, A. (Ed.), *Geología Regional Argentina*, pp. 727-740, Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Cazau, L., Mancini, D., Cangini, J. y Spalletti, L., 1989. Cuenca de Ñirihuau. En Chebli, G. y Spalletti, L. (Eds.), *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica* 6: 299-318, Tucumán.
- Cembrano, J., Hervé, F. y Lavenu A., 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259:55-66.
- Dessanti, R.N. 1972. Andes Patagónicos Septentrionales. En Leanza, A. (Ed.), *Geología Regional Argentina*, pp: 655-697. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Dewey, J. y Lamb, S., 1992. Active tectonics of the Andes. *Tectonophysics*, 205:79-95.
- Diez, O. y Zubia, M., 1981. Sinopsis estratigráfica de la región de El Bolsón, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 36 (1): 19-28, Buenos Aires.
- Diraison, M., Cobbold, P., Rossello, E. y Amos, A., 1998. Neogene dextral transpression due to oblique convergence across the Andes of northwestern Patagonia. *Journal of South America Earth Sciences* 11(6): 519-532.
- Duhart, P., Haller, M. y Hervé, F. 2002. Diamicritas como parte del protolito de las metamorfitas de la Formación Cushamen en río Chico, provincias de Río Negro y Chubut, Argentina. *Actas*, 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 97-100.
- Feruglio, E. 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica "San Carlos de Bariloche" (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petroleras* 200: 27-64, Buenos Aires.
- Feruglio, E. 1947. Hoja geológica 40b San Carlos de Bariloche, Territorio Nacional de Río Negro. Mapa a escala 1:200.000. Dirección General de Minas y Geología.
- Giacosa, R. y Heredia, N., 1999. La cuenca de antepaís terciaria asociada a la faja plegada y corrida de los Andes Patagónicos entre los 41° y 42° S, SO de Argentina. En Busquets, P. *et al.*, (Eds.), *Geología de los Andes Centrales Argentino-Chilenos*, Acta Geológica Hispánica, 32(1-2): 103-111, Barcelona.
- Giacosa, R. y Heredia, N., 2000. Estructura de los Andes Nordpatagónicos entre los 41° y 42° S, Río Negro y Neuquén, Argentina. 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 571-575. Puerto Varas.
- Giacosa, R. y Márquez, M., 1999. Jurásico y Cretácico en los Andes Patagónicos Septentrionales y Precordillera del Chubut. En Caminos, R. (Ed.) *Geología Argentina. El Jurásico y Cretácico de la Patagonia y Antártida*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29, 17: 444-459, Buenos Aires.
- Giacosa, R., Heredia, N., Césari, O. y Zubia, M., 2001. Hoja 4172-IV, San Carlos de Bariloche (provincias de Río Negro y Bariloche). Instituto de Geología y Recursos Minerales (IGRM)- SEGEMAR, Boletín 279, 67 pp., Buenos Aires.
- González Bonorino, F. 1944. Descripción geológica y petrográfica de la Hoja Geológica 41 b Río Foyel (Río Negro). Dirección Nacional Minería e Hidrogeología, Boletín 56 pp \*\*, Buenos Aires.
- González Bonorino, F., 1981. Nota sobre la Formación Piltriquitrón y otras formaciones más antiguas y más modernas en la región de El Bolsón, en Río Negro y Chubut. *Comentario. Revista Asociación Geológica Argentina*, 36 (3): 319-321, Buenos Aires
- González Bonorino, F. y González Bonorino, G., 1978. Geología de la región de San Carlos de Bariloche. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 33 (3): 175-210, Buenos Aires.
- González Díaz, E. y Zubia, M., 1980a. La "Serie del Piltriquitrón" de la Sierra Chata: su edad y la de sus "plutonitas asociadas". *Revista Asociación Geológica Argentina*, 35 (2): 183-186, Buenos Aires.
- González Díaz, E. y Zubia, M., 1980b. Un nuevo afloramiento del Terciario inferior continental (= Formación Ñorquinco) en el Cerro Piltriquitrón, suroeste de Río Negro. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 35 (2): 203-207, Buenos Aires.
- Gordon, A. y Ort, M., 1993. Edad y correlación del plutonismo subcordillerano en las provincias de Río Negro y Chubut. 12° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 120-127, Buenos Aires.
- Hervé, F. 1994. The southern Andes between 39° and 44° S latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a

- magmatic arc. In K.J. Reutter, E. Scheuber and P.J. Wigger (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes*. Springer, Berlin, pp. 243-248.
- Lizuain, A. 1980. Las Formaciones Suprapelozoicas y Jurásicas de la Cordillera Patagónica. Provincias de Río Negro y Chubut. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 25 (2): 174-182, Buenos Aires.
- López de Lucchi, M., Ostersa, H., Cagnoni, M., Cerredo, M. y Linares, E., 2002. Geodynamic setting for the western border of the North Patagonian Massif: Cushamen Formation at the Río Chico, Río Negro. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 210-213.
- Márquez, M., Giacosa, R., Nillni, A., Paredes, J., Fernández, M., Parisi, C., Sciutto, J., Garrido, C. y Afonso, J., 2002. Aspectos litológicos y estructurales del bloque tectónico Cushamen (Chubut). 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1, 201-206.
- McClay, K., 1999. Glossary of thrust tectonics terms. In McClay, K. (Ed.), *Thrust Tectonics*: 419 - 434.
- Mancini, D. y Serna, M., 1989. Evaluación petrolera de la Cuenca de Ñirihuau. Sudoeste de Argentina. 1° Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Argentina), Actas 2: 739-762.
- Pothe de Baldis, D. 1984. Microfloras fósiles cenozoicas. En Ramos, V. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, II (4): 393-412, Buenos Aires.
- Pardo Casas, F. y Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, 6 (3): 233-248.
- Ramos, V., 1981. Evaluación fotogeológica Area Ñirihuau. *Pluspetrol*, 94. Buenos Aires (inédito).
- Ramos, V., 2000. The Southern Central Andes. In: Cordani, U.G., Milani, E.J., Thomaz Filho, A., Campos, D.A. (Eds.) *Tectonic Evolution of South America*, 561-604, 31° International Geological Congress, Río de Janeiro.
- Ramos, V. y Cortés, J.M., 1984. Estructura e interpretación tectónica. En Ramos, V. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro*, I(12): 317-346, Buenos Aires.
- Rapela, C., Munizaga, F., Dalla Salda, L., Hervé, F., Parada, M. y Cingolani, C., 1987. Nuevas edades K-Ar de los granitoides del sector nororiental de los Andes Patagónicos. 10° Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 18-20, Tucumán.
- Rapela, C., Spalletti, L., Merodio, J. y Aragón, E., 1988. Temporal evolution and spatial variation of early Tertiary volcanism in the Patagonian Andes. (40° S- 42° 30' S). *Journal of South American Earth Sciences* 1(1): 75-88.
- Rossi de García, E. y Levi, R., 1984. Megafaunas de invertebrados cenozoicos. En Ramos, V. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia de Río Negro* II(6): 467-484, Buenos Aires.
- Spalletti, L. y Dalla Salda, L., 1996. A pull-apart volcanic related Tertiary Basin, an example from the Patagonian Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 9(1- 4): 197-206.
- Turner, J.C., 1965. Estratigrafía de Aluminé y adyacencias, provincia de Neuquén. *Revista Asociación Geológica Argentina* 20(2): 153-184, Buenos Aires.
- Ubaldo, M. C. 1981. Informe sobre el contenido paleontológico de la Hoja 41a El Bolsón, Río Negro. Servicio Geológico Nacional 30 (inédito) 10 pp. Buenos Aires.
- Varela, R., Basei, M., Brito Neves, B., Sato, A., Teixeira, W., Cingolani, C., Siga Jr., O., 1999. Isotopic study of igneous and metamorphic rocks of Comallo-Paso Flores, Río Negro, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, Actas: 148-151.
- Volkheimer, W., 1964. Estratigrafía de la zona extrandina del Departamento de Cushamen (Chubut) entre los paralelos 42° y 42° 30' y los meridianos 70° y 71°. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 19 (2): 85-107, Buenos Aires.

**Recibido:** 15 de enero, 2002

**Aceptado:** 2 de septiembre, 2003